HAL
open science

Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Massif des Coirons (Partie Occidentale) (Ardèche)

J.-C. Grillot

▶ **To cite this version:**

J.-C. Grillot. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Massif des Coirons (Partie Occidentale) (Ardèche). Géologie appliquée. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 1971. Français. NNT : . tel-01004598

HAL Id: tel-01004598

https://theses.hal.science/tel-01004598v1

Submitted on 11 Jun 2014

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.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 032279 9

GRILLOT (J.-C.) A

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

U. E. R.

RESSOURCES NATURELLES ET AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

Contribution à l'Étude Géologique et Hydrogéologique du Massif des Coirons

(Partie Occidentale)

(Ardèche)

19 SEP. 1974

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

par

J.-C. GRILLOT

(Docteur de Spécialité)

(Géologie Appliquée)

C. E. R. G. H.

MONTPELLIER

Mai 1971

19 AOUT 2003

ACADÉMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

U. E. R.

RESSOURCES NATURELLES ET AMÉNAGEMENT RÉGIONAL

Contribution à l'Étude Géologique et Hydrogéologique du Massif des Coirons

(Partie Occidentale)

(Ardèche)

par

J.-C. GRILLOT

(Docteur de Spécialité)

(Géologie Appliquée)

C. E. R. G. H.

MONTPELLIER

Mai 1971

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DU LANGUEDOC

-

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU MASSIF DES COIRONS (PARTIE OCCIDENTALE) (Ardèche)

-

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade :
Docteur de Spécialité
Géologie Appliquée
Option : Hydrogéologie

par
J.C. GRILLOT
Maître-ès-Sciences

Soutenue en Juin 1971 devant la Commission d'Examen

Jury :

MM. J. AVIAS	Président
J.M. REMY C. DROGUE	Assesseurs

20148403

PLAN DU MEMOIRE

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
19 AOUT 2003

Pages

INTRODUCTION 1

SITUATION GEOGRAPHIQUE 2

PREMIERE PARTIE : GEOLOGIE DU MASSIF BASALTIQUE DES COIRONS (PARTIE OCCIDENTALE)

CHAPITRE I : GRANDS TRAITS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE REGIONALE

1.- HISTORIQUE DES PREMIERS TRAVAUX ... 3

2.- EVENEMENTS GEOLOGIQUES MAJEURS 4

CHAPITRE II : GEOLOGIE DETAILLEE - CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DES FORMATIONS

A - UNITES GEOLOGIQUES DU SUBSTRATUM

1.- LITHOLOGIE 10

2.- MORPHOLOGIE ANTEERUPTIVE 14

3.- TECTONIQUE 17

B - UNITES GEOLOGIQUES DU PLATEAU BASALTIQUE DU COIRON

1.- LES ERUPTIONS VOLCANIQUES 18

2.- LE MATERIEL EMIS 22

3.- TECTONIQUE POST-ERUPTIVE 39

4.- UNITES GEOLOGIQUES SECONDAIRES : LES EBOULIS 40

Pages

5.- IMPORTANCE HYDROGEOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DES PRODUITS D'ERUPTION VOLCANIQUE ET DES UNITES QUI LEUR SONT ASSOCIEES 41

CHAPITRE III : STRUCTURES IMPERMEABLES LIEES AU MATERIEL VOLCANIQUE

1.- INTRODUCTION 43

2.- LOCALISATION DES STRUCTURES IMPERMEABLES 43

3.- ETUDE DE QUELQUES STRUCTURES IMPERMEABLES 46

4.- CONCLUSION GENERALE 53

DEUXIEME PARTIE : HYDROGEOLOGIE DU MASSIF BASALTIQUE DES COIRONS (PARTIE OCCIDENTALE)

CHAPITRE I : CLIMATOLOGIE DU COIRON

1.- LA TEMPERATURE 54

2.- PLUVIOMETRIE 55

CHAPITRE II : HYDROGEOLOGIE DU PLATEAU

A - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET CALCAIRES DU JURASSIQUE : LES SOURCES INFRA-BASALTIQUES

1.- HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS CALCAIRES NON RECOUVERTES PAR LE BASALTE 60

2.- HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS CALCAIRES EN RELATION AVEC LE MATERIEL VOLCANIQUE 61

Pages

B - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET STRUCTURES IMPERMEABLES SOUS-BASALTIQUES : LES SOURCES SOUS-BASALTIQUES

1.- RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET COUCHE ROUGE SOUS-BASALTIQUE 70

2.- RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET AUTRES STRUCTURES IMPERMEABLES SOUS-BASALTIQUES 74

C - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET STRUCTURES IMPERMEABLES INTER-BASALTIQUES : LES SOURCES INTER-BASALTIQUES

1.- HYDROLOGIE SUPERFICIELLE DU PLATEAU 78

2.- HYDROGEOLOGIE DU PLATEAU 79

D - CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX ISSUES DU MATERIEL VOLCANIQUE

1.- TEMPERATURE DES EAUX 85

2.- RESISTIVITE ET PH MOYENS DES EAUX 88

E - HYDROGRAMMES DE DECRUE DE QUELQUES EMERGENCES

1.- LOIS DE L'ECOULEMENT SOUTERRAIN 92

2.- DETERMINATION DU COEFFICIENT DE TARISSEMENT 92

3.- CAPACITE DE RETENTION INITIALE V_0 DES EMERGENCES 93

- TROISIEME PARTIE :

CONCLUSION : ECONOMIE REGIONALE EN RELATION AVEC LES PROBLEMES DE LA RECHERCHE DE L'EAU 96

ILLUSTRATIONS HORS TEXTE

- Carte géologique au 1/25.000ème de la partie Occidentale du plateau du Coiron et de ses abords immédiats.

- Esquisse hydrogéologique au 1/25.000ème de la partie Occidentale du plateau du Coiron.

—

TABLE DES ILLUSTRATIONS INCLUSES DANS LE TEXTE

Pages

- Planche 1 : Situation géographique 2
- Planche 2 : (Deux coupes) Interprétation structurale du plateau du Coiron 15
- Planche 3 : (Trois photos) Formations de tufs au Goulet de la Soulière (NW de La Prade) 29
- Planche 4 : (Deux photos) Coupe des formations de tufs (Crête de Blandine) 31
- Planche 5 : Exemple de sédimentation lacustre 35
- Planche 6 : Interprétation structurale d'une région où a eu lieu une sédimentation lacustre (trois schémas) 37
- Planche 7 : Etude en lames minces (cinq) des couches rouges imperméables 46
- Planche 8 : Log stratigraphiques (quatre) du matériel volcanique à couches rouges 48
- Planche 9 : Géochimie des couches rouges d'après les analyses données par P. GRANGEON (graphique) 53

Pages

- Planches 10-11-12-13 : Géochimie des couches rouges d'après les analyses effectuées au Laboratoire de Géologie de l'Université de Montpellier 53
- Planche 14 : Schémas interprétatifs du fonctionnement de trois sources infra-basaltiques 61
- Planche 15 : Schémas interprétatifs du fonctionnement des sources infra-basaltiques de la face Nord du Coiron 67
- Planche 16 : Schémas d'évolution hydrogéologique probable de la face Nord du Coiron 69
- Planche 17 : Schémas interprétatifs du fonctionnement de deux sources sous-basaltiques 71
- Planche 18 : Schémas interprétatifs de l'hydrogéologie des formations volcano-lacustres de la bordure Orientale du Coiron 77
- Planche 19 : Esquisse hydrogéologique de la région de La Prade 83
- Planche 20 : Graphique de chimie des eaux du Coiron 89
- Planche 21 : Hydrogrammes de décrue de quatre sources basaltiques 93

ARCHIVES

- Analyses géochimiques des couches rouges.
- Inventaire des points d'eau.
- Analyses chimiques des eaux.

AVANT PROPOS

Il m'est agréable d'exprimer ici ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont donné de précieux conseils quant à la conduite et à la réalisation de ce mémoire :

Monsieur le Professeur J. AVIAS, qui a bien voulu me confier cette étude et me guider dans mon travail. Ses propres observations sur une région qui lui est particulièrement chère et qu'il connait bien m'ont grandement facilité la tâche.

Monsieur le Professeur J.M. REMY, qui s'est intéressé aux problèmes que j'ai rencontrés dans l'étude du volcanisme du Coiron. Je le remercie vivement d'avoir bien voulu accepter de faire partie de mon jury.

Monsieur le Professeur C. DROGUE, qui m'a donné de judicieux conseils tout au long de l'étude hydrogéologique que j'ai entreprise.

J'adresse mes sincères remerciements à Monsieur J. VIGIER, ancien Ingénieur du Génie Rural de Privas, qui a bien voulu me recevoir à Clermont-Ferrand et me faire bénéficier de ses travaux de recherche sur l'hydrogéologie du département de l'Ardèche. Je tiens à associer à ces remerciements, le Génie Rural de Privas qui m'a permis d'accéder librement aux archives.

Enfin, je ne saurais oublier tous ceux qui ont participé à la réalisation matérielle de ce travail et notamment Mademoiselle SOULLIER et Madame FARENC.

INTRODUCTION

Au départ, l'objet de ce travail était une étude hydrogéologique du plateau basaltique ardéchois du Coiron.

Bien des auteurs ayant étudié la région, nous pensions disposer de bases géologiques suffisantes pour entreprendre nos recherches. Or, très vite, nous nous sommes aperçu que les interprétations données ne correspondaient pas toujours aux observations que l'on pouvait faire sur le terrain.

C'est pourquoi nous avons tenté, dans une première partie, de rassembler les connaissances géologiques sur la région en apportant nos propres observations et les hypothèses qui peuvent en découler.

L'ensemble des résultats de ce premier travail est illustré sur la carte géologique jointe à ce mémoire.

En second lieu, à partir de l'étude des caractéristiques hydrogéologiques des formations rencontrées, nous avons essayé de dresser le bilan hydrologique du plateau.

Enfin, dans une conclusion générale, nous avons associé les problèmes économiques à ceux que posent la recherche de l'eau.

SITUATION GEOGRAPHIQUE.

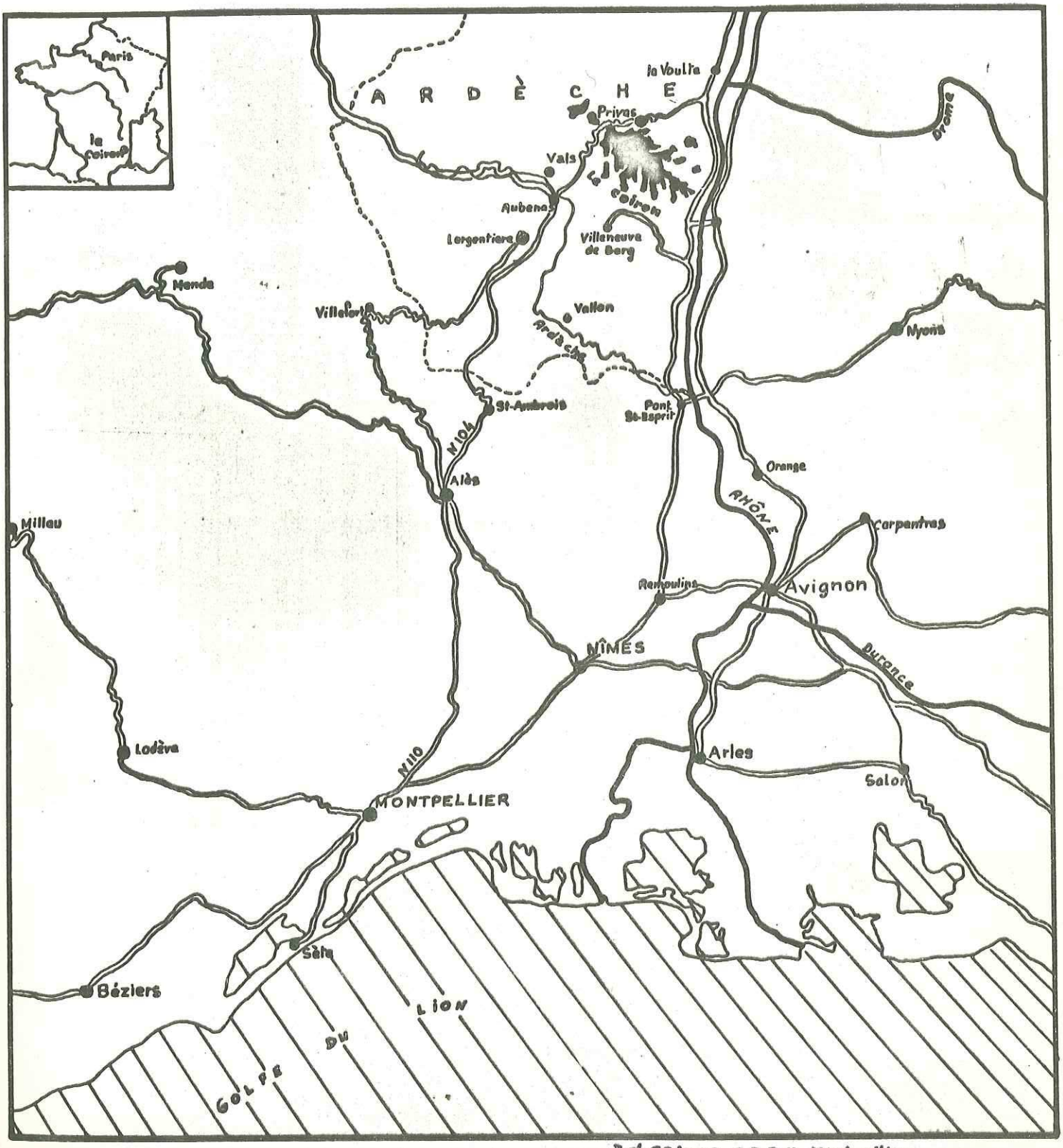
Au coeur du Bas-Vivarais, dominant de ses hautes falaises noires les marnes du Crétacé inférieur au Sud et les marno-calcaires du Jurassique au Nord, se dresse un plateau basaltique : le Coiron.

De dimensions importantes (20 km de long sur 13 km de large), il s'allonge suivant un axe NW-SE sous la forme de digitations, particulièrement dans le Sud.

Culminant à l'Ouest à la crête de Blandine (1.017 m), il s'incline en pente douce vers le SE jusqu'à l'altitude de 600 m. Obstacle naturel aux voies de communications, il isole l'une de l'autre les deux villes ardéchoises de Privas au Nord et d'Aubenas au Sud. Le Col de l'Escrinet sépare le plateau d'un massif basaltique situé plus à l'Ouest : le Roc du Gourdon.

Cette vaste planèze ne pouvant dans son ensemble faire l'objet de ce mémoire, nous avons limité nos recherches à la partie occidentale comprise entre le Col de l'Escrinet au NW et le hameau de Freyssenet au SE. La partie orientale fait actuellement l'objet d'un travail parallèle à celui que nous présentons.

PL1 situation géographique



J.d. GAILLOT C.E.R.N. Montpellier

PREMIERE PARTIE

GEOLOGIE DU MASSIF BASALTIQUE DES COIRONS

(PARTIE OCCIDENTALE)

CHAPITRE I

GRANDS TRAITS DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE REGIONALE

1.- HISTORIQUE DES PREMIERS TRAVAUX.

C'est à FAUJAS De SAINT-FONDS que l'on doit les premières observations sur la géologie du plateau basaltique du Coiron : "L'épanchement des laves s'est fait par plusieurs bouches, l'une d'elles occupant la dépression de Freyssenet".

En 1781, la note géologique de GIRAUD-SOLAVIE fait état de l'existence d'une flore fossile observée à Rochessauve à l'Est, et à Charray au Nord. Cet auteur signale que selon lui, les basaltes sont postérieurs aux granites du Massif Central et à leur couverture sédimentaire qui s'étend vers l'Est.

FAUJAS De SAINT-FONDS, en 1815, et De MALBOS en 1845, attirent de nouveau l'attention sur les flores fossiles tandis que MITSCHERLICH vers 1864 observe pour la première fois les alluvions sous-basaltiques de la face Sud du Coiron.

J.B. DALMAS, en 1872, étudie plus particulièrement la stratigraphie de la montagne de Charray et au sujet du volcanisme de la région pense que le basalte, vomi par plusieurs cheminées, est issu d'une grande fracture centrale.

Il faut attendre 1882 pour voir la parution d'une note consacrée au Coiron et aux terrains sédimentaires sous-jacents, note géologique de TORCAPEL. Pour cet auteur, la lave s'est épanchée, à partir d'un réseau de fractures d'orientation différente, sur un substratum pénéplané et aucun mouvement tectonique n'est venu affecter les nappes basaltiques depuis leur épanchement. Enfin, la découverte du gisement fossile de Vaugourde près d'Aubignas par ce même auteur, permet à GAUDRY d'émettre l'hypothèse que les premières éruptions remonteraient au Miocène supérieur.

En 1885, l'abbé BOULAY remarque que les vallées actuelles ont été creusées dans le substratum sédimentaire et non dans les formations basaltiques et il en conclut que le relief prééruptif n'était pas aussi plat qu'on aurait pu le croire.

BOULE, en 1892, synchronise les éruptions du Coiron avec celles du Mézenc et observe que le matériel émis est très varié, cependant qu'en 1924,BACCONNIER attire l'attention sur la morphologie prééruptive et sur les types d'éruptions qui, selon lui, seraient passées alternativement du mode hawaïen au mode strombolien. BAULIG, en 1928, conteste les interprétations de BACCONNIER, la surface du substratum n'étant, pour lui, ni pénéplanée ni déformée avant et après l'épanchement basaltique.

En 1927, Mme JEREMINE est le premier géologue à s'intéresser à la pétrographie des laves et à différencier les types de basaltes du point de vue minéralogique et chimique, cependant qu'en 1954, RUTTEN et Den BOHER, par l'étude des propriétés magnétiques des basaltes, datent les plus anciennes coulées miocène supérieur et les plus récentes post-villafranchien. En 1957, une étude systématique faite par le second de ces auteurs sur le paléomagnétisme permet de poser les bases d'une stratigraphie des coulées bien que P. GRANGEON, en 1960, conteste la validité d'une telle méthode. Ce dernier, s'intéressant tout particulièrement aux alluvions sous-basaltiques et à leurs empreintes végétales fossiles (P. GRANGEON, 1958), fait le point sur l'ensemble des connaissances acquises (1960). Nous aurons l'occasion de revenir sur les interprétations de cet auteur.

En conclusion, il ressort de cet historique que bonnombre de notes, contradictoires parfois, ont mis l'accent sur la complexité d'une étude systématique et rationnelle du plateau basaltique du Coiron. C'est pourquoi, principalement à partir des synthèses faites par J. Cl. Den BOHER (1957) et P. GRANGEON (1960) nous essaierons, par l'apport de nos observations personnelles, de faire le point sur la connaissance géologique de la région étudiée.

2.- LES EVENEMENTS GEOLOGIQUES MAJEURS : CONSTITUTION DE L'ASSISE SOUS-COIRONNIQUE ET DU PLATEAU BASALTIQUE.

Les épanchements basaltiques ayant donné le Roc du Gourdon et le plateau du Coiron, se sont mis en place sur les séries mésozoïques s'étalant vers l'Est depuis la chaîne cristalline du Massif Central. Ainsi la couverture du socle cristallin commence-t-elle dans cette région par la transgression secondaire (Trias inférieur) qui se poursuit de façon quasi continue jusqu'au Crétacé (marnes valanginiennes). Le Tertiaire est marqué par la présence des formations alluvionnaires sous-basaltiques et par les sédiments volcano-lacustres témoins de l'émersion de la région et de son réseau hydrographique important (rivières et lacs).

2.1.- Le socle.

Il est constitué, dans la région qui nous intéresse, par des anatexites à faciès gneissique, granitoïde et bréchoïde, minéralogiquement

cristallines, dont la description détaillée, macroscopique aussi bien que microscopique, a été faite par R. YAZDI (1965, p. 26). Au sein de ces anatexites et sous forme de massif allongé de direction E-W, on rencontre au Sud du Col de l'Escrinet un granite porphyroïde à grain fin, bien cristallisé, post-métamorphique et intrusif.

De telles formations (anatexites) proviendraient d'une ancienne série sédimentaire métamorphisée dans son ensemble, et d'âge paléozoïque inférieur (?).

2.2 - La couverture sédimentaire.

Recouvrant ce socle sous forme de strates à faible pendage (5 à 15º N 140 à N 180), les sédiments secondaires s'étalent vers l'Est depuis le Trias inférieur à faciès littoral jusqu'au Jurassique et Crétacé à faciès marin. Le début de la période triasique est, semble-t-il, caractérisé par une transgression sur un relief peu accentué et comblé en partie par les dépôts continentaux permiens, puis érodé en pénéplaine. Aux formations détritiques du Trias inférieur succèdent les dépôts marno-dolomitiques du Trias moyen indiquant un milieu à faible apport clastique, probablement lagunaire. Plus développé dans la région du Coiron, le Trias supérieur reprend un faciès détritique avec grano-classement de plus en plus net quand on monte dans l'étage.

Bien que citée par R. YAZDI (1965, p. 159), la présence de Rhétien dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne ne nous semble pas évidente, du moins au SE de cette localité. Il semblerait en conséquence qu'il y ait, au niveau du Coiron, lacune de cet étage.

La région constitue par contre un affleurement notable des terrains jurassiques à très faible pendage (5 à 10º N 110 à N 160). Le Lias inférieur n'apparaît qu'au Sud de Saint-Etienne-de-Boulogne par des formations de grès carbonatés et de calcaires gréseux, attestant d'une transgression post-triasique avec dépôts dans une zone néritique et aérée (présence de crinoïdes). Les calcaires marneux du sommet de l'Hettangien et les calcaires à interlits de bancs marneux du Sinémurien confirment ce type de transgression.

Le Lias moyen et supérieur correspondent à des périodes de transgression davantage marquée. Les sédiments se caractérisent par l'abondance des éléments détritiques de faciès littoral mais toujours marin.

Au Dogger, les calcaires marneux du Bajocien inférieur connus à Saint-Priest (F. ROMAN, 1950, p. 42) n'apparaissent pas à l'Ouest du Coiron, tout comme le Bajocien moyen. Cela est l'indice d'une instabilité du socle avec élévation du bassin de sédimentation et érosion intense du continent proche.

Les formations bathoniennes à calcaire peu marneux en bancs bien stratifiés montrent l'établissement d'un régime marin franc, riche en microfaune pélagique, auquel succède un régime donnant surtout le faciès marneux du Callovien. Ce dernier est en lacune stratigraphique (sommet de l'étage) à l'Ouest alors que l'ensemble de l'Oxfordien calcaire est absent dans la région coironnique.

Ces considérations stratigraphiques permettent de penser qu'à partir du Bathonien s'instaure un régime marin caractérisé par l'approfondissement de son bassin au Sud du Col de l'Escrinet. Cependant, la présence de niveaux ferrugineux dans le Callovien (Saint-Priest) et d'un banc conglomératique au-dessus des marnes de cet étage atteste d'un milieu marin différent dans la région de Privas où la mer était peu profonde et peu oxygénée.

Le cordon argovien est constitué par une série de calcaires marneux grumeleux. On peut le suivre aussi bien à l'Ouest, au Nord et à l'Est du Coiron, mettant en évidence la transgression nette qui s'instaure dans toute la région et qui se poursuivra avec cette même amplitude pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Berriasien, Valanginien). Les dépôts marneux valanginiens traduisent l'installation d'une mer franche, à fond subsident, sans mouvements orogéniques importants.

Le Tertiaire n'est représenté dans la région que par les formations alluvionnaires sous-basaltiques et les sédiments volcano-lacustres que P. GRANGEON (1960, p. 220 à 239) a étudiés en détail. Cet auteur arrive à la conclusion suivante : au Miocène supérieur, la région du Coiron était émergée et parsemée de lacs alors qu'au Pliocène une importante rivière drainait la partie Sud.

2.3 - Les éruptions volcaniques.

Nous reprenons ici les conclusions de P. GRANGEON (1960, p. 259) sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir dans un prochain chapitre.

Une première phase effusive eut lieu vraisemblablement avant le Miocène supérieur mais fut de faible importance. Par contre, à la fin du Miocène supérieur, une deuxième phase plus conséquente aurait donné un volume de lave beaucoup plus important dans le Nord et le Centre du Coiron sans affecter le Sud.

Succédant à ces phases effusives, une période explosive contemporaine des derniers épanchements cités aurait produit le matériel volcanique que l'on rencontre sous forme de tufs et brèches dans la partie orientale du Coiron (région de Rochessauve) et dans le centre (région de Freyssenet -

La Prade). La présence de nombreux dykes, recoupant aussi bien les formations sédimentaires que les basaltes, suggère l'établissement d'une phase filonienne post-miocène mais antérieure aux dépôts alluvionnaires car ces filons ne recouperaient pas les alluvions. Une phase explosive pliocène, de faible importance, serait à l'origine des tufs situées au SE de Darbres qui passent latéralement vers le Sud aux alluvions fluviatiles.

Enfin, postérieurement au Villafranchien (coulées reposant sur des alluvions datées de cette époque à Mirabel), une nouvelle phase effusive aurait donné la majeure partie des coulées visibles actuellement sur le plateau.

2.4 - La tectonique.

Une première phase tectonique anté-permienne est soulignée à l'Ouest par la formation des roches cristallophylliennes du socle anatectique. R. YAZDY (1965, p. 259) fait état d'une phase anté-triasique marquée par la discordance du Trias inférieur sur le Permien dans la région de Largentière. Dans la région que nous avons étudiée, le Permien est absent, le Trias reposant directement sur les anatexites. Il n'y a donc aucun argument mettant en évidence cette phase.

Au Jurassique, l'absence totale des dépôts de l'Hettangien au Nord et leur réduction à l'Ouest (SE de Saint-Etienne-de-Boulogne) attestent d'une phase anté-hettangienne marquée sans doute par des mouvements oscillatoires qui affectaient le bassin de sédimentation. On peut ainsi distinguer :

- Une phase anté-Lias moyen : réduction des dépôts sinémuriens.
- Une phase anté-Toarcien moyen : renouvellement des formations grossières et détritiques du Lias moyen.
- Une phase début-Aalénien : lacune totale des sédiments de l'Aalénien au Nord.
- Une phase anté-Bajocien supérieur : lacune du Bajocien inférieur et moyen au Nord.
- Une phase anté-Bathonien inférieur : présence de calcaire siliceux au Sud du Col de l'Escrinet et réduction du Bathonien inférieur au Nord.
- Une phase anté-Bathonien supérieur : envahissement total de la bordure SE du Massif Central par la mer.
- Une phase anté-Argovien inférieur : lacune du Callovien supérieur et de l'Oxfordien.
- Une phase anté-Rauracien supérieur : envahissement du Massif Central par la mer argovienne.

Ces phases tectoniques ne sont en fait que des mouvements oscillatoires mis en évidence par des lacunes sédimentaires. Ce n'est qu'au Tertiaire que l'on peut distinguer une tectonique bien marquée par des accidents dus uniquement à la distension. J. GOGUEL (1936) a mis en évidence deux grands mouvements successifs qui correspondent :

- A une phase fin Eocène - début Oligocène marquée par les grandes cassures de direction ESE-WNW et qui se rattachent à la phase pyrénéenne.

- A une phase post-Oligocène, les accidents prenant une direction perpendiculaire aux précédents et ayant pour conséquence l'effondrement de la bordure orientale des Cévennes.

F. ROMAN et J. GOGUEL (1936) ont constaté que ces failles normales sont uniquement sub-verticales. La région a donc été soumise à une tectonique cassante N-S et E-W ; les nombreux dykes volcaniques de direction générale NW-SE qui recoupent les formations sédimentaires ainsi que certains basaltes, sont la trace de mouvements postérieurs dont la direction serait la résultante des axes N-S et E-W cités.

Enfin, P. GRANGEON (1960, p. 245) étudiant tout particulièrement le volume des alluvions pliocènes, celui des alluvions actuelles de l'Ardèche, la dénivellation des alluvions pliocènes et celle des sables à chailles du Velay, démontre que les accidents SW - NE sont antérieurs aux grands épanchements basaltiques et postérieures aux dépôts alluvionnaires pliocènes sur lesquels reposent les digitations Sud du plateau.

Nous aurons l'occasion de revenir en détail sur cette tectonique et de montrer que le Coiron présente la trace d'accidents qui pourraient être postérieurs aux grands épanchements.

2.5 - Topographie prééruptive - Topographie actuelle.

TORCAPEL, en 1882, avait émis l'hypothèse que les basaltes du Coiron s'étaient épanchés sur une pénéplaine tout comme BACCONNIER en 1924. Pour BAULIG, en 1928, la surface prééruptive était en pleine maturité lors des premières éruptions. Cette dernière hypothèse, reprise par J. Cl. Den BOHER (1957, p. 44) et par P. GRANGEON (1960, p. 158), est sans aucun doute la plus vraisemblable : la topographie, en fonction de la dureté des roches, présentait des pentes douces au niveau du Valanginien marneux, et des reliefs accentués dans les calcaires du Jurassique supérieur. En fait, comme le signale P. GRANGEON, si l'on veut considérer la surface prééruptive, il ne faut pas oublier que l'évolution morphologique est liée d'une part à la tectonique ayant précédé les épanchements, d'autre part à l'étalement de ces derniers dans le temps. Plusieurs cycles d'érosion ont dès lors fonctionné, modifiant considérablement l'allure du substratum coironnique.

Les directions principales des épanchements, à savoir vers le NE, le SE et le Sud, ont fossilisé les axes des vallées prééruptives dont la morphologie a évolué depuis le Miocène supérieur suivant que ces vallées étaient ou non remblayées par la lave. Il apparaît donc impossible de reconstituer la topographie des lieux avant les premières éruptions, tout au plus peut-on donner l'allure générale de la surface coironnique avant que les dernières coulées se soient mises en place. C'est ainsi que P. GRANGEON a pu mettre en évidence des vallées d'âge différent (Miocène et Pliocène). Cependant, l'évolution morphologique du substratum du Coiron est bien loin d'être complétement définie.

Actuellement, le Coiron, par sa masse imposante et son relief accusé, montre bien que le basalte a joué le rôle de carapace protectrice, alors que l'érosion a affecté les abords sédimentaires du plateau. Que l'on se tourne vers l'Est et le Sud où les digitations basaltiques surplombent les marnes valanginiennes, vers le Nord et l'Ouest où les formations jurassiques sont profondément entaillées, on remarque que le plateau est l'image même de l'inversion de relief. Si dans son ensemble il s'incline doucement du NW au SE, sa propre topographie est suffisamment variée pour montrer que, postérieurement aux dernières coulées et à la mise en place définitive des produits volcaniques, de nouveaux cycles d'érosion dont le principal aura été sans conteste le cycle d'érosion glaciaire du Quaternaire, ont modelé sa surface actuelle.

* *
*

CHAPITRE II

ETUDE GEOLOGIQUE DETAILLEE DE LA REGION

CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DES FORMATIONS

—

A - LES UNITES GEOLOGIQUES DU SUBSTRATUM

1.- LITHOLOGIE.

1.1 - Le Trias.

Discordant sur le socle cristallin, le Trias inférieur présente un faciès gréseux et conglomératique devenant plus fin et argileux au sommet. Ces formations sont le résultat de la dégradation des reliefs continentaux anté-triasiques et se rencontrent principalement à l'extrémité Ouest de la région sous forme de placages sur le socle. Très limité quant à son extension (NW et NE du Col de l'Escrinet), le Trias moyen au faciès marneux avecalternance de calcaires dolomitiques et de marnes dolomitiques, contraste topographiquement (pente douce et herbeuse) avec le Trias supérieur aux formations détritiques : grès plus ou moins fins à la base, passant à des grès conglomératiques au sommet et formant des escarpements rocheux. Seul le faciès conglomératique est présent dans la région.

En conclusion, le Trias de faciès continental ne se rencontre qu'à l'extrémité Nord-Occidentale du Coiron.

Caractéristiques hydrogéologiques.

Les grès et arkoses du Trias inférieur et supérieur sont les seuls qui permettent l'infiltration des eaux météoriques car ils sont fissurés et poreux, particulièrement dans leurs affleurements. Cependant, malgré leur grande épaisseur (plusieurs centaines de mètres pour les grès du Trias supérieur), ces formations ont une perméabilité faible dans leur ensemble.

1.2 - Le Jurassique.

1.2.1 - Le Lias.

Nous l'avons dit précédemment, le Rhétien au faciès gréseux et dolomitique plus au Sud n'a pas été distingué dans la région que nous étudions.

L'Hettangien s'observe au SE de Saint-Etienne-de-Boulogne : c'est une succession de calcaires en bancs bien stratifiés sur lesquels reposent des calcaires marneux noduleux. Cette formation, d'une épaisseur de 40 m, est totalement absente au Nord (Roc du Gourdon).

Le Sinémurien, en lacune sur la face Nord du Coiron, repose normalement sur les niveaux hettangiens situés à l'Ouest. Il est représenté par des calcaires gréseux d'une puissance totale d'environ 40 m.

La variation d'épaisseur du Nord au Sud de ces formations liasiques ne peut s'expliquer que par la présence d'un paléorelief au Nord (région du Gourdon) puisque le Lias inférieur est totalement absent.

Le Lias moyen est difficilement distinguable du Lias supérieur sur le plan stratigraphique, car tous deux présentent un même faciès littoral de grès grossiers et de calcaires marno-gréseux. L'étude détaillée de ces niveaux effectuée par R. YAZDI (1965, p. 176) met en évidence, dans la région de Saint-Etienne-de-Boulogne, le caractère profond de la mer et son milieu réducteur au Lias moyen, avec précipitation de minerai de plomb, zinc, cuivre et baryum.

Si le Toarcien montre un faciès détritique dans son ensemble, sa partie médiane montre un faciès oolithique. L'imprégnation ferrugineuse s'observe dans les mines de fer de Saint-Priest au niveau du Lias supérieur.

L'ensemble du Lias supérieur est totalement absent dans la région du Roc du Gourdon et celle du Col de l'Escrinet, mais sa présence à l'Ouest et à l'Est (calcaires gréseux) suggère l'existence à cette époque d'un sillon E-W dans lequel se sont déposés les sédiments toarciens et aaléniens.

1.2.2 - Le Dogger.

Si le Bajocien inférieur est connu dans les mines de Saint-Priest (F. ROMAN, 1950, p. 42), il est absent sur toute la face Ouest du Coiron. R. YAZDI (1965, p. 191) note la présence d'un calcaire mar-

neux peu gréseux qu'il attribue au Bajocien supérieur et dont l'épaisseur, nulle aux alentours du Gourdon et du Col de l'Escrinet, serait de 1,10 m au maximum à Saint-Etienne-de-Boulogne. Nous avons regroupé l'ensemble Bajocien - Bathonien sur la carte géologique et sous le faciès calcaire marneux. Ainsi cet ensemble, uniquement présent à l'affleurement au SW du Col de l'Escrinet, s'épaissit vers le Sud pour atteindre une centaine de mètres dans la région d'Aubenas.

1.2.3 - Le Malm.

La fin du Bathonien est caractérisée par l'installation d'un régime marin franc : le Callovien est représenté à l'Ouest et au Nord par des formations marneuses gris sombre avec de rares intercalations de calcaire marneux. L'Oxfordien calcaire, présent plus au Sud dans la région de Vesseaux, est totalement absent dans la partie occidentale du Coiron, cependant que l'Argovien, d'une épaisseur de 80 m sur la face Nord du plateau, affleure de façon continue de l'Ouest au NE. Ce sont des calcaires marneux en petits bancs, très grumeleux, séparés par des marnes qui dominent principalement à la base de la série.

Moins épais que l'Argovien, le Rauracien (30 m) présente des bancs calcaires (épaisseur de l'ordre du mètre) à interlits très fins (quelques centimètres) de marnes. Le Séquanien présente le même faciès sur une épaisseur de 50 m. Nous avons regroupé l'ensemble Rauracien - Séquanien sous le même faciès car ces deux étages sont caractérisés par des calcaires sublithographiques à pâte fine, en bancs bien stratifiés.

En bordure du Coiron, uniquement au Sud de Privas et à l'Ouest de la digitation basaltique de Saint-Laurent-sous-Coiron, le faciès tithonique débute par une assise de bancs calcaires marneux de 20 m de puissance environ (Kimméridgien) auxquels succèdent les calcaires compacts beiges, massifs, en gros bancs (plusieurs mètres) du Portlandien (tendance calcaire griotte). Au Nord d'une transversale Privas - La Prade - Col d'Auriolles (Nationale Aubenas - Privas), le Kimméridgien n'apparaît plus à l'affleurement car il est recouvert par le basalte du plateau. Le faciès tithonique, par contre, affleure largement au SW de Saint-Laurent-sous-Coiron et n'apparaît sous les basaltes qu'à travers des pseudo-fenêtres : dans la dépression d'Avignas (Sud de Privas) ; sur la route Freyssenet - Privas, au lieu dit "Fenêtre de Bayonne" ; enfin, dans la dépression située à l'Ouest de La Prade.

Si le passage Kimméridgien - Portlandien est difficile à localiser, on peut remarquer que les calcaires massifs débutent par l'apparition de nodules siliceux allongés suivant la stratification. C'est ce que nous avons pu observer dans le lit du ruisseau de Masaulan (Ouest de La Prade) : le Tithonique affleure épisodiquement en bancs épais de couleur

beige clair, intensément fissurés et lapiazés, dans lesquels se perdent des chenaux de dissolution atteignant 5 à 10 cm de diamètre. Les rognons siliceux (dont le diamètre suivant le plus grand allongement varie de 5 à 10 cm) donnent à la roche une apparence de stratification à l'intérieur même d'un banc, mais de façon discontinue. L'ensemble de ces caractéristiques permet de situer les affleurements du Tithonique sur le plateau dans l'infraportlandien car, à l'Ouest de Saint-Laurent-sous-Coiron, ces calcaires sont surmontés par une série de marno-calcaires en petits bancs du Tithonique supérieur.

Caractéristiques hydrogéologiques des formations jurassiques.

Les affleurements de marnes (Callovien et Argovien) constituent des niveaux imperméables sur lesquels repose l'ensemble du Jurassique supérieur que l'on peut scinder en deux :

- Les calcaires peu marneux en petits bancs de l'Argovien supérieur - Rauracien - Séquanien : ils ont une perméabilité suffisante pour favoriser l'établissement d'un karst. Cependant, d'une part, les niveaux marneux fréquents sont un frein à cette évolution ; d'autre part, l'érosion régressive des flancs du plateau est plus rapide que l'approfondissement du karst. Il en résulte, comme nous le verrons dans l'étude hydrogéologique des formations calcaires, une karstification épidermique de tout cet ensemble.

- Les calcaires francs du Kimméridgien - Portlandien : intensément lapiazés, ils dénotent l'installation d'un karst sous-coironnique et présentent une perméabilité en grand.

1.3 - Le Crétacé.

Les grands affleurements berriasiens et valanginiens occupent les parties Sud et Est du Coiron. Série essentiellement marneuse et uniforme, surtout au Valanginien, le Crétacé basal représente les 4/5ème du substratum coironnique. On peut voir, sur la carte géologique jointe à ce présent mémoire, que les formations crétacées couvrent le tiers oriental et méridional du secteur que nous étudions. Cette délimitation géographique nous conduira à distinguer fondamentalement deux parties dans l'étude hydrogéologique :

- au Nord d'une ligne Alissas - Freyssenet - Valaurie : basalte reposant sur un substratum calcaire et perméable en grand à l'échelle du plateau pris dans son entier.

- au Sud de cet axe : basalte reposant sur les formations imperméables du Crétacé inférieur.

Caractéristiques hydrogéologiques.

Ces caractéristiques découlent d'elles-mêmes étant donné le caractère imperméable de ces formations.

2.- MORPHOLOGIE ANTEERUPTIVE.

Nous l'avons dit, l'épanchement basaltique a eu pour principale conséquence de fossiliser les formations sous-jacentes. Il est donc intéressant de faire une reconstitution morphologique des lieux avant les premières mais aussi les dernières éruptions, avec toutes les réserves que nous avons formulées au chapitre I.

Nous ne reviendrons pas sur l'interprétation donnée à ce sujet par TORCAPEL en 1882 et reprise par P. GRANGEON (1960, p. 158), mais nous nous contenterons, dans ce paragraphe, d'exposer nos propres observations qui semblent confirmer l'hypothèse d'une morphologie prééruptive en pleine évolution. Ces observations sont regroupées dans deux coupes effectuées d'Est en Ouest et du Nord au Sud (planche 2) :

Coupe 1 (W-E).

Elle souligne en premier l'allure tranquille des formations sédimentaires qui ont un pendage faible vers le SE (5 à 10º N 140). Sur le plateau, l'étude des affleurements du substratum permet de donner un aperçu général de la morphologie prééruptive. Ainsi, P. GRANGEON (1960, p. 164) après avoir analysé la "Fenêtre de Bayonne" sur la route Freyssenet - Privas, conclut de la façon suivante : "La Fenêtre de Bayonne est taillée non dans une ancienne vallée, mais dans une ancienne colline de calcaire plus dur formant un mamelon sur la pénéplaine antééruptive". Il en est de même dans la dépression de Masaulan (SW de La Prade) où nous avons pu observer l'affleurement du Tithonique : les calcaires ont un pendage NNW - SSE (sens d'écoulement du ruisseau) et supportent une première coulée basaltique qui disparaît sous des tufs. Or, nous ne retrouvons cette coulée ni à l'Est (Fenêtre de Bayonne) ni à l'Ouest (hameau de Pra Maillet). Il est donc permis de supposer que l'actuel ruisseau s'écoule à l'emplacement d'une crête jurassique d'axe N-S et que, sous la croupe basaltique de Montargues comme sous les coulées dominant Pra Maillet, deux collines de calcaire ceinturaient cet axe N-S. Le premier épanchement basaltique s'est donc produit dans les deux vallées Ouest et Est qu'il a comblées en partie. L'altitude des tufs (Ouest de Montargues), supérieure à celle des projections supportant la même coulée à l'Est (Fenêtre de Bayonne), laisse supposer que la colline jurassique sous Montargues avait une altitude plus grande que la crête N-S.

Au centre de la coupe (ruisseau du Cougnat), affleurent les calcaires du Rauracien alors qu'à l'Ouest et à l'Est, apparaissent ceux du Tithonique. L'allure tranquille des strates et la nette différence d'altitude entre ces deux secteurs met en évidence :

- d'une part, l'érosion intense qui, au niveau du Bois de Fontaugier, a érodé l'ensemble Kimméridgien - infraportlandien.

- d'autre part, et par voie de conséquence, la présence avant les épanchements basaltiques d'un relief accentué en ce lieu. Ainsi, l'actuelle dépression aurait été taillée dans une ancienne colline calcaire. Les mêmes remarques s'appliquent à l'Est. Le ruisseau de Cheval-Mort entaille son lit dans l'infraportlandien, alors que ce dernier est absent dans la fenêtre où coule le ruisseau de Verdus. Antérieurement aux coulées, un relief important existait donc à l'emplacement actuel de la dépression de Cheval-Mort, comme il devait exister , mais à une altitude moindre, sur le site actuel du ruisseau de Verdus.

Si l'on regarde la carte géologique, on s'aperçoit que la Serre de Courtas (Sud de Privas) se prolonge davantage vers le NE que ne le fait la digitation supportant le Bois de Fontaugier ; de même, la vallée actuelle du ruisseau de Verdus s'élargit vers le Nord. Il est évident que les coulées ont suivi le fond des vallées dont l'une avait une direction SW - NE et séparait les collines calcaires de Verdus à l'Ouest et de Cheval-Mort à l'Est. L'érosion intense qui a abouti au creusement de la vallée de l'Ouvèze, sur la face Nord du Coiron, a dégradé ces reliefs qui ont disparu de nos jours.

Enfin la position, à l'extrême Est de la coupe, de tufs supportant des formations volcano-lacustres, laisse penser qu'une vallée largement ouverte s'étendait vers l'Est au-delà des formations volcaniques du Coiron.

Coupe 2 (NW - SE).

Cette coupe donne l'extension probable, au niveau du Goulet de la Soulière (NW de La Prade), de la vallée creusée dans le Tithonique supportant le matériel volcanique complexe que nous verrons dans un prochain chapitre.

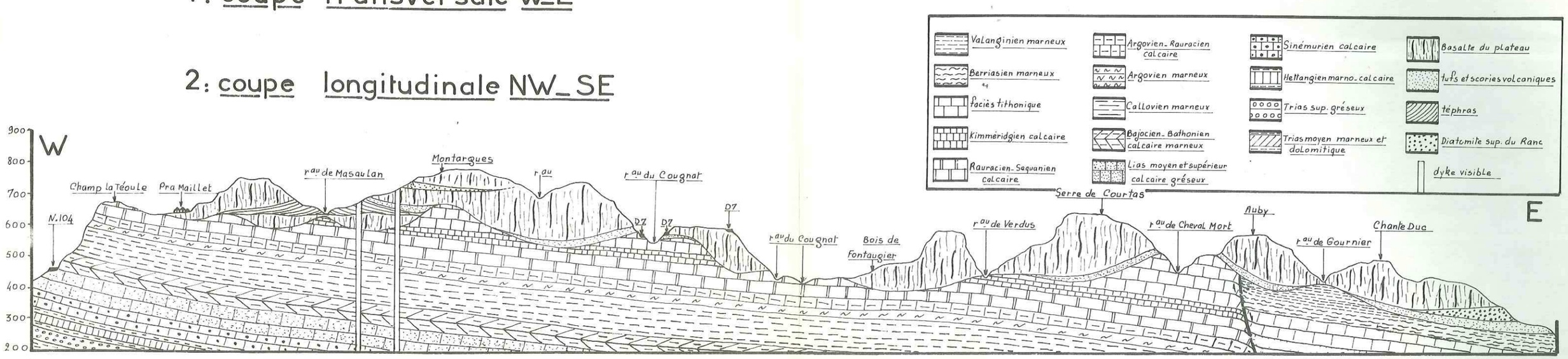
Au SE du hameau de La Prade, les produits éruptifs reposent sur un substratum marneux au profil plus souple. Les rares observations au niveau du Valanginien ne nous ont pas permis de distinguer d'anciennes vallées préeruptives au profil en pleine évolution. Nous signalons à ce propos qu'une autre thèse de 3ème cycle est en cours et traite de l'étude géologique - hydrogéologique du Coiron oriental.

PL2

essai d'interprétation structurale du plateau du COIRON

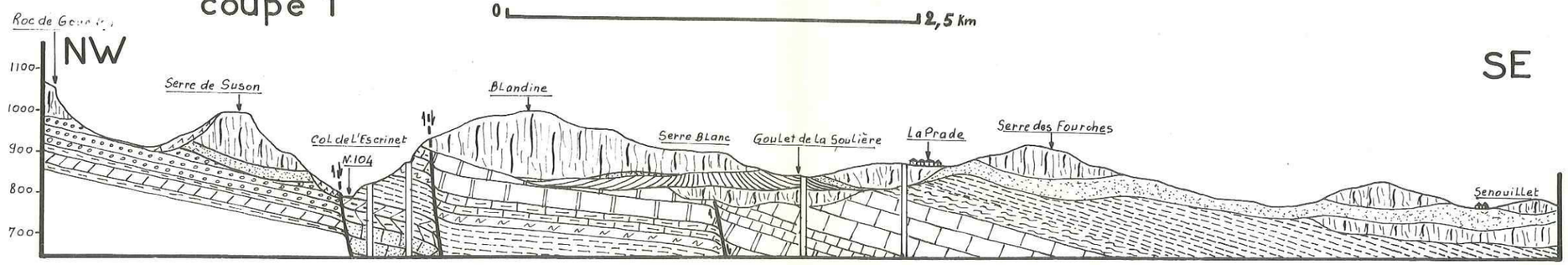
1 : coupe transversale W_E

2 : coupe longitudinale NW_SE



coupe 1

0 — 2,5 Km



coupe 2

0 — 2,5 Km

J.-Cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

Remarques :

- Nous avons observé, sur la rive gauche du ruisseau du Bosc (NNE de Darbres), à 150 m en amont de la cascade, une vallée oblique par rapport à celle du ruisseau actuel, et remblayée par une coulée basaltique. Nous ne reproduisons pas la coupe tout à fait semblable sur ce point à celle qui a été faite par P. GRANGEON, dans le ruisseau de l'Auzon au NE de Darbres (1960, p. 167) : Il nous semble plus intéressant de signaler (planche 5) la présence d'une large dépression perpendiculaire au lit du ruisseau actuel, dépression dont l'étude détaillée sera faite ultérieurement.

- Seules, les parties Sud et Orientale du Coiron présentent des alluvions sous-basaltiques qui ont permis à J. Cl. Den BOHER (1957, p. 44) et à P. GRANGEON (1960, p. 165) de prouver l'existence d'une vallée de direction SW-NE à l'emplacement de l'actuel ruisseau de La Payre (Sud de Rochessauve), et d'une vallée W - E à l'extrême Sud du plateau. L'absence totale à l'affleurement de ces alluvions dans la partie occidentale, permet de penser que le drainage de ce secteur s'est effectué dans une ou plusieurs vallées d'extension réduite. A ce propos, le seul indice que nous ayons, se situe aux grottes de Verdus. L'étude effectuée par le Spéléo-Club Lyonnais, en 1937, a montré que le basalte est présent à la partie supérieure de la voûte et que "des dépôts d'alluvions fluviatiles transformées en grès" s'y rencontrent sur une trentaine de mètres de longueur. Ces alluvions tendraient à prouver l'existence d'une ancienne vallée prééruptive à l'emplacement actuel du Serre de Courtas, ce qui confirme notre analyse faite dans cette région à partir de la coupe transversale W - E de la planche 1.

En conclusion, si l'ensemble du Coiron, par sa pente douce de direction NW - SE, suggère une morphologie de pénéplaine, l'examen détaillé de l'altitude et de l'allure des contacts basalte - substratum met en évidence les caractéristiques suivantes : la topographie prééruptive présentait, au Sud, une large vallée d'axe W - E, creusée dans les marnes valanginiennes et, au Nord, un grand nombre de jeunes ravins d'orientation SW - NE qui entaillaient profondément les formations du Jurassique supérieur.

Il est à notre avis impossible d'aller plus loin dans l'étude morphologique prééruptive, car la succession des épanchements au-delà du Miocène supérieur a certainement modifié considérablement les cycles d'érosion de la région.

3.- TECTONIQUE.

Nous n'avons rencontré aucun indice de compression, tous les accidents appartenant au système de tectonique cassante. Les phénomènes de distension sont ainsi soulignés par deux directions privilégiées :

- série de failles orientées ESE - WNW : localisées à l'Ouest de la carte (région de Saint-Etienne-de-Boulogne) et au Nord (petits accidents dans les calcaires du Rauracien - Séquanien et dans le Callovien marneux à l'Est de Privas). L'interprétation structurale donnée par la planche 2 (coupe 2) nous a amené à placer, au NW de La Prade, une faille normale qui affaisse le compartiment SE des calcaires jurassiques. Cet accident ne peut être que le prolongement de celui qui, au NE de Saint-Etienne-de-Boulogne, affecte le Sédimentaire depuis le socle jusqu'aux basaltes du Coiron.

- série de failles orientées NE - SW, parallèles à la bordure cévenole et ayant affaissé les compartiments orientaux sous forme d'escaliers. Elles se suivent jusqu'aux accidents de direction ESE-WNW (Saint-Etienne-de-Boulogne). Au SW de Saint-Priest, un accident de ce type a fonctionné en décrochement au niveau des formations calco-marneuses de l'Argovien - Rauracien. Il disparaît sous la couverture basaltique et il est permis de supposer qu'il vient buter contre la faille WNW - ESE, localisée dans la coupe 2, planche 2. Nous devons signaler une série de petites failles dont on trouve la trace sur le plateau (dépression de Masaulan au SW de La Prade) : elles ont des directions qui rappellent les deux grands axes tectoniques déjà cités, mais elles ont l'originalité d'affecter le basalte. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point en traitant l'étude du matériel volcanique.

Remarque :

Au Nord de la feuille géologique, on peut suivre un accident plat qui met en contact les calcaires gréseux du Lias moyen et supérieur avec les marnes calloviennes. Plus au Nord et en dehors de la carte, cette faille se redresse et devient subverticale, parallèle à la direction cévenole. Or, dans la région, il n'y a aucun indice de tectonique tangentielle. Il faut donc admettre que ce contact correspond à une tectonique très superficielle.

En conclusion, les systèmes de tectonique cassante affectant la région du Coiron correspondent probablement aux mouvements pyrénéens de la fin de l'Eocène et aux mouvements alpins qui se sont prolongés au-delà du Pliocène. L'activité volcanique se développant dès le Miocène supérieur, prouve qu'un lien étroit unit la tectonique antéeruptive et les épanchements basaltiques qui ont suivi.

B - LES UNITES GEOLOGIQUES DU PLATEAU BASALTIQUE DU COIRON

1.- LES ERUPTIONS VOLCANIQUES.

1.1 - Leur origine.

1.1.1 - Généralités.

Pour BACCONNIER (1924, p. 267) "Les éruptions se sont produites par une immense fente orientée NW - SE en direction de la croupe coironnique". J. Cl. Den BOHER (1957, p. 50) reprend cette idée car pour lui, la situation géographique des filons et des centres éruptifs sur des axes parallèles NW - SE ne peut qu'indiquer une même origine tectonique pour l'ensemble des épanchements et des filons. Ainsi, il est évident dit-il "Que le Coiron se classe dans le groupe des éruptions de fissures fossiles". Il est dommage que cet auteur qui, avec grand soin, décrit pétrographiquement les dykes et donne l'orientation NW - SE pour 152 d'entre eux, ne fasse aucune allusion à leur âge par rapport à celui des épanchements basaltiques. De plus, à propos des centres d'éruption, il note chaque fois qu'il lui est possible, la présence de filons en relation avec le culot éruptif (exemple du Rocher de Sceautres), mais ne s'attarde point sur les dykes isolés dans les formations sédimentaires. Il semble donc que cet auteur ait repris les conclusions de BACCONNIER et que, si les necks sont à l'origine d'épanchements basaltiques, les filons qui leur sont associés ont une provenance semblable. Cela tendrait à prouver que phase effusive et phase filonienne sont contemporaines. Or, il ne peut en être ainsi, car :

- les dykes que l'on rencontre dans la dépression callovienne de l'Ouvèze n'aboutissent pas à des culots.

- sur la crête des Bartes (digitation basaltique au NE de La Prade), de tels filons aboutissent effectivement à un culot éruptif, mais ont une disposition étoilée, donc de direction très variable.

- au Goulet de la Soulière (NW de La Prade), ils recoupent des formations volcaniques qui supportent la coulée inférieure visible dans la dépression de Masaulan.

Il est donc évident que la phase filonienne est indépendante des premiers épanchements et qu'il est prudent de ne pas associer les phases effusives à une ou plusieurs fissures d'axe NW - SE mais à une série de dislocations postérieures à la phase alpine et dont la direction n'est pas forcément celle des dykes.

Cependant, l'absence sur l'ensemble du Coiron d'un cône volcanique distinct et la direction NW - SE des épanchements depuis le Roc du

Gourdon jusqu'à la digitation de Rochemaure ne peuvent qu'évoquer une série d'éruptions ayant une origine fissurale à caractère multiple, sans que l'on puisse préciser toutefois, dans l'état actuel des connaissances, l'orientation des fissures.

1.1.2 - Les centres éruptifs.

La disposition des principaux centres sur le Coiron occidental semble confirmer l'hypothèse d'une origine fissurale mais ils ne s'alignent pas forcément sur des axes NW - SE. En effet, nous avons pu localiser cinq centres principaux :

- Région de Blandine - Col de l'Escrinet : (point culminant du Coiron)

Bien qu'aucun culot ne soit visible, les digitations de Pra Maillet et l'ensemble des coulées de Blandine convergent vers la crête culminant à 1.017 m. Recouvrant les formations volcanogènes du Goulet de la Soulière, ces coulées sont indépendantes des épanchements qui à l'Ouest de Freyssenet s'arrêtent au Goulet et appartiennent au centre éruptif de Freyssenet.

- Région de Freyssenet :

La vaste dépression qui s'étend dans cette région jusqu'aux environs de Taverne figure l'emplacement d'un ancien cratère. S'il est difficile de localiser les anciennes cheminées étant donné que l'appareil volcanique est absent, les coulées qui s'étendent de La Prade à l'Ouest, à Rochessaure à l'Est, en passant par Darbres au Sud, convergent toutes vers cette dépression.

- Région d'Avignas : (Sud de Privas)

Une large ouverture de direction SW - NE laisse apparaître au Sud les calcaires tithoniques cependant que toute la région d'Avignas au Nord est recouverte par des tufs. On peut observer ici le cratère comblé en grande partie par les projections volcaniques dont le pendage conduit invariablement au centre éruptif. Celui-ci est à l'origine probable des premières coulées de la région de Rochessauve alors qu'un appareil situé au NW du château de cette localité émit certainement l'ensemble des laves et des projections de la région du Rane (formations volcano-lacustres).

- Digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron :

La carte géologique de Privas au 1/80.000ème raccorde cette digitation aux coulées de Buiarelle, ce qui est inexact. Si les éboulis basaltiques cachent le contact basalte - marnes valanginiennes au Nord de

la Roche de Luchon, la faible épaisseur des coulées de Luchon interdit tout raccord avec les coulées de Buiarelle qui, au contraire, s'épaississent dans cette région. La digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron constitue donc un massif volcanique bien isolé, édifié probablement à partir de son sommet actuel.

- Digitation de la Chapelle de Pra Maillet : (Massif de Buiarelle sur la face Ouest du Coiron)

Contrairement à ce qu'indique la carte établie par P. GRANGEON (1960, p. 148), il faut raccorder cette digitation avec les coulées de l'Est provenant, nous l'avons vu, de la crête de Blandine. L'axe NNW - SSE du relief qui existait devait être en partie érodé aux environs de la Chapelle, les coulées de lave du Nord et de l'Est venant s'interpénétrer au niveau de ce seuil. En partant de la vallée actuelle, on peut facilement observer ces deux sens d'épanchement.

1.2 - Les phases éruptives.

1.2.1 - Premiers épanchements antérieurs au Miocène supérieur.

Les premiers épanchements ont été datés par P. GRANGEON (1960, p. 175) à partir de l'étude des formations volcano-lacustres du NE du Massif du Coiron. Ainsi, dès le Miocène supérieur, le volcanisme de la région entre en activité sous forme de coulées d'expansion réduite puisqu'on ne les rencontre principalement qu'au NE, dans la région de Rochessauve.

J. Cl. Den BOHER (1957, p. 34) consacre un long chapitre à la datation des coulées par paléomagnétisme. S'il arrive à établir une "stratigraphie magnétique" basée sur l'aimantation rémanente des basaltes, ses résultats sont en contradiction avec les observations géologiques et paléontologiques faites par P. GRANGEON. Ainsi, dit ce dernier : "On voit classé dans le Pliocène inférieur la coulée qui, au NE du hameau de Laval et au SW du Château de Rochessauve est sous-jacente à des tufs miocènes". Pour notre part, nous avons pu observer (planche 2) une coulée qui, dans la dépression de Masaulan, repose directement sur le Tithonique et que J. Cl. Den BOHER (1957, p. 60) divise en deux épanchements : l'un du Miocène supérieur et l'autre du Pliocène supérieur.

Sur le terrain, rien ne permet "stratigraphiquement"parlant de différencier deux coulées qui, si elles présentent des aimantations opposées (inverse pour la coulée soit disant miocène et normale pour la coulée pliocène), ne sont pas forcément attribuables à deux époques différentes. Page 34, J. Cl. Den BOHER prend la précaution de signaler qu' "à certains endroits on rencontre, intercalées dans la série d'aimantation normale, une, parfois

même deux coulées d'aimantation inverse", mais il porte sur sa carte géologique la coulée du ruisseau de Masaulan comme étant miocène supérieur parce qu'elle présente une aimantation inverse. Aucun autre critère de datation n'est avancé par cet auteur, et pour cause, puisqu'il n'y a pas d'alluvions sous-jacentes permettant d'avoir un repère stratigraphique. On ne peut donc avancer un âge pour les coulées de ce lieu de façon certaine. C'est pourquoi, sur la carte géologique, nous avons porté les basaltes sans distinction d'âge : il nous a semblé que si l'étude paléomagnétique est en soi un procédé original de datation, les contradictions qu'elle renferme aussi bien que le manque de précision en chaque point d'observation (pas de repère stratigraphique) ne permettent pas d'établir de façon correcte la stratigraphie des formations volcaniques.

Quoiqu'il en soit, il est à peu près certain que le volcanisme du Coiron débuta par une phase effusive de faible extension, les seules preuves tangibles étant fournies par P. GRANGEON dans le NE du plateau (formations volcano-lacustres au Nord de Rochessauve).

1.2.2 - Les formations volcano - lacustres du Miocène supérieur.

Succédant aux épanchements de faible extension, une ou plusieurs phases explosives accumulèrent les produits de projections au fond de lacs qui devaient parsemer la région à cette époque. C'est ce que montrent les formations de la région de Rochessauve et du Mont Charray au NE du Col de l'Escrinet (P. GRANGEON, 1960, p. 177).

Nous avons observé un bel exemple de sédimentation lacustre au NE de Darbres dans le ravin du Bosc, exemple sur lequel nous reviendrons en étudiant en détail le matériel volcanique émis.

1.2.3 - Phases effusives postérieures au Miocène supérieur.

P. GRANGEON (1960, p. 260) place au Miocène supérieur les coulées qui sont recoupées par des dykes et celles qui sont altérées en argile rouge (Goulet de la Soulière et vallée de l'Auzon au NE de Darbres). Nous le démontrerons par la suite ; s'il y a eu possibilité d'altération liée au climat, rien ne prouve qu'elle date du Miocène supérieur car les couches dites d'altération climatique se rencontrent à tous les niveaux jusque dans les basaltes classés par J. Cl. Den BOHER post-pliocènes. Faut-il alors inclure la majeure partie des basaltes dans le Miocène supérieur ou suivre la stratigraphie basée sur le paléomagnétisme qui conduit aux contradictions déjà citées ?

Nous ne saurions trancher et ce n'est pas le but du travail que nous présentons. Nous voulons simplement attirer l'attention sur le fait que,

malgré les études entreprises dans le domaine d'un essai de stratigraphie des formations volcaniques aussi bien que dans celui de mise en évidence des phases éruptives successives, rien ne permet d'affirmer que le volcanisme du Coiron s'est prolongé de façon continue du Miocène au Villafranchien.

Les phases effusives miocène supérieur et post-villafranchienne mises en évidence par les dépôts lacustres de Rochessauve et les alluvions fluviatiles de Mirabel (SE du Coiron) sont les seules qui, à notre avis, ne supportent aucune discussion quant à leur âge. Entre ces deux époques, on ne peut qu'émettre actuellement des suppositions.

Il y a donc, semble-t-il, une assez grande incertitude sur l'âge du volcanisme du Coiron et nous pensons pour notre part que l'installation du plateau basaltique dans son ensemble serait d'âge beaucoup plus récent (post-villafranchien pour les phases effusives intenses). Cependant, nous ne sommes pas en possession d'arguments suffisamment probants pour étayer cette hypothèse.

2.- LE MATERIEL EMIS.

2.1 - Les coulées de basalte.

2.1.1 - Pétrographie des basaltes.

Les basaltes du Coiron montrent une grande uniformité aussi bien du point de vue macroscopique que microscopique. Il faut déplorer cependant l'absence de nombreuses analyses chimiques s'y rapportant. On ne peut citer dans ce domaine que les 10 analyses effectuées par F. RAOULT et Mme E. JEREMINE en 1927 et les 9 faites en 1960 par F. THERON et Y. CHALEIL (P. GRANGEON, 1960). Quatre types de basalte ont été ainsi distingués :

- Un basalte assez feldspathique à phénocristaux d'augite et d'olivine.
- Un basalte feldspathique compact avec ou sans phénocristaux, riche en pâte vitreuse.
- Un basalte peu feldspathique, riche en augite, olivine et magnétite.
- Un basalte peu feldspathique, riche en minéraux colorés et en matière vitreuse.

Remarque :

Cette classification, on le voit, est assez générale. Nous pensons qu'une étude systématique des différentes coulées par ce procédé d'analyses pourrait être à la base d'une stratigraphie plus rigoureuse que

celle basée sur le paléomagnétisme. En général, selon Mme JEREMINE, les basaltes du Coiron sont caractérisés par un léger déficit de silice et par une prédominance de la soude sur la potasse. La teneur en silice serait légèrement plus élevée dans les basaltes des dykes que dans ceux des coulées. Ce sont donc des basaltes appartenant à un magmatisme alcalin dont le type le plus fréquent est le basalte à olivine, les constituants principaux étant : l'augite, un plagioclase basique (type Labrador), la magnétite et l'olivine. Le quartz, l'apatite, la hornblende basaltique et parfois un peu de biotite et d'ilménite constituent le cortège des minéraux accessoires enrobés dans une matrice vitreuse. Enfin, la calcite, des zéolites (analcime), la magnétite, la serpentine, l'iddingsite et l'hématite constituent les minéraux secondaires. La structure de ces basaltes est microlithique à porphyrique. Chaque minéral intervenant sur le plan hydrologique par les cations qu'il libère durant son altération, il est intéressant de voir quels sont ces cations que nous pourrons retrouver éventuellement dans les eaux issues de ces formations :

- L'augite titanifère et ses variétés sodiques libéreront principalement des ions Ca^{++}, Mg^{++}, Fe^{++}.
- L'olivine, souvent altérée dans ces basaltes, libère Fe^{++} et Mg^{++}.
- Les plagioclases : Ca^{++} et Na^{++}.

Notons la présence dans les basaltes du Coiron de phosphore dont la proportion peut atteindre 3 % du poids global de la roche.

2.1.2 - Etude des coulées.

* Leur nombre et leur épaisseur.

Le nombre des coulées est très variable d'un endroit à un autre. C'est ainsi que dans le ravin du Bosc (NE de Darbres), nous avons pu en dénombrer cinq (planche 5), séparées entre elles, du moins pour les trois premières en partant du bas, par un complexe bréchoïde. Leur épaisseur varie de 5 à 6 m (coulée inférieure), à 35 - 40 m pour la coulée supérieure. Par contre, 150 m en amont de la cascade du Bosc, les formations basaltiques qui remblaient une ancienne vallée préeruptive perpendiculaire au lit du ruisseau actuel ne sont plus qu'au nombre de deux : la première, reposant sur les marnes, a une épaisseur de 20 m et supporte la deuxième qui s'amenuise vers le Nord et vers le Sud et qui s'étend sur un front de 200 m environ. Sur la route de Freyssenet à Darbres, au contact des basaltes du Serre de Châtillon et des marnes, on peut observer un niveau bréchoïde sur 2 à 3 m, surmonté par 3 coulées dont l'épaisseur augmente vers le sommet du Serre : 5 à 6 m pour la coulée basale fissurée subverticalement, 15 m pour la suivante qui présente une fissuration subhorizontale, 35 à 40 m pour la dernière où le basalte est compact et peu fissuré. Il serait fasti-

dieux de décrire chaque coupe permettant de dénombrer les coulées et leur épaisseur. On peut dire que sur l'ensemble du Coiron, les épanchements basaltiques se sont faits suivant un nombre de coulées très variable allant de deux au minimum (ancienne vallée prééruptive sur la rive gauche du Bosc) à une dizaine au maximum (route de l'Escrinet à la crête de Blandine). Quant à leur épaisseur, elle varie de moins d'un mètre (route de Freyssenet à Rochessauve à l'Ouest du hameau de Auche) à une quarantaine de mètres (Serre de Châtillon au NE de Darbres).

* Leur structure.

** Composition d'une coulée.

Nous avons choisi deux coulées superposées, de structure différente l'une de l'autre et qui se situent au SE de Darbres au lieu dit Serre de La Prade (Est de la Ferme Arnoux).

La coulée inférieure repose sur 2 m de tufs stratifiés par l'intermédiaire d'une assise basaltique bréchoïde contenant des nodules de scories, de couleur brun-rouge, le tout enrobé dans un ciment compact constitué par de fines particules de cendres et de lapillis. Cette assise de 1,50 à 2 m est en contact très net avec les tufs sous-jacents dont la stratification apparaît encore au bord même du contact. Apparemment, l'assise bréchoïde n'a nullement perturbé l'arrangement stratigraphique des tufs.

Au-dessus, sur 50 cm à 1 m, le basalte dépourvu d'inclusions de scories apparaît. Il est riche en vacuoles ovoïdes souvent remplies de calcite et d'analcime (détermination aux rayons X). Nous avons pu remarquer, sur la route Freyssenet - Rochessauve (Ouest du Hameau de Auche), que ce niveau peut devenir extrêmement riche en vacuoles au point de prendre tout à fait l'allure d'une ponce basaltique.

Au-dessus, sur 20 à 30 cm d'épaisseur, un horizon de basalte compact présente une disposition particulière en écailles subhorizontales d'un diamètre approximatif de 1 m donnant à la roche une apparence de stratification.

Le basalte compact vient ensuite sur une épaisseur de 15 m. Très peu fracturé, il forme une masse uniforme sur laquelle repose une deuxième coulée, beaucoup plus épaisse (40 à 50 m), qui présente une prismation caractéristique "en tubes d'orgue" très fréquente sur le Coiron.

Il est difficile d'établir un type structural applicable sur l'ensemble du plateau car les niveaux que nous venons de décrire, s'ils existent parfois, ne sont pas toujours présents dans une même formation. Il semblerait cependant, d'après nos observations sur le terrain, que la des-

cription que nous venons de faire correspond à la grande majorité des coulées de base, étant entendu que suivant l'épaisseur, l'extension et la formation sur laquelle elle s'est épanchée, chaque coulée possède sa propre structure.

** Différentes structures.

Sur le Coiron, on peut observer trois grands types structuraux :

- Structure lamellaire et écailleuse.

Les coulées de ce type se présentent sous forme d'écailles dont le diamètre varie du centimètre (10 à 15 en général) à l'hectomètre (200 m sur la rive gauche du Bosc au NE de Darbres). Cette structure se rencontre rarement dans les coulées de base mais se situe plutôt au sein des formations basaltiques (écaillage à l'échelle hectométrique ou structure lamellaire). Il est à remarquer que ces pseudo-strates supportent toujours une autre coulée à structure différente, sans l'intermédiaire d'une assise bréchoïde (rive gauche du Bosc, côté d'Arnoux au SE de Darbres, falaise de Planaise au Nord du Château de Rochessauve, route de l'Escrinet à Pra Maillet, etc ...). Par contre, lorsque la coulée basale repose sur une formation de tufs, elle présente très souvent un écaillage sub-horizontal sur une faible épaisseur (20 à 50 cm) et à l'échelle centimétrique (vallée de l'Auzon au NE de Darbres, côte d'Arnoux au SE de cette localité, route de Freyssenet - Rochessauve à l'Ouest de la Ferme de Auche).

En conclusion, l'écaillage sub-horizontal ne se rencontre à grande échelle qu'au sein des formations basaltiques et dans des coulées de plusieurs mètres d'épaisseur, séparées du substratum par, au minimum, une coulée de morphologie différente. Cet écaillage débite le basalte en tranches de 5 cm à 2 ou 3 m d'épaisseur, donnant des fissures sub-horizontales dont l'ouverture peut atteindre 5 cm.

A l'échelle centimétrique, la "stratification" se situe toujours dans la moitié basale. Ainsi, une coulée qui repose sur des tufs présentera souvent une fissuration sub-horizontale sur 20 cm d'épaisseur et sera surmontée par un ensemble basaltique à fissures sub-verticales, avec ou non passage d'un type à l'autre par l'intermédiaire d'un réseau de fissures obliques entrecroisées (sur 10 à 50 cm environ). Nous n'avons jamais observé alternance de fissures horizontales et verticales dans une même coulée supérieure. Les formations à écaillage ont toujours une épaisseur inférieure aux coulées présentant le deuxième caractère structural que nous aborderons par la suite.

Bien que le problème des dynamismes ayant abouti aux différentes structures décrites dépasse le cadre de notre travail, nous avons

cru bon de faire quelques remarques relatives à l'écaillage des coulées :

Les petites écailles sembleraient avoir une relation avec la forme, la consistance et la composition de la surface sur laquelle s'est effectué l'épanchement présentant une telle structure. En effet d'une part, elles ne se rencontrent que dans la moitié inférieure de la coulée et sur une épaisseur ne dépassant jamais 50 cm ; d'autre part, elles se situent toujours au-dessus de matériel volcanique de projection à microrelief très accentué (tufs scoriacés compacts mais surtout formations bréchiques à ciment scoriacé). Ces remarques permettent-elles d'établir une relation de cause à effet entre l'écaillage centimétrique de la coulée et le matériel sous-jacent ? Nous ne pouvons que poser le problème.

Quant aux écailles "hectométriques" (structure lamellaire), elles correspondent à des coulées beaucoup moins épaisses que les coulées présentant d'autres structures. Y a-t-il relation entre le volume de lave émise et la structure apparue après le refroidissement ?

- Structure en colonnades.

Les coulées ont l'aspect de "tubes d'orgue" aux formes pentagonales parfois même hexagonales ; les arêtes sont souvent rectilignes.

Ces formations se rencontrent aussi bien au contact du substratum que dans les coulées supérieures. Elles peuvent à elles seules constituer la majeure partie des massifs volcaniques (côte d'Arnoux) ou s'intercaler entre des coulées du type décrit précédemment (route de l'Escrinet à Pra Maillet). Leur répartition sur le Coiron est anarchique bien que nous ne les ayons pas observées de façon nette sur la face Nord du plateau où apparaît un troisième type structural. Le plus bel exemple de structure en colonnades et le plus accessible nous a été fourni par la côte d'Arnoux au SE de Darbres. De magnifiques colonnes basaltiques surplombent la coulée inférieure sur une cinquantaine de mètres de hauteur.

Autant qu'on puisse en juger, la base des colonnes est pentagonale. Les arêtes vives sont disjointes d'une colonne à l'autre, résultat apparent de fractures ayant joué en décrochement. Episodiquement, les colonnes sont interrompues par une fracture horizontale qui les décale dans ce même sens. Sur le front de la falaise (direction N - S), nous avons pu dénombrer trois niveaux, sensiblement équidistants, de fissures horizontales (ouverture 2 à 3 cm) découpant verticalement les colonnes en autant de groupes d'une hauteur approximative de 15 m. Epaisses de 10 à 40 cm, les colonnes sont séparées par des ouvertures de 5 à 6 cm de large. Une fracture subverticale et continue de haut en bas les affecte avec affaissement du compartiment Sud, mais elle s'arrête au niveau de la coulée inférieure.

Cette description détaillée nous a permis de mettre ainsi en évidence :

- D'une part, trois niveaux de fractures. Ces dernières correspondent-elles à des mouvements tectoniques tangentiels postérieurs au refroidissement, ou à un "fractionnement stratigraphique" de la lave, contemporain du refroidissement et de la formation des colonnes ?

- D'autre part, une dislocation de la coulée postérieure au refroidissement et correspondant à la mise en place définitive de la formation sur son support (affaissement du compartiment Sud de la falaise).

Ces deux aspects se rencontrent fréquemment dans les coulées présentant une structure en colonnades.

- Structure polyédrique.

Les coulées qui présentent cette structure sont visibles principalement sur la face Nord du Coiron, dans les ravins de la région de Darbres et sur tous les affleurements du plateau. Le basalte, intensément fissuré, se débite en blocs compacts d'allure polyédrique, d'un volume pouvant atteindre 4 à 5 m3.

Sur le plateau, on peut observer le long de la nouvelle route qui conduit au relais de télévision (crête de Blandine) une coulée très réduite (2 m), reposant sur un complexe de tufs. Son allure bréchique semble être en relation directe avec les phénomènes d'érosion superficielle car les brèches sont abondantes (ravinement glaciaire avec formation de moraines ?).

Sur la face Nord du Coiron, des coulées ainsi altérées sont supportées par des formations basaltiques dans lesquelles on ne rencontre pas de brèches mais où les blocs ont un volume important (plus de 10 m3). La masse est compacte depuis le substratum calcaire sur une épaisseur de 30 à 40 m, présentant de grandes fissures désordonnées (direction variable), nettes et très ouvertes (4 à 5 cm).

En conclusion de l'étude structurale des coulées, on peut dire que chaque massif basaltique forme une unité qui lui est propre provenant de la juxtaposition de structures différentes. A ce propos nous signalons :

- Que nous n'avons jamais observé de massif uniquement constitué par des coulées à structure lamellaire. Cette dernière ne se rencontre pas sur la face Nord du Coiron et les coulées qui la présentent dans un même massif ne dépassent pas le nombre de deux.

- Que la structure en colonnades est fréquente sur la face Sud du plateau (Darbres - Rochessauve), mais que les coulées de ce type n'atteignent jamais la surface : une ou plusieurs coulées à structure polyédrique constitue toujours le sommet basaltique des massifs.

- Que la structure polyédrique est la plus fréquente sur le plateau. Elle affecte la majeure partie des massifs de la face Nord dans tout leur ensemble et se rencontre dans tous les affleurements sur le plateau.

Il est à remarquer que les basaltes appartenant à l'un ou à l'autre de ces types structuraux présentent une grande uniformité macroscopique : la roche est de couleur noire pour les coulées sous-jacentes non exposées aux intempéries, grise à beige clair pour celles qui affleurent sur le plateau. Les lits bulleux ont donné des géodes dont certaines sont remplies de calcite. Cependant, il est difficile de préciser si ces cavités sont le résultat de l'échappement des gaz ou de l'altération des phénocristaux (olivine, augite). Enfin, la composition minéralogique fait toujours apparaître la présence d'olivine en phénocristaux (1 à 4 mm) altérés en iddingsite et celle de cristaux d'augite peu altérée, souvent visibles à l'oeil nu (1 à 6 mm).

2.1.3 - Importance hydrogéologique des basaltes.

Les coulées présentant actuellement ces structures forment, sur le Coiron, un complexe hydrogéologique nettement distinct des autres formations. La perméabilité de fissure, à l'échelle de la coulée dans son ensemble, peut devenir vacuolaire au niveau des lits bulleux, mais ces derniers n'ont qu'une importance très réduite étant donné leur faible épaisseur. Cette perméabilité varie suivant la densité et l'orientation des joints, ce qui nous permet de classer les basaltes de la façon suivante :

- Basaltes prismés en colonnades à perméabilité verticale en grand, caractérisés par la variabilité importante des émergences naissant à la base de ces formations.

- Basaltes lamellaires à perméabilité horizontale prépondérante. Les coulées possédant cette structure jouent souvent le rôle de "régulateur hydraulique" à l'intérieur des formations basaltiques. Les émergences qui leur sont liées auront un régime plus régulier (faible variabilité) mais un débit plus faible que dans le cas précédent.

- Basaltes polyédriques à perméabilité bidirectionnelle en grand, qui représentent le volume de lave le plus important sur le Coiron. La majeure partie des émergences sous-basaltiques est en relation étroite avec ce type de basalte.

2.2 - Les dykes.

2.2.1 - Généralités - Localisation.

Ils affectent les formations du socle cristallophyllien et les sédiments secondaires, de même qu'ils recoupent les basaltes et parfois les dépôts tertiaires (conglomérats du Ranc au Nord de Rochessauve). Cependant nous n'avons pas observé, dans la région que nous étudions, de dykes recoupant les assises volcano - lacustres (Diatomite inférieur et supérieur du Ranc) ou les alluvions sous basaltiques pliocènes (Saint-Laurent-sous-Coiron). Si leur direction NW - SE (pour la majorité d'entre eux) renseigne sur les mouvements cassants qui eurent probablement lieu avant les grands épanchements, rien ne permet d'affirmer que la phase filonienne est contemporaine des éruptions. En effet, P. GRANGEON (1960, p. 245) démontre que les fractures de la bordure du Rhône sont contemporaines des fractures cévenoles : elles sont antérieures au grand épanchement basaltique et postérieures aux dépôts alluvionnaires pliocènes des digitations Sud du plateau. Ainsi dit-il, p. 242 : "La direction NW - SE de la plupart des nombreux dykes volcaniques qui sillonnent le Coiron, semble confirmer que la contrée a subi, du Nord au Sud, des mouvements qui se sont traduits au centre de la région par des cassures dont l'orientation serait la résultante des deux directions de ces mouvements". Enfin, p. 265, il avance l'hypothèse d'une phase filonienne mio-pliocène.

Comment se peut-il alors que les dykes d'orientation NW - SE soient mio-pliocènes alors que leur direction serait la résultante de deux mouvements dont le plus récent est post-pliocène ? La phase filonienne ne peut être nécessairement, suivant ce raisonnement, que postérieure à la phase d'effondrement de la couverture sédimentaire, c'est-à-dire post-pliocène.

Les alluvions fluviatiles ne se rencontrant qu'au Sud du plateau, nous n'avons pu vérifier cette hypothèse qui, logiquement, devrait se confirmer sur le terrain.

Ceci étant, la majeure partie des dykes de la partie occidentale du Coiron présente bien une direction NW - SE (Col de l'Escrinet - Hameau de La Garde au SE de Saint-Priest). Ils sont nombreux au voisinage des massifs basaltiques (Col de l'Escrinet), mais n'ont aucune relation avec ces derniers. Sur le plateau, leur répartition est très étendue (en général un seul dyke isolé) et leur direction quelconque (crête des Bartes au NE de La Prade - Vallée de l'Auzon au SW de Freyssenet). Ils peuvent être affectés de mouvements tectoniques à extension très réduite (moins de 10 m) et fonctionnant le plus souvent en décrochement (dyke sur la route Freyssenet - Taverne au lieu dit Lichemaille - dyke semi-circulaire de la vallée du Bosc au NE de Darbres). Ils se dressent parfois en un mur déchiqueté, souvent rectiligne (planche 3, photo nº 2)

Goulet de la Soulière

PL3

1

téphras

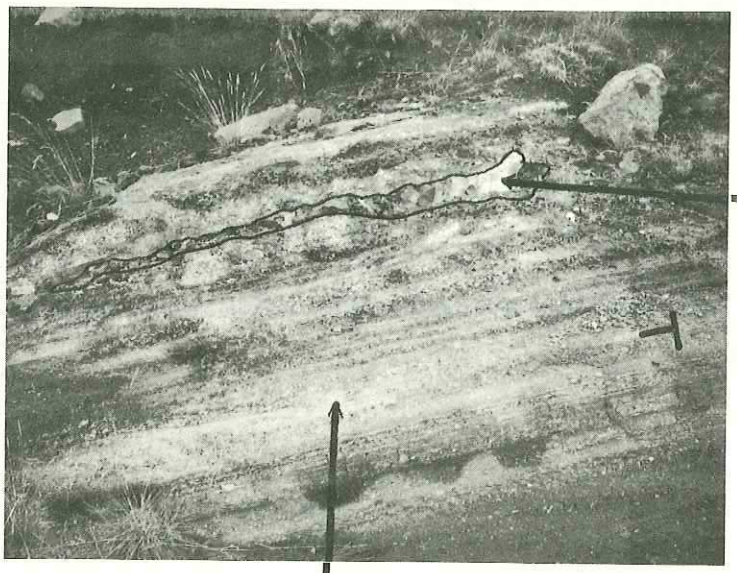
coulée basaltique sup.

2

téphras

dyke sub vertical

3



filon inter stratifié de basalte

tufs stratifiés discordants sur les téphras

J.Cl. GRILLOT . C.E.R.H. Montpellier

car ils ont été dégagés des formations plus meubles qui les entourent par l'érosion. Leur trace sur le terrain a des dimensions très variables: 30 cm (Hameau de La Garde) à 2 ou 3 m (Goulet de la Soulière) de large et 1 m (ruisseau de Bosc) à 1.500 m (La Garde) de long.

2.2.2 - Description sommaire.

Tous sont verticaux ou sub-verticaux. La roche à l'affleurement est compacte, parfois alvéolée (remplissage secondaire de calcite), et se débite le plus souvent en plaquettes de 4 à 5 mm d'épaisseur, verticales, ayant tendance à former un éventail en surface. Localement (Goulet de la Soulière, planche 3, photo nº 3), ils peuvent passer à des sills d'extension réduite (4 m), interstratifiés dans les formations de tufs. Ils contiennent beaucoup plus de phénocristaux d'olivine et surtout d'augite que les basaltes des coulées. Leur contact immédiat avec la roche encaissante montre sur 5 cm un phénomène de cuisson très caractéristique.

Quand ils affectent des formations sédimentaires, on peut remarquer que les couches stratifiées ne sont nullement rebroussées à leur contact (Col de l'Escrinet) et qu'il n'y a aucun rejet vertical. Cela tendrait à prouver qu'ils correspondent à des fractures de distension sans mouvement des deux compartiments.

Sur la route du Col de l'Escrinet à Pra Maillet, à 150 m du col, on peut observer un dyke sub-vertical recoupant les formations de l'Argovien.- Rauracien dont le pendage (20º N 160) ne varie pas de part et d'autre du filon. La phase filonienne est bien postérieure à la déformation du substratum, née des effondrements de la couverture sédimentaire. Elle est donc post-pliocène supérieur.

Remarquons enfin que les analyses chimiques de certains dykes (Mme E. JEREMINE, 1927) ont montré que leur composition est souvent andésitique (Col de l'Escrinet et région de Freyssenet) par conséquent différente de celle des basaltes du Coiron. Il n'y a donc, semble-t-il, aucun lien d'origine entre ces formations et les coulées.

2.2.3 - Importance hydrogéologique.

Ils ne peuvent jouer qu'un rôle très partiel dans ce domaine en formant un barrage imperméable. Ils seront ainsi à l'origine de quelques émergences, souvent temporaires ou au débit à l'étiage très faible (moins de 0,2 l/s). C'est le cas de la région de La Prade (voir deuxième partie : Hydrogéologie du Coiron).

2.3 - Les produits de projections volcaniques.

Ces produits affleurent en grande surface sur le plateau (Freyssenet - Taverne - Avignas), mais se rencontrent aussi intercalés dans le matériel basaltique que nous venons de voir. Ils correspondent aux phases explosives qui ont précédé les périodes effusives et forment différents complexes parmi lesquels nous avons distingué :

2.3.1 - Les tufs non stratifiés.

Si l'on voulait appliquer la terminologie courante des produits de projections volcaniques, on devrait classer les éléments suivant leur granulométrie à savoir : les cendres ($d < 1$ mm), les lapillis ($d < 2$ mm), les scories ($2 < d < 35$ mm), enfin les bombes et les blocs ($d > 35$ mm). Or, n'ayant pas trouvé sur le Coiron de bombes volcaniques caractéristiques, nous avons regroupé les produits fins sous le terme de tuf, les scories constituant une unité à part.

Remarque :

Nous n'avons pas cherché à faire une reconstitution géographique des culots d'émission de tels produits, car la densité des éléments est certainement intervenue dans leur transport plus ou moins lointain. Il y a donc lieu d'être prudent lorsque l'on rencontre ces formations et ne pas rechercher systématiquement, au voisinage, le culot éruptif qui est à leur origine.

C'est pourquoi, dans ce paragraphe, nous nous contenterons de décrire les formations dans le but de préciser leur rôle hydrogéologique.

* Tufs non stratifiés inhomogènes.

Ils se rencontrent principalement en bordure des massifs basaltiques et reposent le plus souvent sur le substratum sédimentaire (bordure occidentale du Coiron dans le massif de Buiarelle - Digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron - Dépression de Masaulan au SW de La Prade).

Il n'y a aucun granoclassement des éléments fins, les particules lourdes (scories) se trouvant à tous les niveaux sans arrangement stratigraphique. L'ensemble ainsi constitué a une couleur brun-rouge à rouge-orangé, correspondant à la dégradation des éléments grossiers (libération des oxydes de fer).

Leur épaisseur est variable, mais peut atteindre 4 à 5 m (source captée de Chapus au Sud du Massif de Buiarelle). Microscopique-

PL 4

Crête de Blandine

haut

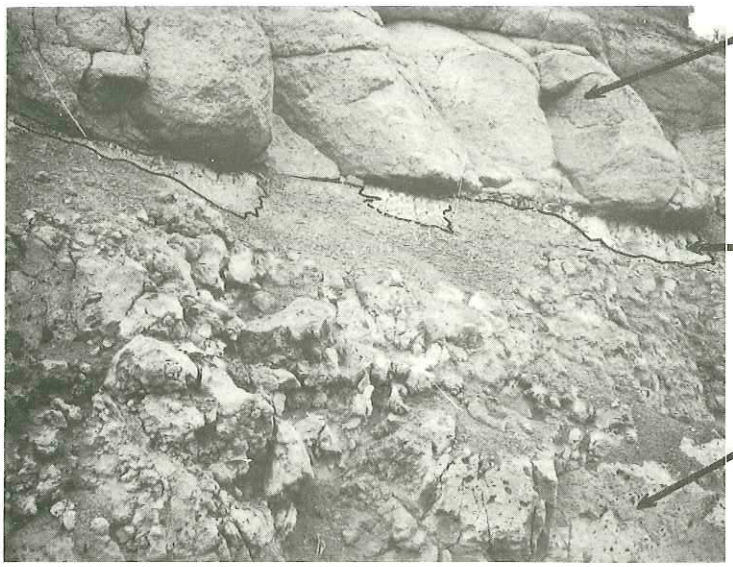
1

1 basalte prismé

2 horizon rouge

↑

2



3 tufs jaunes

4 horizon argileux

5 basalte bulleux

bas de la série

J. cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

ment, ces tufs présentent une structure microlithique avec des amas d'Oligiste, des phénocristaux d'olivine altérée en iddingsite, des plagioclases basiques (Labrador) enrobés dans une pâte brun-rouge. On peut y distinguer enfin des plages importantes de verre volcanique.

** Rôle hydrogéologique.

Ces tufs sont en général fortement encroûtés par des apports argileux. Il s'ensuit que leur perméabilité est variable, faible dans l'ensemble. (C'est le cas des tufs que l'on rencontre sur la bordure occidentale du Coiron).

De telles formations ne donnent souvent lieu qu'à des émergences temporaires ou de très faible débit (moins de 0,2 l/s).

Tufs non stratifiés homogènes.

Ils représentent les grands affleurements de tufs sur le plateau et se situent apparemment à l'emplacement ou au voisinage des anciens culots éruptifs. C'est le cas des formations cinéritiques de Blandine, de la dépression de Freyssenet.

Nous avons choisi comme exemple de ces formations la nouvelle route qui permet d'atteindre le relais de télévision (crête de Blandine). De bas en haut, on peut distinguer (planche 4) :

- Un basalte vacuolaire, riche en alvéoles ovoïdes dont le plus grand allongement est sub-horizontal et qui sont souvent tapissées de calcite.
- Un complexe argileux ocre-brun, compact au sommet (20 cm) et surmonté par deux niveaux (un seul est visible sur la photo nº 2) de tufs jaunes, compacts et très homogènes.

La série se répète par l'intermédiaire d'un niveau de basalte vacuolaire (30 cm) et de trois niveaux de tufs jaunes d'une puissance totale de 10 m (série absente sur la planche 4 et devant être placée entre les photos 1 et 2).

- Enfin, un niveau rouge de 70 cm d'épaisseur permet de passer au basalte polyédrique.

Remarque :

Les tufs reposent sur le basalte vacuolaire par l'intermédiaire d'une formation scoriacée (5 cm) dans laquelle on peut distinguer, à l'oeil nu, des cristaux de pyroxènes (3 à 5 mm de longueur). Cette assise, par sa faible épaisseur, semble montrer que la phase explosive en-

traînait surtout les particules fines dont la puissance traduit l'importance de l'éruption.

** Rôle hydrogéologique.

Suivant leur situation géologique et la nature de leur support, il est évident que leur rôle sera différent :

- Le support est une coulée basaltique et ils affleurent en surface (Est de la Crête de Blandine) : leur homogénéité et leur grande étendue influeront sur le régime hydraulique des émergences car leur grande perméabilité d'interstices leur confère une structure d'éponge (la faible variabilité de la Source de Barbeyrol née de ces tufs et son gros débit en seront par la suite un témoin).

- Le support est une coulée mais ces tufs sont interrompus par des niveaux argileux : suivant leur épaisseur et l'endroit où se situe la formation argileuse, les émergences formeront sur le Coiron une catégorie à part, caractérisée par un faible débit mais aussi une faible variabilité (série de sources au SE de la Crête de Blandine).

- Enfin, leur support est une formation argileuse imperméable (dépression de Freyssenet - Structure mise en évidence par le forage à l'Est de Senouillet) : ils peuvent alors être le siège d'une nappe aquifère.

2.3.2 - Cas particulier des "semelles de coulée".

Lorsqu'une coulée repose sur un complexe de tufs on peut observer parfois, sur une épaisseur de l'ordre de 2 à 3 m, une formation bréchique particulière : des blocs de basalte vacuolaire, bréchoïdes (5 à 30 cm de diamètre),sont enrobés dans un complexe de tuf et de scories de couleur brun-rouge. La couleur passe au brun franc au contact des blocs et traduit certainement un effet de cuisson.

* Rôle hydrogéologique.

Il est fondamental pour deux raisons :

- La base de cette formation est séparée de la surface des tufs sous-jacents par un complexe argileux de couleur brique imperméable (aucun suintement d'eau dans les tufs même après de fortes pluies). Il en résulte que les tufs sous-jacents ne participent pas à l'écoulement des eaux. Malgré la bonne perméabilité de leur ensemble, ils sont à classer dans les structures imperméables.

- Les blocs bréchoïdes qui correspondent à des enclaves de lave ont perturbé l'arrangement clastique des particules fines en les agglutinant entre elles par effet de cuisson. Nées du refroidissement de la lave, des fissures sont apparues dans l'ensemble de la formation, lui conférant une perméabilité vacuolaire (blocs de basalte isolés) et une perméabilité de fissure. Ainsi, les eaux, après avoir traversé les basaltes sus-jacents fissurés, pénètreront-elles dans les formations bréchoïdes qui, par la juxtaposition de deux types de perméabilité, joueront un rôle de "régulateur hydraulique". Les grosses émergences du type sous-basaltiques que nous étudierons en détail par la suite, naissent toujours à la base des formations bréchoïdes auxquelles nous avons donné le nom de "Semelles de coulée".

2.3.3 - Les tufs stratifiés.

Ils sont tout particulièrement développés dans la région de Freyssenet - La Prade et l'on peut y distinguer deux ensembles :

* Les tufs stratifiés homogènes.

Visibles au SW de Freyssenet (Serre de Mounet), on peut les observer reposant sur des tufs jaunes homogènes dont on ne peut évaluer la puissance. On distingue ainsi de bas en haut :

- Des tufs de couleur orangée, granoclassés de bas en haut et d'une épaisseur de 15 cm, surmontés par un lit de scories brun-noir (5 cm) très grossières, et constituées par des cristaux d'augite parfaitement automorphes(prismes de 1 cm de long).

- Des tufs jaunes à particules très fines (moins de 1 mm),stratifiés sur une épaisseur de 15 cm. Une nouvelle frange scoriacée (5 cm) les surmonte mais les éléments clastiques sont plus petits que précédemment (les cristaux de pyroxène sont altérés et se désagrègent facilement).

- Des scories brun-rouge (10 cm), dans lesquelles on distingue des sections d'augite et de petits nodules (3 à 4 mm) d'olivine très altérée.

- Au-dessus enfin, repose un basalte vacuolaire (1,50 m) à fissures subverticales ouvertes (2 à 5 mm) régulièrement espacées de 1 m environ.

Cette structure de découpage en bandes régulièrement espacées s'observe aussi sur la route Freyssenet - Taverne (face au réservoir de Barras) et au SE de La Prade (sur la route conduisant à ce hameau). Nous donnons, planche 3, photo nº 3, un autre exemple de tufs lités où le "bandage" est beaucoup plus fin.

Il ne nous a pas été possible de cartographier l'étendue exacte de ces tufs car leurs affleurements sont très fragmentaires. Malgré le pendage qu'ils présentent (variable quant à la direction et faible en valeur - de l'ordre de 10º), nous n'avons pas tenté de les raccorder entre eux. Pour cela, il aurait été nécessaire de procéder à une étude granulométrique systématique, ce qui aurait débordé du cadre de notre travail.

** Rôle hydrogéologique.

Ces tufs ne présentent pas, du moins dans leur partie visible, d'encroûtement argileux. Peu altérés dans leur ensemble, ils sont perméables aux eaux météoriques. Cependant, leur compacité ne permet qu'une lente percolation des eaux. Ils sont bien plus à l'origine de suintements après une période pluvieuse qu'à celle d'émergences.

* Les tufs stratifiés inhomogènes.

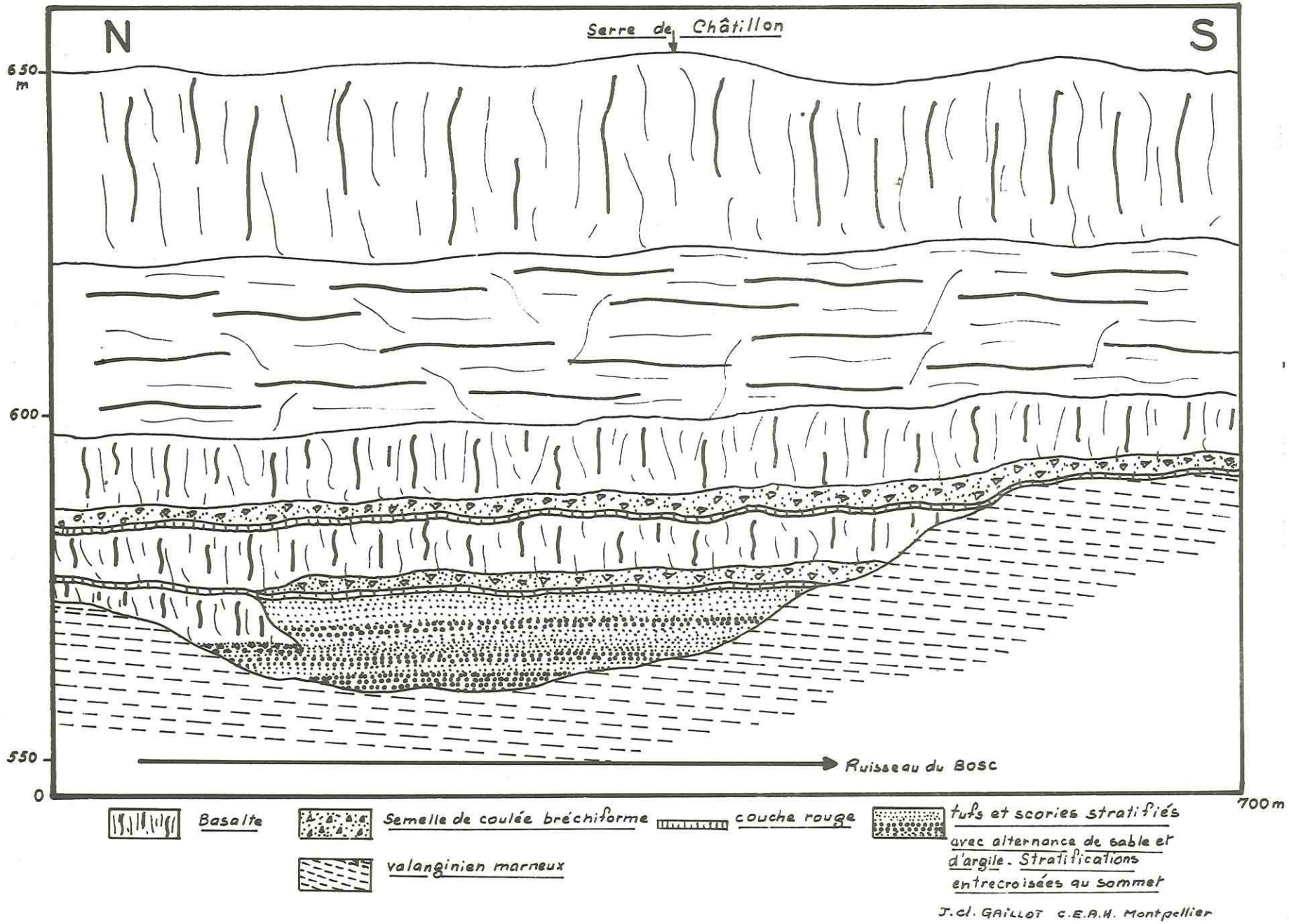
Ils se rencontrent principalement en bordure de la digitation du Ranc (Nord de Rochessauve) et reposent sur un matériel volcano-lacustre. Leurs stratifications ont un pendage qui semble suivre la pente des vallées préeruptives.

P. GRANGEON (1960, p. 185) a fait l'étude détaillée de ces formations et a montré que les produits de cette région sont constitués par des fragments de blocs volcaniques, marneux ou calcaires, soudés entre eux par un ciment volcano-sédimentaire. Ils sont les témoins d'une sédimentation lacustre miocène supérieur car ils s'intercalent entre deux niveaux de diatomite que l'auteur a pu dater de cette époque (P. GRANGEON, 1958).

Nous avons observé une sédimentation analogue dans le ravin du Bosc (NE de Darbres), rive droite du ruisseau (planche 5) : une dépression s'ouvre dans les marnes valanginiennes, perpendiculairement à la vallée actuelle du ruisseau, dépression dans laquelle sont disposées des formations volcaniques bien stratifiées. Une coulée de basalte, postérieure aux premiers dépôts volcanogènes, interrompt les formations. On peut remarquer que la sédimentation s'est poursuivie ensuite car les horizons stratifiés s'appuient sur la coulée. Celle-ci ne peut être venue que postérieurement au premier dépôt car, d'une part, l'arrangement stratigraphique n'est nullement perturbé au voisinage du basalte, d'autre part, aucun effet de cuisson n'est décelable, sauf à la base de la coulée.

Sur la planche 6, nous avons résumé nos observations (coupe 1), mettant en évidence de bas en haut :

PL 5 exemple de sédimentation lacustre au N NE de Darbres



J. cl. GAILLOT C.E.A.H. Montpellier

- les marnes feuilletées du Valanginien (V_1) à pendage régulier (8º N 125) dans lesquelles le ruisseau a taillé son lit.
- au-dessus, 2 m de marno-calcaire jaune-ocre (V_2) dont la partie supérieure est très argileuse.
- 10 m de tufs et scories stratifiés (15 m au maximum de leur épaisseur plus au Nord) T_1.
- 2 m de tufs à grains fins, finement lités, de couleur brun-rouge.
- 0,60 m d'une couche rouge compacte et argileuse (R_1).
- 0,60 m de basalte vacuolaire (B_1).
- 3 à 4 m de basalte bréchoïde (B'_2) correspondant à la semelle de la coulée sus-jacente.
- 2 à 4 m de basalte prismé en colonnades (B^2).
- 1 m de scories rouges très argileuses (B''_2).
- 0,60 m d'une deuxième couche rouge compacte (R_2).
- enfin, une succession de trois coulées basaltiques (B^{II}) à prismation subverticale ou lamellaire.

Cette coupe est la plus complète que nous ayons trouvée dans la partie occidentale du Coiron car elle englobe tout le matériel volcanique émis et toutes les structures que l'on peut rencontrer dans ce dernier. Il est intéressant de s'attarder sur les séries de tufs stratifiés car, nous allons le voir, leur structure s'édifia au fond d'un lac. Les strates sont nettes et représentent plusieurs cycles de sédimentation. En effet, on peut observer une alternance répétée de lits de scories (5 à 6 cm) entre lesquels s'insèrent des particules fines, cendres et lapillis, litées et parfaitement granoclassées : projections grossières à la base, fines au sommet. Des figures de stratifications entrecroisées sont fréquentes dans les parties fines du sédiment et principalement dans trois niveaux argilo-sableux, situés au sein de la formation. Enfin, l'ensemble des produits de projection est soudé par un ciment blanchâtre très pulvérulent et qui, microscopiquement, est constitué par une accumulation de frustules de diatomées auxquelles se mélangent des minéraux argileux du groupe des illites.

Un tel ensemble, de par la présence de diatomite, n'a pu se sédimenter qu'au fond d'un lac installé dans une dépression valanginienne. Il est à remarquer que l'on n'a pas observé de niveau franc de diatomite. On peut donc penser que les projections sont venues combler le lac peu profond et qui a disparu dès la fin de l'éruption (pas de diatomite supérieure). La présence, au sommet, d'un tuf grossier (T_2) surmonté d'une couche rouge argileuse, pose le problème de l'altération climatique. Nous aurons l'occasion d'étudier cette question dans un paragraphe prochain.

Nous donnons dans les coupes 2 et 3 la limite occidentale et orientale probable du milieu lacustre. Ce dernier, semble-t-il, devait s'é-

tendre au Nord mais il nous est impossible de connaître son extension dans cette direction. Compte tenu de l'épaisseur des sédiments (15 m au maximum), il est permis de supposer que la série étudiée ne représente que l'extrémité Sud du lac.

Bien que nous n'ayons pas trouvé de diatomite en couche bien distincte, donc aucune trace d'empreintes végétales fossiles, nous rattachons par analogie ces formations à celles trouvées au Nord de Rochessauve et datées par P. GRANGEON du Miocène supérieur.

** Rôle hydrogéologique.

Au Nord de Rochessauve, ces formations n'ont aucune relation hydrogéologique avec les basaltes, car elles en sont séparées par une formation poudreuse dont la base est argileuse (diatomite supérieure du Ranc). Celle-ci joue le rôle d'imperméable. La coupe détaillée que donne P. GRANGEON (1960, p. 183) nous montre que le complexe tufs - brèches est isolé entre deux de ces niveaux ; il y a donc tout lieu de penser que ces formations n'ont qu'un rôle hydrogéologique très succint, car :

- leur extension vers l'Est est limitée.
- l'impluvium qu'elles constituent est restreint (pente forte et niveaux bréchiques compacts, peu fissurés).

Cela semble être confirmé par la rareté des émergences au Ranc (deux dont l'une est temporaire).

Au NE de Darbres, les sédiments lacustres sont surmontés par une couche rouge argileuse imperméable. Ils n'ont, en conséquence, aucun lien hydrogéologique avec les basaltes sus-jacents.

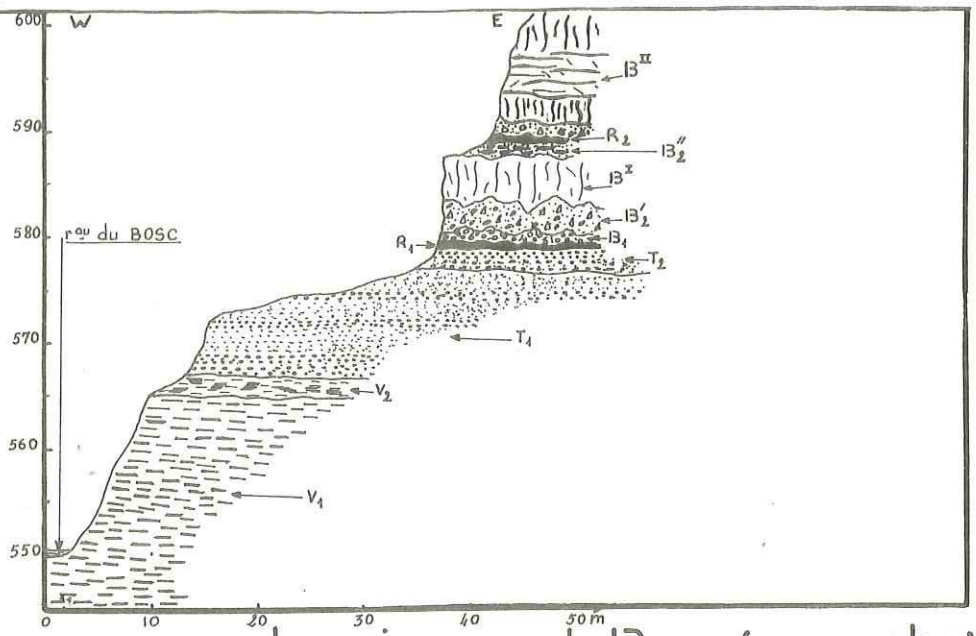
2.3.4 - Les téphras du Goulet de la Soulière au NW de La Prade. (Téphras ou tufs gris)

A l'Ouest de La Prade, on peut observer un cône de tufs gris, bien stratifiés, dont le pendage général est de 25 à 30º vers le SE (planche 3, photo nº 1). Ils sont constitués par des cendres enrobant des éléments bréchiques de calcaire, de lave, de grés triasiques et liasiques et de granite. Ces tufs ont une extension à l'affleurement limitée (vallée de Masaulan uniquement). Ils reposent sur la coulée visible dans le ruisseau au Sud, mais supportent les formations basaltiques de Blandine au Nord. Enfin à l'Est, ils reposent directement sur les calcaires du Rauracien - Séquanien (Chèvre Ecorchée).

PL6

J. cl. GRILLOT C.E.A.H.
Montpellier

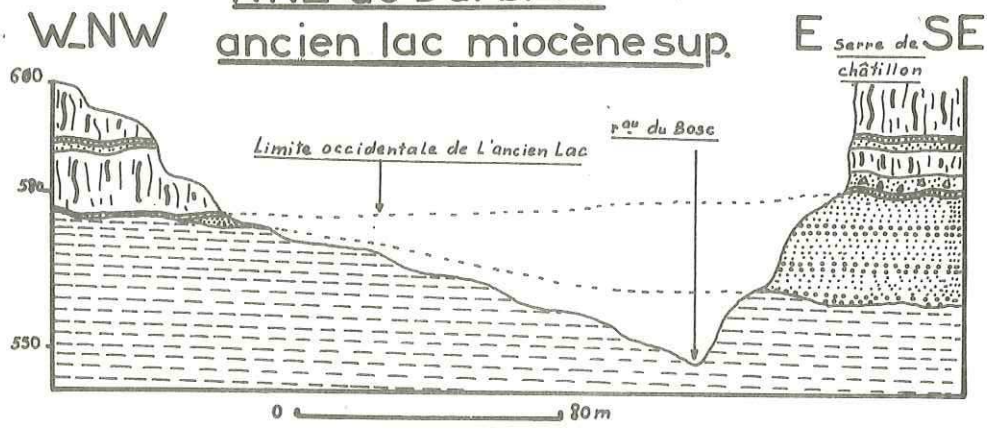
1

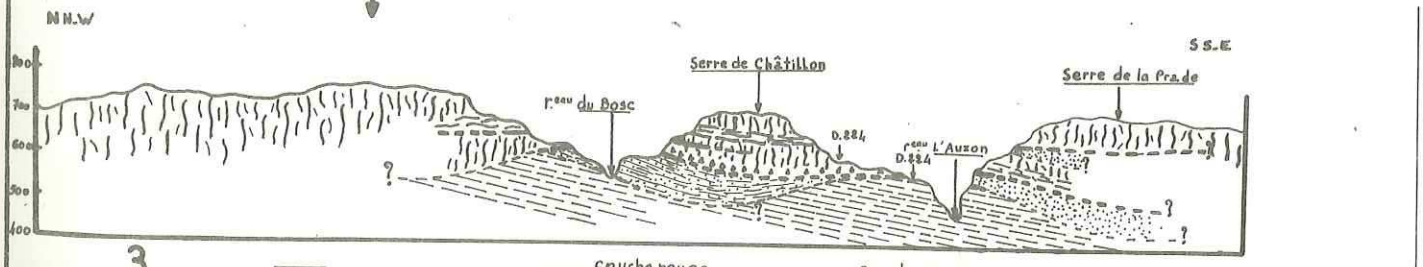


coupe du ruisseau de Bosc (r. gauche)

NNE de Darbres
ancien lac miocène sup.

2





3

coupe au N.E de Darbres (interprétation structurale d'ensemble)

ALT.

Leur pendage indique qu'ils furent probablement rejetés par un appareil volcanique situé au Nord du Goulet (Serre Blanc).

L'observation détaillée de ces formations met en évidence une stratigraphie complexe : les tufs se présentent sous la forme de grandes dalles compactes ayant 70 cm à 2 m d'épaisseur dont la partie supérieure est constituée par une carapace dure, gréseuse (30 cm), aux inclusions multiples de fragments bréchiques principalement calcaires et gréseux. Sous cette carapace, le faciès est beaucoup plus hétérogène et comprend de bas en haut :

- Des tufs de couleur jaune-orangé, non lités et non compactés (50 cm).
- Des tufs gris, finement lités et compacts, très gréseux (5 cm).
- Une couche bréchique de 20 cm où les éléments calcaires gréseux et granitiques atteignent un diamètre de 2 à 3 cm. Le ciment est surtout constitué par de la calcite secondaire.
- Des tufs gris, finement lités, passant latéralement parfois à un tuf brun, très grossier, aux nombreux cristaux d'augite et d'olivine altérée.
- Une nouvelle couche bréchique, de composition et de structure comparables à celles décrites plus haut (10 à 15 cm).
- Enfin, chaque dalle se termine par la carapace compacte que nous avons déjà signalée.

Les téphras sont surmontés par des tufs lités à texture très fine (photo nº 3, planche 3) et qui ont un pendage opposé (WNW 10º).

Ces formations, si particulières par leur structure et leur composition, montrent qu'elles sont le produit d'une ramonage intensif de la cheminée volcanique (hétérogénéité des éléments) et qu'elles correspondent probablement au début de la phase éruptive (fissures peu ouvertes et agrandies par les explosions internes, avec remontée d'éléments arrachés au substratum).

La stratification régulière et le pendage des dalles évoquent une mise en place de ces formations à partir de coulées de boue. On serait ainsi en présence d'une phase intermédiaire entre le type explosif et le type effusif : phase explosive car les éléments sont essentiellement constitués par des particules fines (cendres et lapillis) et des fragments du substratum ; phase effusive car, malgré l'absence de coulées, tous ces produits sans doute émis dans un milieu saturé en vapeur d'eau, n'ont pu s'élever dans l'atmosphère. Il en résulte une activité volcanique de faible indice d'explosivité mais correspondant à une grande quantité de matériel émis. Ces coulées de boue ont ainsi dévalé les pentes Sud et SE des collines calcaires qui devaient s'élever à l'emplacement de l'actuel Serre Blanc.

Il est à remarquer que ces tufs gris ne se rencontrent pas à l'Ouest de Blandine. Le relief devait donc être accentué au Nord, obligeant les coulées à ne s'étaler que vers le Sud. Le pendage de direction opposée des tufs lités surmontant les téphras, indique que, postérieurement à la phase d'épanchement, le flanc Ouest du cône d'éruption ou bien s'est effondré par faille, ou bien a été érodé, dégageant une fissure latérale. La présence d'un sill interstratifié dans ces tufs fins semble confirmer cette hypothèse. (Photo nº 3, planche 3).

* Rôle hydrogéologique.

Leur extension limitée réduit ce rôle à la seule dépression de Masaulan (Ouest de La Prade). L'hétérogénéité du matériel et la présence d'une carapace imperméable confèrent à ces formations un rôle hydrogéologique tout particulier : l'infiltration des eaux se fait au niveau du matériel compacté et les circulations ont lieu parallèlement aux coulées et suivant leur pente. L'interruption brusque de ces niveaux par un dyke ou la présence d'une structure imperméable et continue à leur base (couche rouge argileuse), sera à l'origine d'émergences parfois importantes (l'une d'elle a un débit supérieur à 2 l/s à l'étiage). Nous aurons l'occasion de revenir sur ce rôle en étudiant l'hydrogéologie de la région de La Prade.

3.- TECTONIQUE POST-ERUPTIVE.

Tous les auteurs ont admis jusqu'ici qu'aucune phase de dislocation n'avait suivi les grands épanchements basaltiques du Coiron. Or, au SW de La Prade on peut observer, malgré la végétation impénétrable et l'accès difficile des lieux, un accident affectant une digitation basaltique. La topographie indique nettement la rupture de pente avec effondrement du compartiment Sud. Cependant, il est malaisé de chiffrer le rejet vertical de cet accident car un sol épais recouvre le basalte. Nous l'évaluons à 7 ou 8 m.

A l'origine d'une source très importante (Source du Ladou), la faille par sa direction SW - NE et son pendage sub-vertical, semble être contemporaine de la phase d'effondrement post-pliocène. Elle aurait donc rejoué en faille normale, postérieurement aux épanchements basaltiques et serait le témoin d'une phase tectonique post-éruptive.

Sur la route La Prade - Col de l'Escrinet, face Ouest de la Crête de Blandine, un autre accident affecte très nettement le basalte ainsi que les tufs supportés par ce dernier. De direction NE - SW, il a fonc-

tionné surtout en décrochement mais son extension est,semble-t-il, très réduite. Il est en effet difficile de le suivre dans les basaltes constituant la Crête de Blandine car la contrée est très accidentée et peu accessible. De plus, la forêt de sapins qui se développe à cet endroit ne permet pas un examen détaillé sur photos aériennes.

En conclusion, bien que deux accidents à extension réduite soient insuffisants pour permettre de définir une phase tectonique, il faut cependant admettre que leur direction et le rejet vertical ou subhorizontal du matériel volcanique qu'ils affectent, sont la preuve d'une tectonique cassante s'étant produite postérieurement aux épanchements. En conséquence, il est inexact d'affirmer (J. Cl. Den BOHER, 1957, p. 17) que "les basaltes du Coiron n'ont pas subi de dislocations".

Remarque :

Seule, la partie Nord-Occidentale du plateau présente de tels accidents. Il faut donc reconnaître que les phénomènes de dislocation sont très restreints dans la région que nous étudions.

4.- UNITES GEOLOGIQUES SECONDAIRES : LES EBOULIS.

Abondants sur la face Nord du plateau (au Sud de Saint-Priest) et au Nord de la digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron, ils constituent une unité géologique particulière suivant la nature de leurs éléments. D'après la classification de CAILLEUX et TAYLOR (1954), nous distinguons dans la région deux types de ces formations :

4.1 - Eboulis de gravité.

Leur pente est de l'ordre de 40º dans les grands ravins descendant de la face Nord du Coiron. Ils sont constitués par des blocs anguleux, calcaires en profondeur et basaltiques en surface (10 cm à 2 m de diamètre), cimentés dans l'ensemble par des marnes fines, pâteuses, et localement, par de la calcite secondaire (origine hydrologique ?). Seule, la pesanteur intervient dans la formation de ce type d'éboulis qui forment, au pied des falaises basaltiques, des talus à matériel grossier et très hétérogène.

4.2 - Eboulis ordonnés.

De pente inférieure à 30º (face Est de la digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron) ou nulle (terrasse de la rive droite de l'Ouvèze au

Sud de Saint-Priest), ces éboulis ont une structure particulière car les éléments qui les constituent se disposent en strates grossières : alternance de lits fins de graviers calcaires, de cailloux calcaires et basaltiques (10 à 15 cm de diamètre) emballés dans une matrice argilo-marneuse, enfin de blocs volumineux (plus de 30 cm de diamètre) que l'on trouve principalement en surface, enrobés dans une argile ocre-jaune.

Cette stratification semble être due aux phénomènes de solifluxion par glissement en masse des éléments sur le substratum marneux (Callovien) en période de dégel. La mise en place primaire d'un tel ensemble correspondrait donc à l'établissement d'un climat périglaciaire dans la région, les éboulis de gravité étant à l'origine des coulées.

Cependant, d'autres phénomènes plus actuels modifient l'extension de ces formations stratifiées. C'est ce que nous avons observé au lieu dit "le Solitaire" (NW de Darbres) : ici, les éboulis sont essentiellement basaltiques à matrice marneuse et leur pente ne dépasse pas 10º. En Octobre 1970, après une période pluvieuse de dix jours, la masse des éboulis a glissé sur les marnes valanginiennes sur plus de 15 m, en moins de huit jours. Nous sommes donc en présence du phénomène typique de Slumping (inbibition totale de la masse avec gonflement des particules marneuses de la matrice et décollement de l'ensemble au niveau du substratum valanginien).

Remarque :

L'instabilité des terrasses d'éboulis de la rive droite de l'Ouvèze est mise aussi en évidence par l'apparition de sources alors que l'on assiste au tarissement de certaines émergences anciennes. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce problème en étudiant l'hydrogéologie de la face Nord du Coiron.

Rôle hydrogéologique des éboulis.

Ces unités masquent l'origine réelle des émergences. Cependant, leur structure facilite la résurgence des eaux en de nombreux points (Saint-Priest) ayant souvent des relations entre eux.

5.- IMPORTANCE HYDROGEOLOGIQUE DE L'ENSEMBLE DES PRODUITS D'ERUPTION VOLCANIQUE ET DES UNITES QUI LEUR SONT ASSOCIEES.

Nous l'avons vu, les phénomènes volcaniques ont donné naissance sur le Coiron à des produits très hétérogènes : basalte en coulées de structure variée, dykes sub-verticaux, cendres lapillis et scories en

formations complexes. Très souvent aussi, nous avons vu que les coulées fissurées se superposent les unes aux autres avec intercalation de tufs.

Donc, soit que la perméabilité résulte uniquement des fissures du matériel compact, soit qu'elle provienne de la juxtaposition de matériel plus fin, les eaux météoriques traverseront l'ensemble jusqu'à ce qu'elles rencontrent un niveau imperméable. Celui-ci, à des altitudes différentes suivant sa nature et sa composition, sera à l'origine des émergences qui peuvent être classées de la façon suivante :

- Sources inter-basaltiques.

Elles sont liées aux niveaux imperméables intercalés dans les coulées (couche rouge argileuse), aux dykes de barrage, enfin au colmatage des fissures du basalte par des tufs argileux.

- Sources sous-basaltiques.

Elles naissent du contact de la masse basaltique avec l'imperméable du substratum (marnes valanginiennes principalement), ou de celui du basalte avec les tufs isolant des coulées les formations sédimentaires. Cette deuxième origine se fera, dans la plupart des cas, par l'intermédiaire d'une couche rouge argileuse imperméable.

- Sources infra-basaltiques.

Après avoir traversé l'ensemble du matériel volcanique, les eaux atteignent le substratum car aucun niveau imperméable ne sépare les deux formations. Si le support des coulées est un calcaire fissuré (calcaires du Rauracien - Séquanien et du Tithonique), les émergences se situeront dans ce faciès, leur origine étant liée :

- soit à une faille affectant les calcaires et mettant à leur contact une structure imperméable (sources infra-basaltiques que l'on trouve sur le plateau).
- soit à un niveau imperméable sous-jacent aux calcaires et interrompant la circulation des eaux dans ces derniers (sources de la face Nord du Coiron).

Cette classification générale fait ressortir l'importance de la localisation et de l'origine des structures imperméables liées au matériel volcanique. C'est pourquoi, dans le chapitre qui suit, il nous a semblé indispensable de soulever les problèmes que pose la genèse de ces structures.

* *
* *

19 AOUT 2003
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 4.58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr

CHAPITRE III

STRUCTURES IMPERMEABLES LIEES AU MATERIEL VOLCANIQUE

—

1.- INTRODUCTION.

On ne saurait parcourir le Coiron sans remarquer des formations rouge-brique rompant épisodiquement la monotonie grise ou noire des basaltes. P. GRANGEON (1960, p. 216) décrit ces niveaux auxquels il attribue des épaisseurs variables (20 cm à 4-5 m) et remarque qu'ils se situent aussi bien dans le matériel volcanique qu'au contact du substratum calcaire ou marneux. Il note leur absence au-dessus des alluvions pliocènes et leur présence au-dessus et au-dessous des dépôts volcano-lacustres du Ranc. Ces derniers (P. GRANGEON, 1958) se rangeant à la base du Miocène supérieur, l'auteur admet en conclusion que les niveaux rouges sont des paléosols et qu'ils résultent d'une altération climatique probablement d'âge miocène supérieur. Dans un tableau (p. 217), il compare leur composition chimique à celle du matériel qui les supporte et il en conclut que "la composition chimique de la couche rouge sous-basaltique nous montre que cette couche s'est formée sous un climat relativement humide toute l'année ...".

Cependant la découverte par J. VIGIER, Ingénieur du Génie Rural à Privas, d'un de ces niveaux intercalé entre des tufs et des coulées basaltiques supposées d'âge pliocène inférieur, devait amener l'auteur à émettre trois hypothèses pour expliquer la présence de cette couche en ce point :

- L'altération climatique se serait prolongée au-delà du Miocène supérieur.
- Les coulées situées au-dessus de ce niveau ne seraient pas d'âge pliocène inférieur.
- L'altération en ce lieu aurait une origine hydrothermale.

J. MOINEREAU (1966, p. 130) consacre un long chapitre au problème des couches rouges. Ses observations sur le terrain, complétées par des analyses géochimiques et des études en lames minces, le conduisent à émettre des doutes sur la valeur stratigraphique de ces niveaux (p. 136) : "Rien ne prouve l'existence d'un climat tropical générateur des couches rouges sous-

basaltiques ... elles ne peuvent servir de repère climatique ni stratigraphique". Cet auteur pose de deux façons le problème de leur genèse, à savoir :

- Les couches rouges représentent des argiles noires tropicales formées en milieu alcalin, mal drainé.
- Elles sont le résultat d'une altération météorique très courte ayant transformé les gels alumino-siliciques en argiles du groupe montmorillonite.

Pour notre part, étant conduit à localiser ces niveaux de façon précise car ils ont un rôle hydrogéologique fondamental, il nous a semblé opportun de procéder à leur étude afin de préciser si possible leur genèse.

P. GRANGEON donne aux couches rouges une épaisseur qui nous semble exagérée (4 à 5 m), car, suivant la définition que nous entendons donner à ce repère, son épaisseur est de l'ordre de 40 cm à 1 m. Il est donc utile de préciser l'emploi de trois termes :

- Les "formations rouges".

Nous entendons par l'expression "formation rouge", l'ensemble des complexes de couleur rouge constitué par des tufs grossiers non consolidés, d'une épaisseur pouvant atteindre 2 à 3 m, et qui n'est autre qu'un dépôt pyroclastique de cendres et de scories rouges.

- Les "couches rouges".

Une "couche rouge" correspond pour nous à un complexe dans lequel on ne reconnaît que peu d'éléments pyroclastiques et qui a une allure de brique compacte, de couleur rouge, à structure très fine. Il ne dépasse alors jamais 1 m d'épaisseur et constitue les structures imperméables liées au matériel volcanique.

- Les "niveaux rouges".

Le terme de "niveau rouge" regroupe les deux ensembles que nous venons de signaler. Son emploi sous-entend la présence d'une "formation" et d'une "couche" rouges.

2.- LOCALISATION DES STRUCTURES IMPERMEABLES.

Ces couches se rencontrent à tous les niveaux jusque dans les basaltes classés par J. Cl. Den BOHER Pliocène supérieur (Goulet de la Soulière) et même Pléistocène (Crête de Blandine).

Remarque :

Nous avons déjà signalé notre désaccord avec l'auteur sur les datations effectuées par paléomagnétisme. Cependant, comme nous ne pouvons admettre, ainsi que le fait P. GRANGEON (1960, p. 260), que les coulées altérées en argile rouge sont d'âge miocène supérieur (ce qui sous-entendrait que la majeure partie des épanchements est de cette époque), la seule présence des couches rouges à tous les niveaux structuraux est un argument supplémentaire en faveur des doutes émis par nous sur l'âge du volcanisme du Coiron.

Nous donnons sur la carte géologique les points d'affleurements des couches rouges. On peut remarquer qu'au niveau du substratum calcaire, elles sont absentes, sauf en deux endroits.

- Sur la bordure Ouest du Massif de Buiarelle (partie Nord Occidental du Coiron.
- Sur la bordure Est du Massif de Blandine.

Ces deux affleurements contrastent entre eux du fait que le premier se situe au-dessus de tufs supportés par les calcaires, alors que le second se localise directement sur les calcaires.

Au niveau des marnes valanginiennes, les affleurements sont plus étendus (Ravins du Bosc et de l'Auzon au NE de Darbres - rive gauche de La Payre à l'Ouest de Rochessauve). Ils se situent au-dessus de tufs mais peuvent reposer directement sur le substratum par passage latéral ininterrompu.

Enfin, les couches rouges peuvent se situer dans le matériel volcanique. Elles apparaissent alors plus fréquemment, aussi bien sur des tufs et sur des lits de scories que sur des coulées. Faute de temps, il était hors de question d'envisager une étude systématique de toutes les couches rouges. Il nous a donc fallu choisir quelques exemples susceptibles d'apporter, par leur étude, une contribution à la connaissance génétique de ces formations.

Après avoir remarqué que, lorsqu'elles reposent directement sur le substratum calcaire ou qu'elles s'intercalent dans le matériel volcanique, les couches rouges contiennent invariablement des produits volcanogènes (cristaux d'olivine et de pyroxènes), nous avons subdivisé ces niveaux en deux groupes :

- Couches rouges reposant sur un substratum marneux et contenant peu ou pas d'éléments volcanogènes.
- Couches rouges reposant sur un substratum calcaire ou intercalées dans le matériel volcanique et contenant des éléments volcanogènes.

3.- ETUDE DE QUELQUES STRUCTURES IMPERMEABLES.

3.1 - Etude stratigraphique.

3.1.1 - Couches rouges reposant sur un substratum marneux.

Dans la partie Nord Occidentale du Coiron, nous n'avons trouvé qu'un seul exemple paraissant appartenir à ce type et présentant la particularité d'offrir sur la même coupe deux couches rouges superposées : l'une au contact des marnes valanginiennes, l'autre intercalée entre deux coulées (rive gauche de l'Auzon au NE de Darbres).

P. GRANGEON (1960) présente le profil des lieux (coupe p. 167) en plaçant directement la couche rouge sur les marnes. Si cela est exact au Sud de la falaise, il n'en est pas de même au Nord, car la couche repose sur un tuf qui s'amenuise vers le Sud. J. MOINEREAU (1966, p. 132) avait déjà fait cette remarque, ce qui l'obligeait à supposer que les analyses géochimiques données par P. GRANGEON (1960, p. 217) correspondaient à la partie fine de l'échantillonnage.

Afin d'éliminer cette incertitude, nous avons décidé de reprendre l'étude géochimique de la "formation" à partir d'un échantillonnage précis. Quant à la couche rouge elle-même, nous avons cru bon de commencer son analyse par une étude en lame mince (planche 7).

Nous avons pu ainsi remarquer la présence de cristaux d'olivine, de pyroxène, de plagioclase et de quartz corrodé baignant dans une pâte aphanitique rouge sombre (isotrope en L.P.). Des grains de couleur brun-rouge, à pléochroïsme net, se détachent de la masse (granules d'oligiste). Deux remarques peuvent être faites à partir des deux lames minces que nous présentons :

- Les cristaux d'olivine sont plus altérés dans le haut de la couche que dans le bas (bordure des cristaux transformée en iddingsite).
- Les grains d'oligiste sont plus fréquents au sommet de la couche.

Stratigraphiquement parlant, la couche rouge se situe dans un ensemble suivant (planche 8, log nº 4) :

* Au N - NE de bas en haut :

- Marnes valanginiennes (V) surmontées par une assise de tufs fins, homogènes et non stratifiés (T_1).
- Deux coulées de basaltes qui remblaient une vallée oblique par rapport à la vallée actuelle de l'Auzon (B^I : coulée à structure lamellaire - B^{II} : coulée à structure polyédrique).

PL7

Auche

couche orange sous basal.

haut

olivine altérée (iddingsite)

cristobalite

pâte très fine orangée argileuse

× 100

éch. n° 5

couche rouge

bas

quartz

plagio.

augite

olivine non altérée

pâte fine

oligiste

× 100

éch. n°6

couche rouge sous basaltique

Darbres

quartz corrodé

olivine altérée en iddingsite

plagioclase altéré

oligiste

pâte fine argileuse rouge

augite

×100

haut de la couche (éch. n° 2)

plagioclase altéré

pâte fine rouge

augite

olivine non altérée

quartz

oligiste

×100

bas de la couche (éch. n° 3)

couche rouge sous basaltique

Serre Châtillon

limite franche

cristobalite (5mm)

haut

bas

plagioclase fortement altéré

oligiste

× 150

pâte fine argileuse rouge

(éch. n°2)

J. Cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

- Un tuf (T_2) ou "formation rouge" : c'est un tuf scoriacé à la base dans lequel on rencontre de nombreux prismes de pyroxène.
- Une couche rouge (R_1), à débit rognoneux, contenant des petits cristaux d'augite et des nodules d'olivine. Le contact T_2 - R_1 est très net.
- Une "semelle" de coulée (B_2) à structure bréchoïde, surmontée de deux coulées à structure lamellaire (B^{III}) et polyédrique (B^{IV}).
- Un tuf scoriacé compact (T_3) surmonté d'une nouvelle couche rouge (R_2) que nous appellerons couche rouge inter-basaltique.
- Enfin une coulée (B^V) à structure polyédrique.

* Au S - SE.

On rencontre les mêmes formations mais avec amincissement des structures sous-jacentes à la couche rouge R_1 (bordure de la vallée remblayée). Il nous a semblé utile de donner une telle stratigraphie car, étant donné que la couche rouge contient des éléments volcanogènes, son origine ne peut être liée qu'au matériel volcanique et non au substratum sédimentaire soit disant "roche-mère" selon P. GRANGEON.

L'exemple que nous venons de traiter n'est donc pas représentatif de couche rouge liée effectivement au substratum marneux comme le pensait l'auteur que nous venons de citer.

Ce n'est que plus au Sud que l'on peut rencontrer ce lien effectif comme l'a montré J. MOINEREAU dans le Ravin de Fay (P. 131). Selon cet auteur, on pourrait ainsi comparer le profil rencontré à "un sol hydromorphe de fond de vallée mal drainée en milieu alcalin ...".

Nous n'avons pas trouvé de tels profils dans la partie Nord-Orientale du Coiron, toutes les couches rouges ayant une relation avec des produits volcanogènes.

3.1.2 - Couches rouges reposant sur un substratum calcaire (couches sous-basaltiques) ou intercalées dans un matériel volcanique (couches inter-basaltiques).

Les deux seuls affleurements de couche rouge sur des calcaires nous ont montré qu'ils contiennent des produits volcanogènes. Il n'y a donc certainement aucune relation entre le sédiment calcaire "roche-mère" et la formation qui le surmonte. C'est pourquoi, nous avons jugé préférable de décrire des coupes montrant en détail les relations stratigraphiques existant entre matériel volcanique et couche rouge.

* Coupe de la Crête de Blandine.

Cette coupe montre de bas en haut (planche 8, log nº 1) :

- Un basalte vacuolaire (B_1) surmonté par deux séries de tufs (T'_2 et T'_3) à granulométrie plus fine de la base au sommet et de couleur brun-rouge.
- Une couche argileuse, ocre-brun, à débit prismatique (A), surmontée d'un niveau peu épais de basalte vacuolaire.
- Trois séries de tufs, compacts et homogènes, de couleur jaune (T''_1, T''_2, T''_3), avec enrichissement au sommet de particules scoriacées de couleur brun-rouge.
- Une couche rouge à débit cubique (R) contenant des petits cristaux d'olivine très altérée. Le contact T''_3 - R est très net.
- Un basalte vacuolaire (B'''_1) surmonté par unbasalte polyédrique (B^I).

L'originalité de cette coupe est qu'elle présente deux niveaux argileux, chacun d'eux ayant une structure différente.

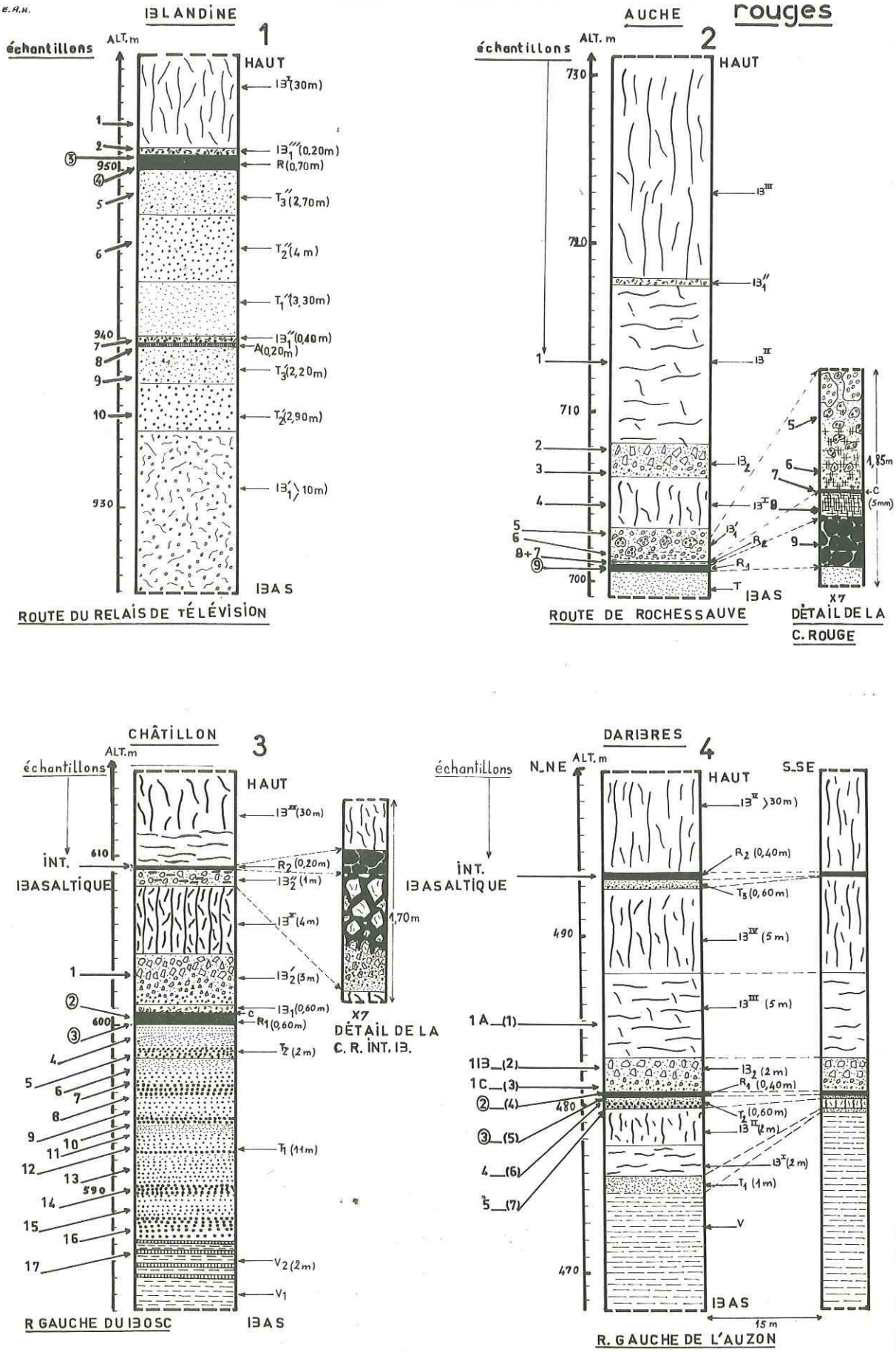
* Coupe du talus de la route Freyssenet - Rochessauve. (Ouest de la Ferme de Auche)

On peut observer de bas en haut (planche 8, log nº 2) :

- Des tufs fins, de couleur jaune, peu scoriacés (T), reposant sur une coulée inférieure peu visible en contrebas de la route.
- Une couche rouge (R_1) à débit rognoneux, contenant des petits cristaux de pyroxène, d'olivine non altérée, de plagioclase fortement corrodé, de quartz, le tout noyé dans la masse rouge-brique à grains d'oligiste (planche 7).
- Une couche rose (R_2) à débit polyédrique, surmontée par une mince pellicule blanchâtre (C). L'étude de ce niveau en lame mince (planche 7) a montré que l'horizon blanc était constitué par de petits cristaux octaédriques, faiblement réfringents en L.N. et incolores. La diffractométrie aux rayons X a permis d'attribuer ces cristaux à de la cristobalite α (minéral de basse température). La couche rose présente quelques rares cristaux d'olivine et de plagioclase altéré, enrobés dans une pâte fine, de couleur orangée, ne contenant pas de grains d'oligiste.
- Une assise bréchoïde (B'_1) où les éléments anguleux sont constitués par du basalte vacuolaire, enrobés dans une matrice argileuse de couleur rouge.
- Une succession de coulées (B^I, B^{II}, B^{III}) à structure lamellaire ou polyédrique, séparées par des niveaux bréchiques (B_2) ou vacuolaires (B''_1).

PL8 Log stratigraphiques du matériel volcanique à couches rouges

J.cl. GHILLOT C.E.R.N.
Montpellier



* Coupe du Serre de Châtillon. (NE de Darbres) - (Planche 8, log nº 3)

De bas en haut on distingue :

- Au-dessus des dépôts volcano-lacustres (T_1) décrits dans un chapitre précédent, on peut remarquer une assise de tufs scoriacés de couleur brun-rouge (formation rouge T_2) surmontée par une couche rouge à débit cubique ne contenant aucun élément volcanogène visible à l'oeil nu (R_1). Une mince pellicule de cristobalite se situe directement au-dessus (C) (planche 7), de structure identique à celle décrite dans la coupe précédente.
- Un basalte vacuolaire (B_1) est surmonté par l'assise bréchoïde (B'_2) de la coulée sus-jacente (B^I).
- Enfin, une seconde assise scoriacée (B''_2) passe progressivement à une nouvelle couche rouge (R_2) surmontée par deux coulées (B^{II}) à structure lamellaire et polyédrique.

3.1.3 - Conclusions sur l'étude stratigraphique des couches rouges.

Cette étude nous a permis de mettre en évidence les remarques suivantes :

- Les couches rouges se développent le plus souvent sur des tufs éruptifs, parfois scoriacés (formation rouge), souvent fins (tufs compacts).
- Même en l'absence de ce matériel, la présence de cristaux d'augite et d'olivine que l'on retrouve dans la plupart de ces formations suggère un lien étroit entre le matériel volcanique et les couches rouges. La genèse de la majorité de ces dernières est donc à rechercher à partir d'une transformation des produits volcaniques et non à partir d'une altération ayant donné une formation analogue, quelle que soit la roche originelle.
- L'étude détaillée des couches rouges montre qu'elles ne présentent pas toujours la même association : la couche est parfois unique, parfois précédée d'un niveau argileux ocre-jaune s'étant développé sur un matériel identique, ou suivie d'une couche plus pâle et de structure différente. Afin d'aller plus loin dans l'étude que nous avons entreprise, il était nécessaire de procéder à un échantillonnage précis à l'intérieur des niveaux rouges. C'est ce que nous avons figuré à gauche de chaque log stratigraphique (planche 8) : les numéros d'échantillons correspondant aux couches rouges sont entourés d'un cercle.

3.2 - Etude géochimique des niveaux rouges.

A partir d'analyses, nous avons construit des graphiques permettent de comparer les niveaux rouges entre eux (planches 10 à 13) et nous don-

nons (planche 9) un graphique récapitulatif des résultats que fournit P. GRANGEON (1960) dans un tableau p. 217.

On peut ainsi remarquer l'analogie étroite qui existe entre les différentes couches sur le plan chimique :

- Sur la planche 9 : la composition est sensiblement la même, quelle que soit la "roche-mère" présumée.
- Sur l'ensemble des planches 9 à 13 : remarquable uniformité chimique des couches rouges avec une forte teneur en silice (entre 30 et 50 %) et en alumine (13 à 22 %). Prédominance nette du fer ferrique sur le fer ferreux, des oxydes calciques et magnésiens sur les oxydes potassiques et sodiques. Présence constante de titane (de 2 à 3 %).

Par rapport au matériel volcanique sous-jacent, la couche rouge s'est :

- Appauvrie en bases (principalement CaO et MgO).
- Appauvrie en fer ferreux.
- Enrichie en silice (sauf à la Crête de Blandine).
- Enrichie en alumine (sauf à l'Ouest de Auche).

Dans le matériel sus-jacent, on peut remarquer :

- Une nette remontée de la teneur en CaO et en général de tous les oxydes basiques.
- Par contre, une évolution peu sensible de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et FeO.

Si la comparaison entre la roche-mère (calcaire ou marneuse) présumée et l'altération n'a que peu de valeur (J. MOINEREAU, 1966, p. 135), il nous faut reconnaitre que la comparaison entre matériel volcanique et couche rouge, telle que nous venons de la faire, n'apporte pas grand chose de nouveau à priori. La détermination aux rayons X d'argiles appartenant aux groupes de la montmorillonite et de l'illite peut cependant nous permettre de cerner davantage le problème :

- Ces argiles sont présentes dans toutes les couches rouges.
- Les tufs, qui sont toujours à la base de ces altérations, contiennent du verre volcanique. Or (G. MILLOT, 1964), les minéraux argileux peuvent se développer à partir de verre volcanique lorsque le drainage est suffisamment modéré pour maintenir un pH alcalin. Il faudrait donc admettre un lessivage restreint des tufs ; sous climat tropical humide au contraire,

la perméabilité des tufs serait à l'origine d'un drainage intensif et l'on voit mal comment un milieu confiné ou semi-confiné aurait pu s'installer dans des formations perméables, elles-mêmes supportées par des coulées très fissurées. De plus, la grande majorité des couches rouges se déploient sur des produits de projection volcanique, et beaucoup plus souvent dans les formations volcaniques que sur le substratum. En conséquence, et parce que nous avons rencontré des argiles de groupe montmorillonite sous forme d'encroûtements argileux dans les "formations rouges", on peut penser que le développement des argiles a pu s'effectuer sur niveaux perméables en climat tempéré (G. MILLOT, 1964). Le processus d'altération serait alors incomplet (c'est ce que nous observons puisque la diffractométrie aux rayons X fait ressortir la grande proportion de colloïdes amorphes dans les couches rouges). A partir de ces premières observations, on peut donc admettre que les argiles appartenant aux groupes de la montmorillonite et de l'illite ont une origine liée à l'établissement d'un milieu alcalin, à lessivage restreint et de courte durée : les hydrolyses n'ont pu se faire que partiellement et la richesse en cations du milieu a favorisé l'apparition d'argiles par soustraction en milieu alcalin (MILLOT, 1964).

Soulevé par J. MOINEREAU (1966), le problème des effets de cuisson sur la couche rouge est, à notre avis, un problème mineur :

Si l'on observe parfois une couche d'altération surmontée directement par une coulée (rive gauche de l'Auzon et rive gauche du Bosc au NE de Darbres), on remarque aussi que la couche rouge peut supporter des tufs (NE de Blandine - Dépression de Freyssenet). Or, dans les deux cas, la structure de la formation est la même : brique compacte à débit cubique ou rognoneux, inclusions d'olivine et de pyroxène. On ne peut donc admettre que les phénomènes de cuisson soient responsables du compactage de la couche et rien ne prouve qu'ils aient eu lieu (aucune preuve tangible sur le terrain). Cependant, on peut essayer de voir quelles seraient les conséquences de tels effets sur les argiles du groupe montmorillonite contenues dans toutes les couches rouges. Deux hypothèses sont alors plausibles :

- La température de la lave était relativement basse : la formation argileuse n'a nullement été perturbée ni dans sa structure, ni dans sa composition minéralogique sauf en surface ; la montmorillonite, sensible aux écarts de température n'aurait été détruite que sur une faible épaisseur. En ce cas, ou bien on devrait observer une teneur en argile plus faible au sommet de la formation qu'à sa base (effet de cuisson pelliculaire en surface) - or, l'étude aux rayons X n'a pas montré cette différence - ou bien il faut admettre une néogenèse des argiles postérieurement au refroidissement de la lave. Cela suppose que le milieu est resté riche en alumine et en cations métalliques ou qu'il y a eu des apports extérieurs de ces éléments (par percolation des eaux dans les basaltes sus-jacents ?).

- La température de la lave était telle que, par diffusion thermique a l'intérieur de la couche rouge dans son ensemble, toute la montmorillonite a disparu. En ce cas, ou bien postérieurement au refroidissement, une réhydratation du milieu a suffit pour que, par néogenèse, les argiles puissent se reconstituer (hypothèse émise par J. MOINEREAU à propos des niveaux panachés que l'on rencontre dans le Ravin de Fray, p. 135), ou bien faut-il supposer une néoformation possible des argiles dans un milieu riche en oxydes basiques (P. BIROT, 1969) ?

D'après les travaux des pédologues de l'O.R.S.T.O.M. (MAIGNIEN, AUBERT, RUELLAN, et DELETANG entre autres), on peut étudier le rapport SiO_2/Al_2O_3 des fractions fines des altérations, et avoir ainsi quelques renseignements supplémentaires sur l'évolution pédologique des couches rouges.

Si ce rapport est compris entre 1,6 et 2,5 en ce qui concerne les couches d'altération analysées par P. GRANGEON (1960, p. 217), nous devons remarquer que ce rapport varie de 1,6 à 3,3 pour les couches que nous avons étudiées.

Si l'on se refère aux travaux de P. SEGALEN (1957), on ne peut dire que toutes les couches rouges ont un caractère commun. En effet, d'après cet auteur, le rapport SiO_2/Al_2O_3 varie de 2,5 à 3,5 par un sol hydromorphe à tendance ferralitique : ainsi, le niveau argileux ocre-jaune de la Crête de Blandine (rapport 2,5), la couche rouge reposant sur du matériel volcano-lacustre au Serre de Châtillon (2,9) et celle qui repose sur des marnes de la rive gauche de l'Auzon (3,3) correspondraient à ce type de sol. Remarquons à ce sujet que sur ces trois formations, deux reposent sur un complexe peu perméable (Serre de Châtillon et rive gauche de l'Auzon), ce qui peut expliquer l'installation d'un milieu confiné ou semi-confiné et l'évolution du niveau en sol hydromorphe. Par contre, le niveau argileux de Blandine repose sur une formation de tufs perméables et ne peut donc correspondre à un tel sol.

Si le rapport varie de 1,8 à 2,2, on serait en présence d'un sol ferrugineux tropical (couche rouge que l'on rencontre à l'Ouest de la Ferme de Auche : rapport 1,9).

Enfin si le rapport est inférieur à 1,8, on serait en présence d'un sol ferrallitique vrai contenant de la kaolinite. Or, à la Crête de Blandine, SiO_2/Al_2O_3 = 1,6 et il n'y a pas de kaolinite.

4.- CONCLUSION GENERALE.

Malgré l'homogénéité de composition et l'allure structurale semblable des couches rouges que l'on rencontre sur le Coiron, on ne peut établir de façon certaine qu'un même phénomène soit à la base de la genèse de toutes ces formations.

Certes, le climat tropical qui existait dans la région du Miocène supérieur est-il responsable d'une altération. Mais où peut-on actuellement localiser les couches rouges datant de cette époque alors que ces formations présentent le même faciès à tous les niveaux structuraux ? Quelle valeur faut-il leur accorder alors que leur genèse semble être liée à des causes différentes (facteurs hydrologiques dissemblables intervenant dans la transformation d'un même matériel originel) mais avec pour résultat le même effet ?

Nous ne pouvons donc que rejoindre les conclusions de J. MOINEREAU, à savoir que les couches rouges des Coirons "ne peuvent servir de repère climatique ni stratigraphique".

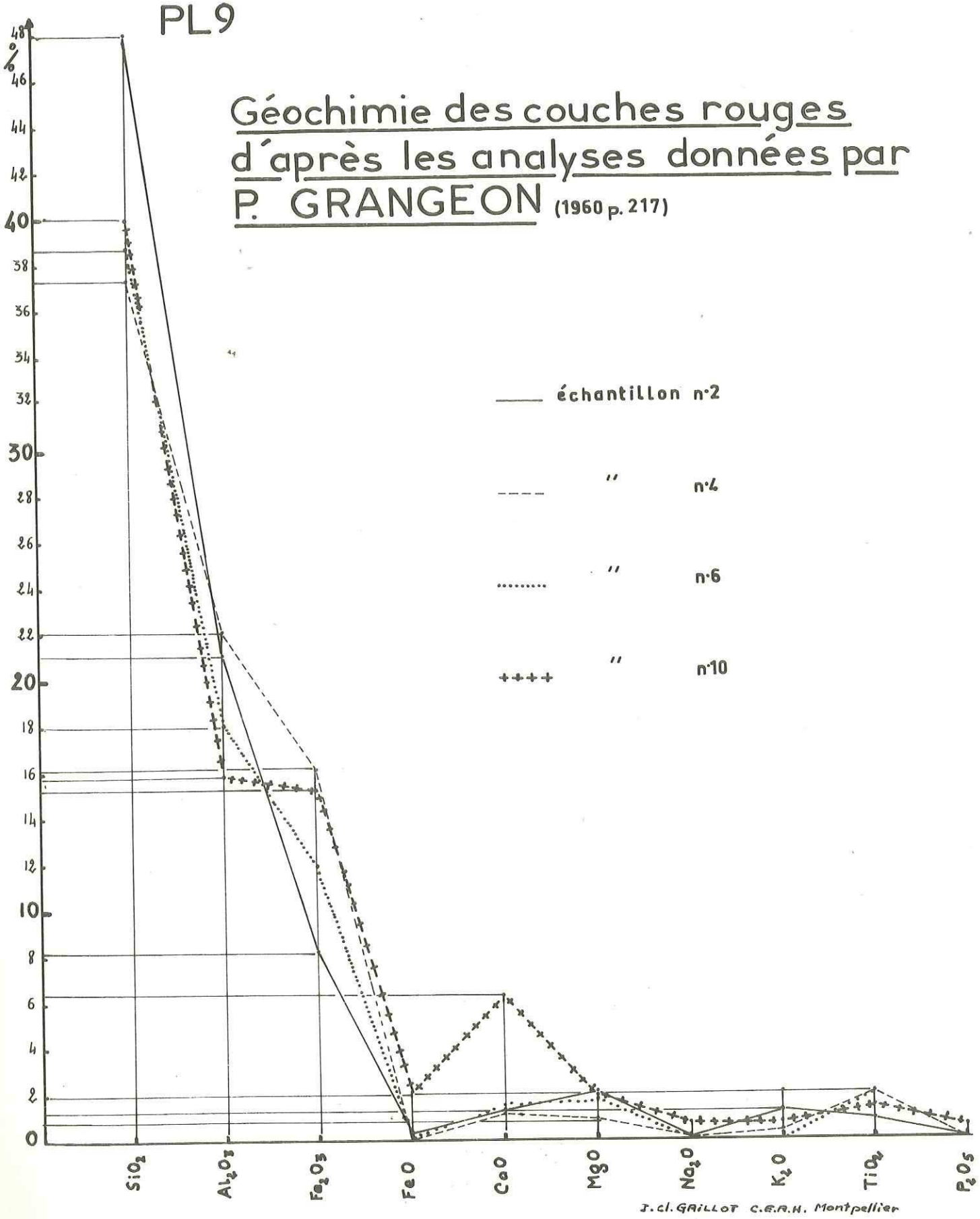
En conséquence, on peut déjà entrevoir la complexité de l'étude hydrogéologique du Coiron : si, à grande échelle, il est facile de faire une subdivision cohérente des formations hydrogéologiques et de classer les émergences en trois grands types, l'étude détaillée de chaque bassin versant montrera une grande complexité car il ne sera pas toujours aisé de localiser précisemment les niveaux imperméables que constituent les couches rouges.

* *
*

19 AOUT 2003
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

PL9

Géochimie des couches rouges d'après les analyses données par P. GRANGEON (1960 p. 217)



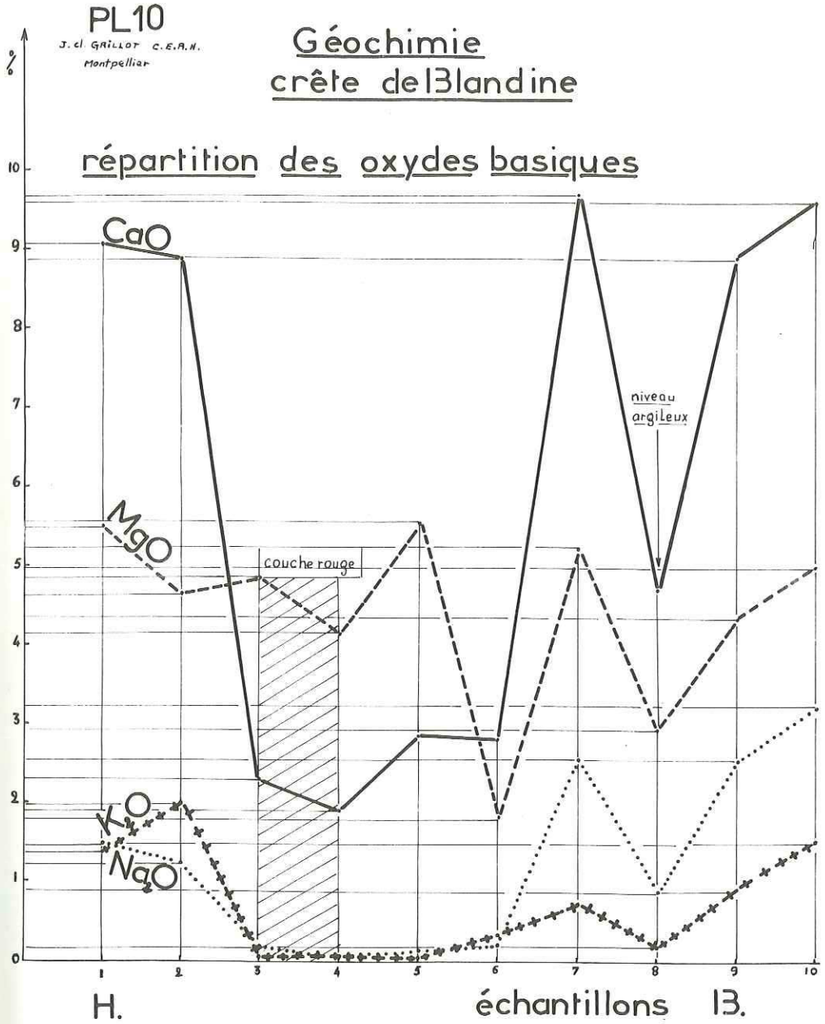
J. cl. GAILLOT C.E.R.H. Montpellier

PL10

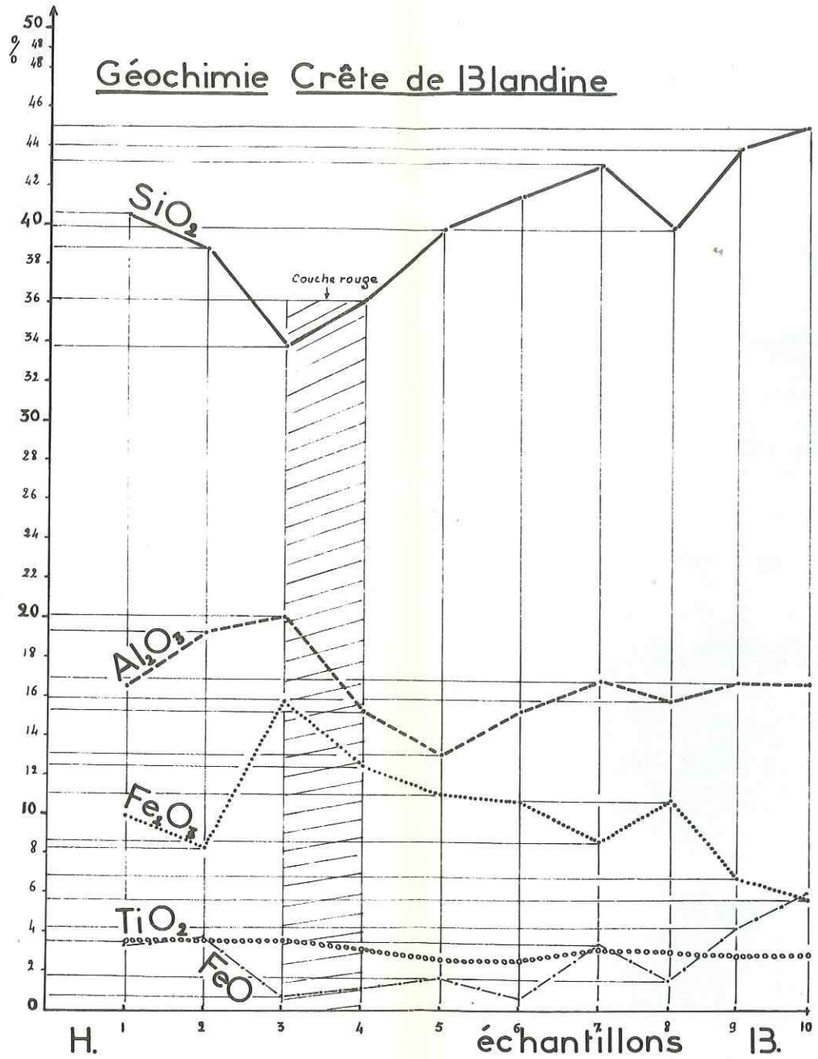
J. cl GRILLOT C.E.A.N.
Montpellier

Géochimie
crête de Blandine

répartition des oxydes basiques

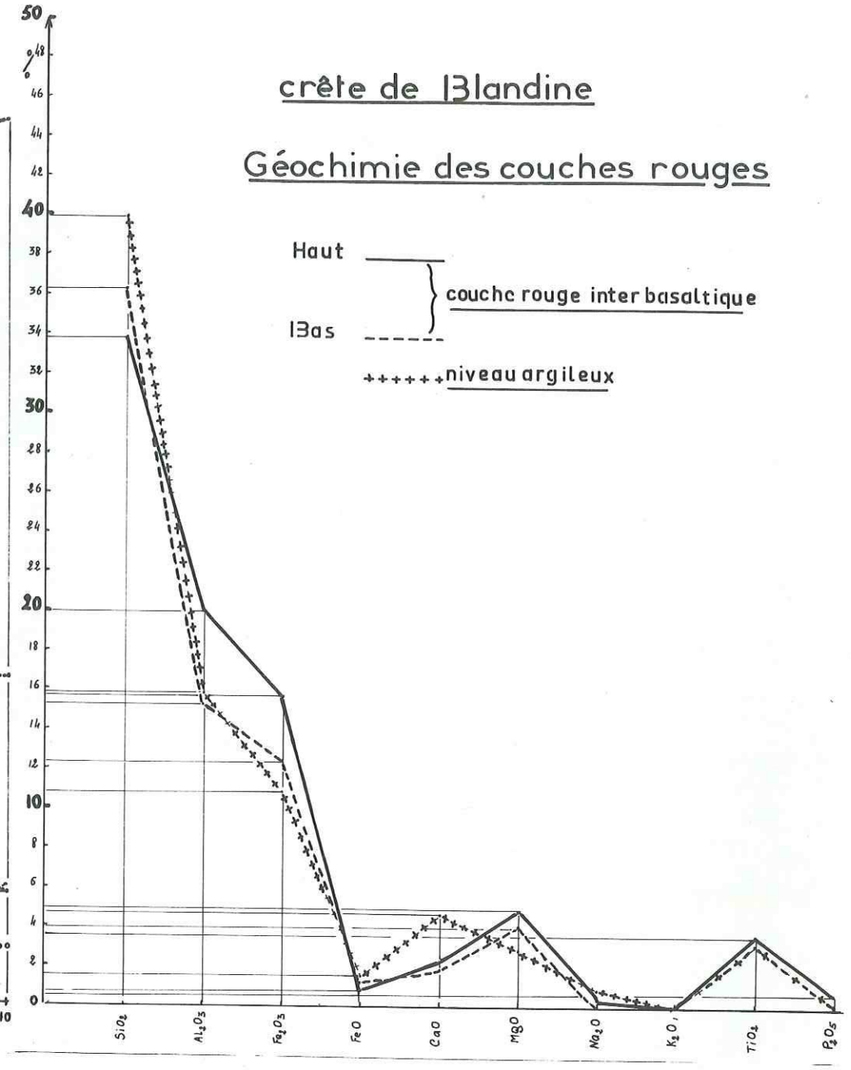


Géochimie Crête de Blandine



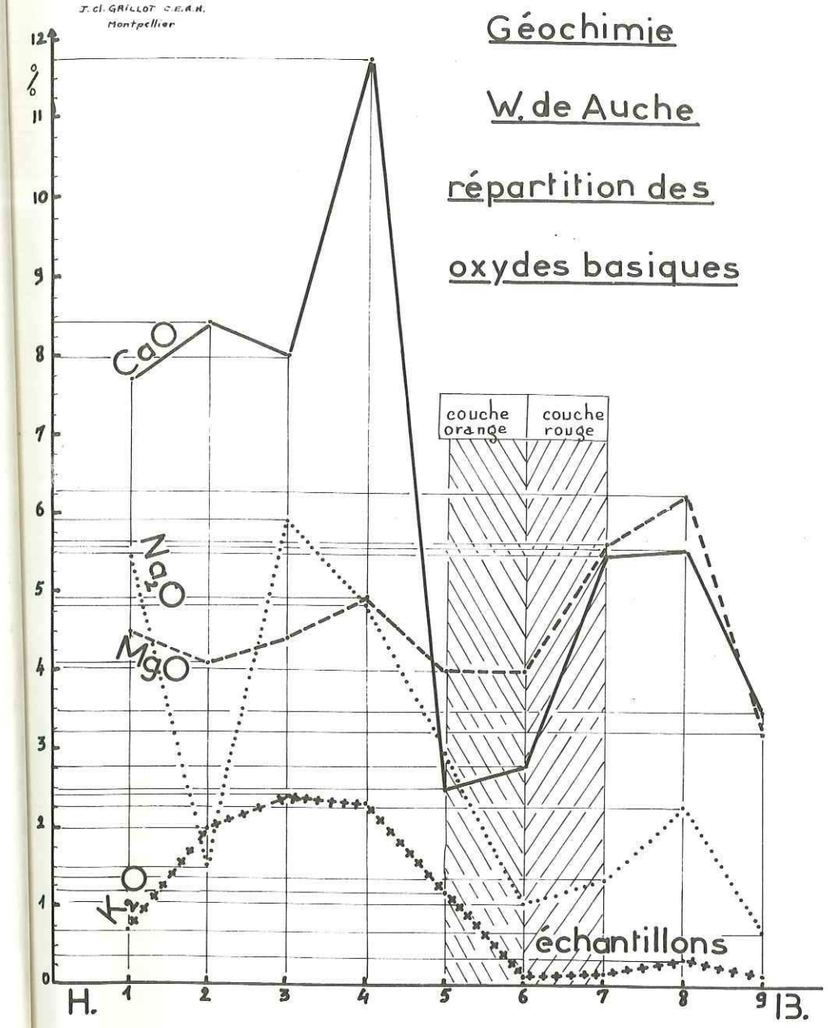
crête de Blandine

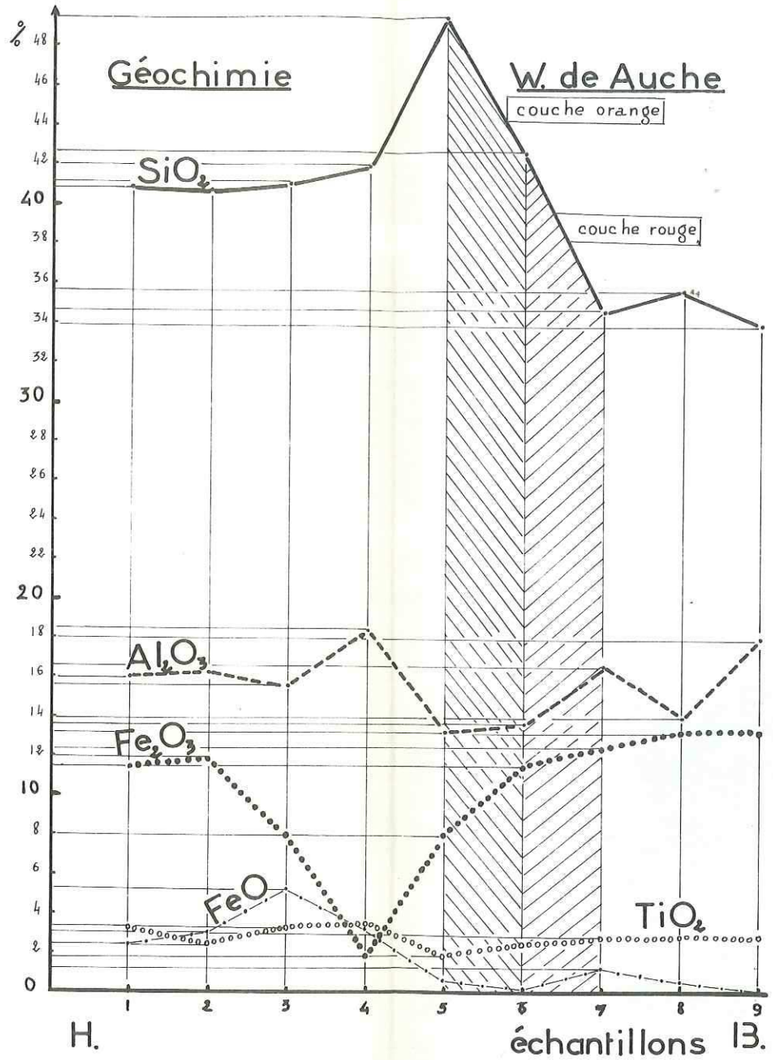
Géochimie des couches rouges

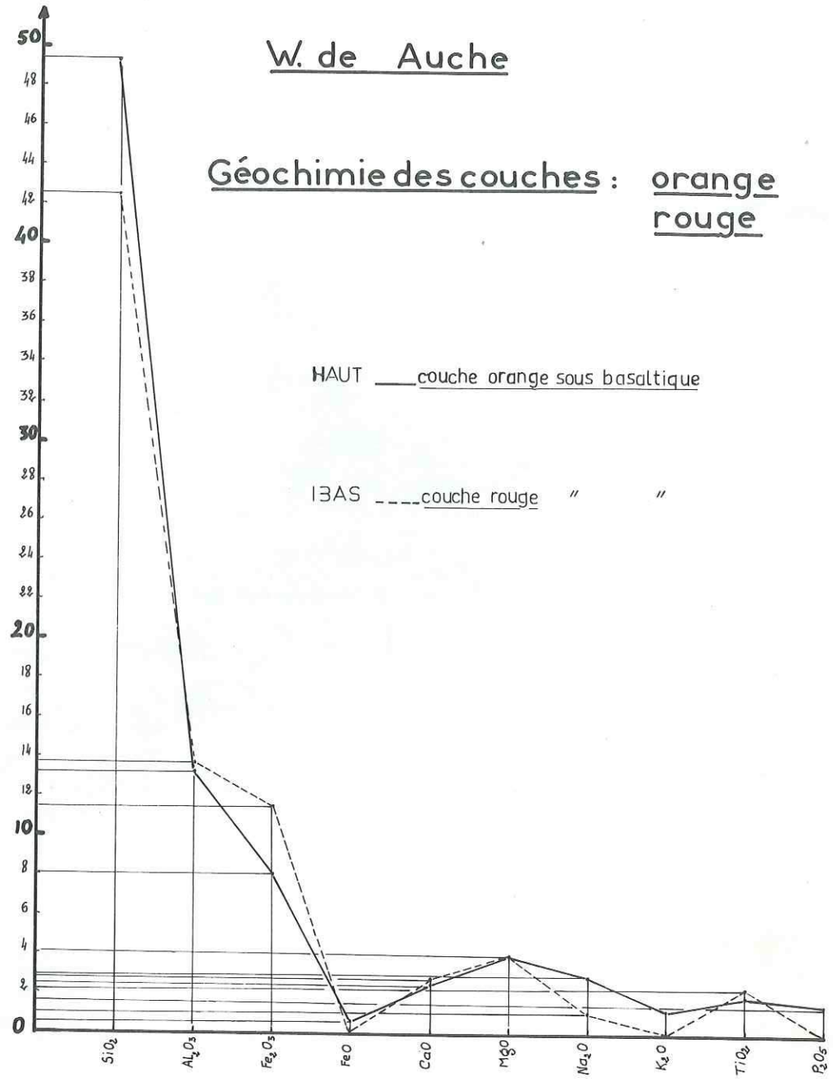


PL11

J. cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier





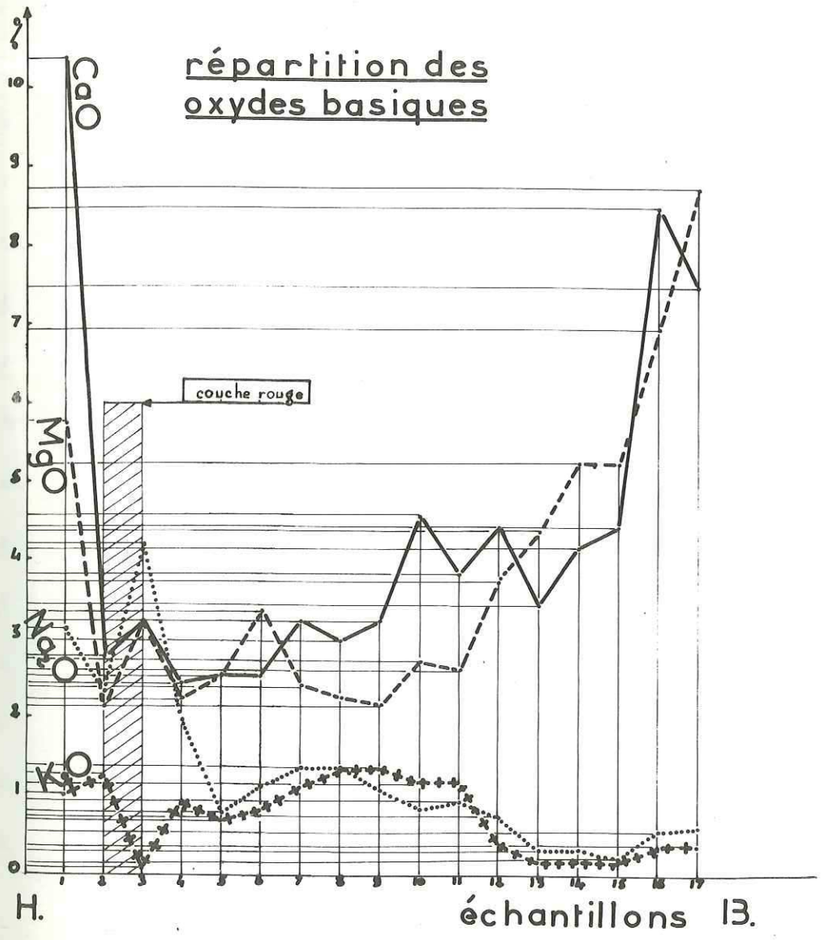


PL12

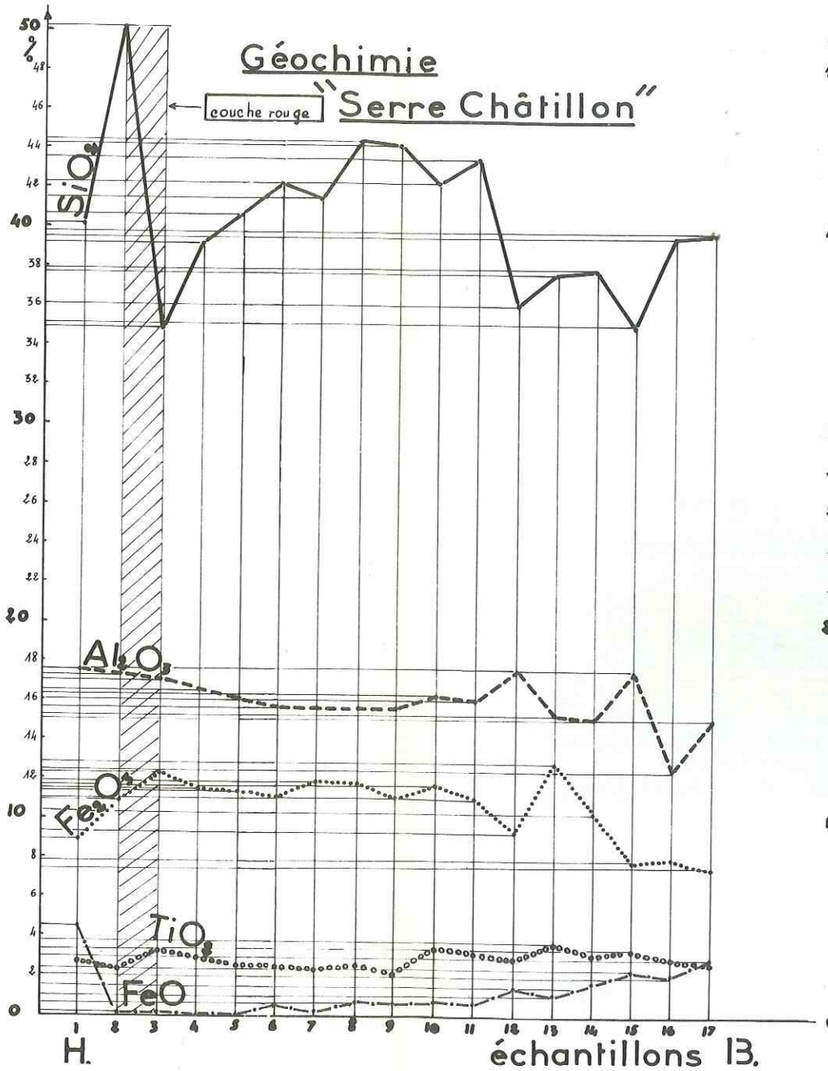
J. cl. GAILLOT C.E.R.H. Montpellier

Géochimie "Serre Châtillon"

répartition des oxydes basiques

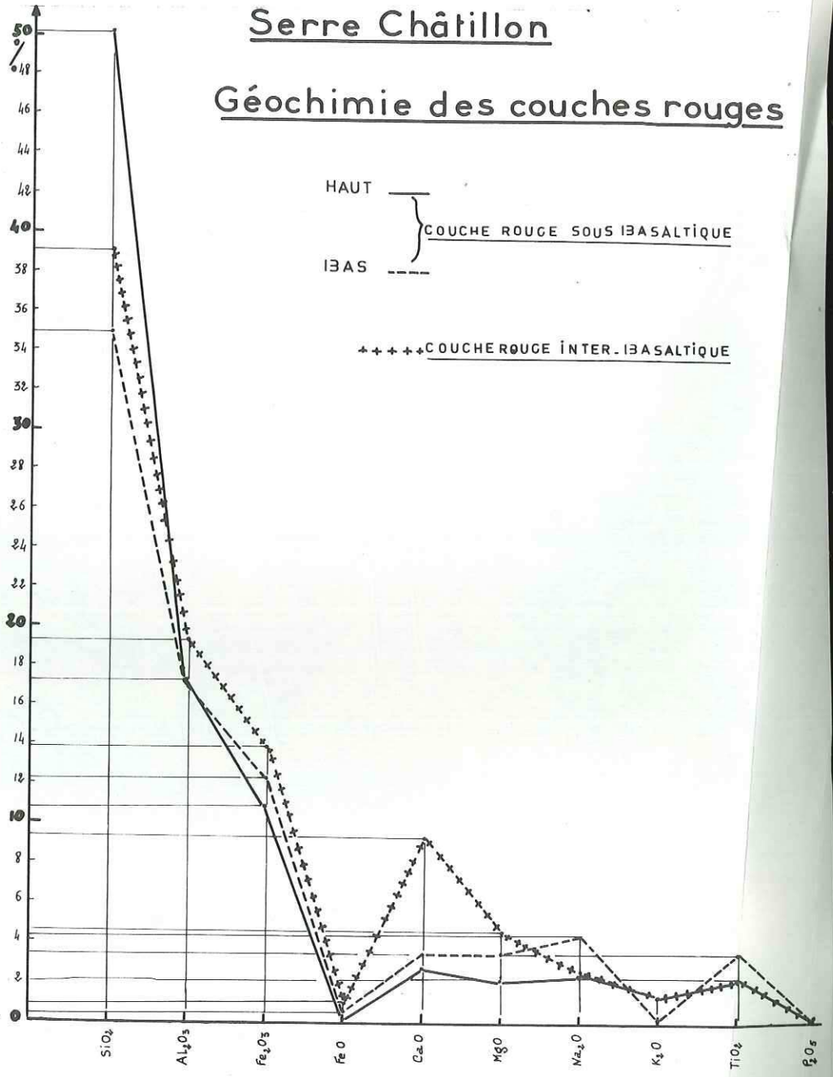


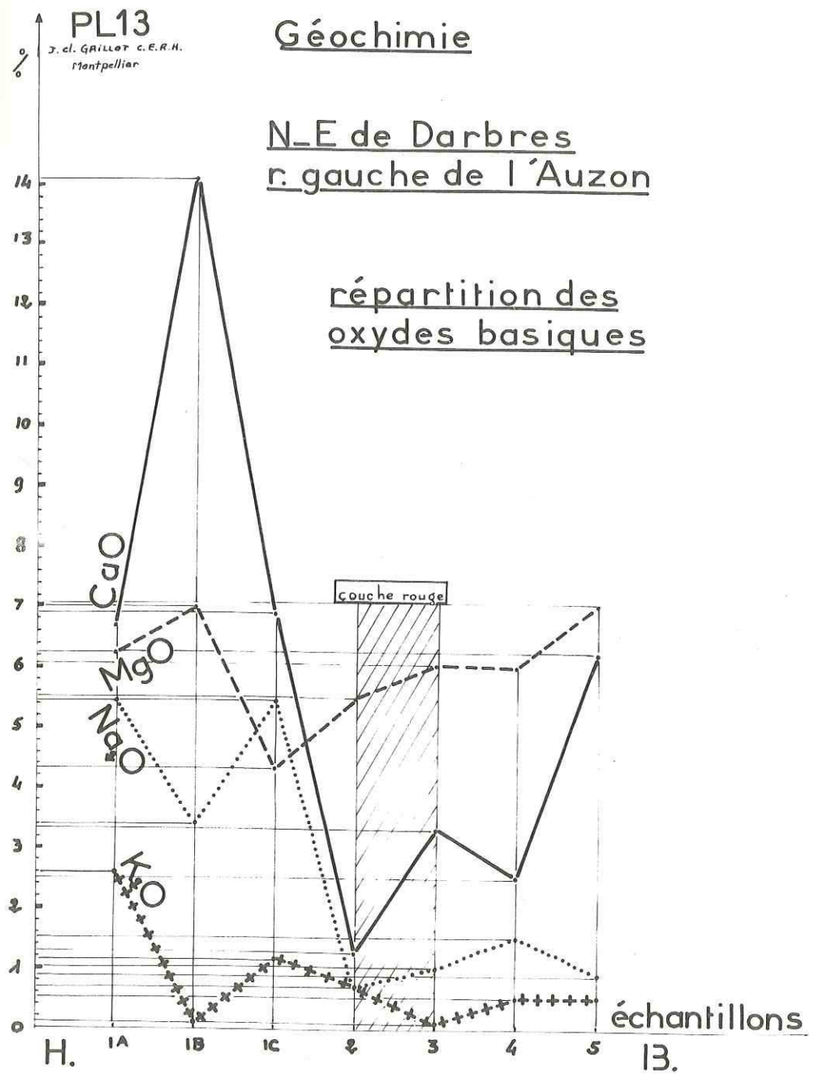
Géochimie "Serre Châtillon"

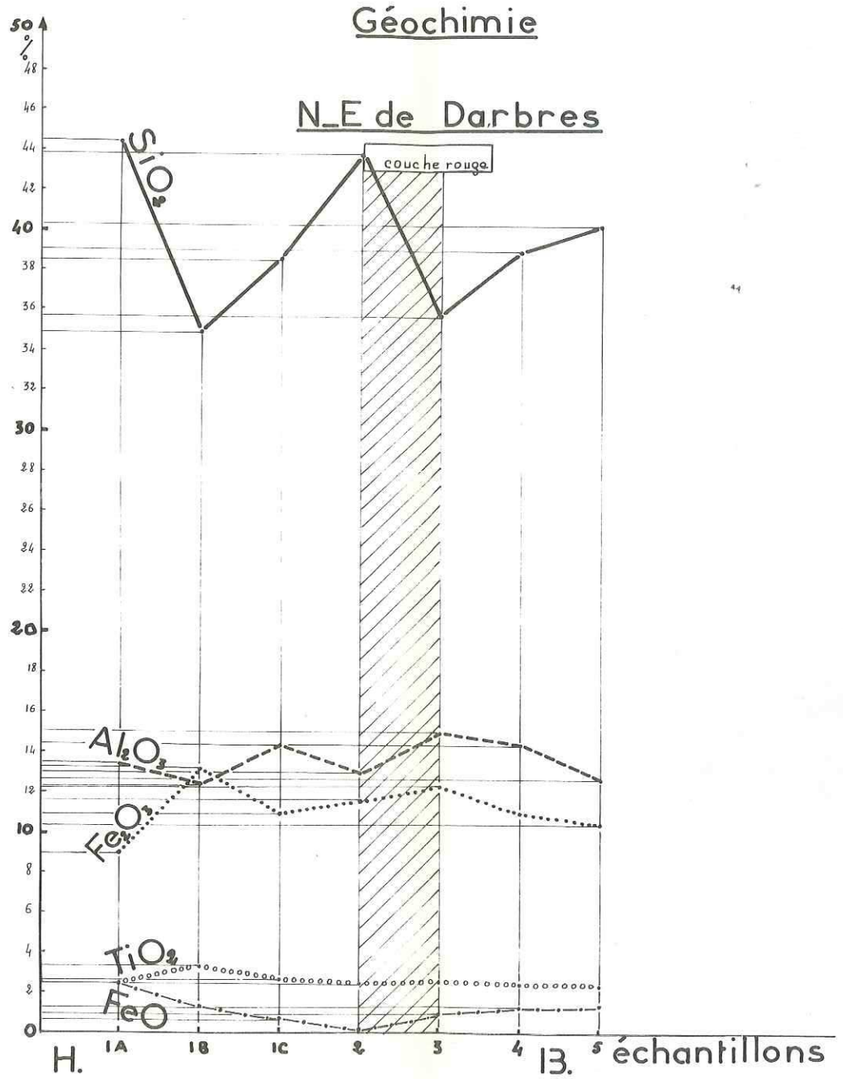


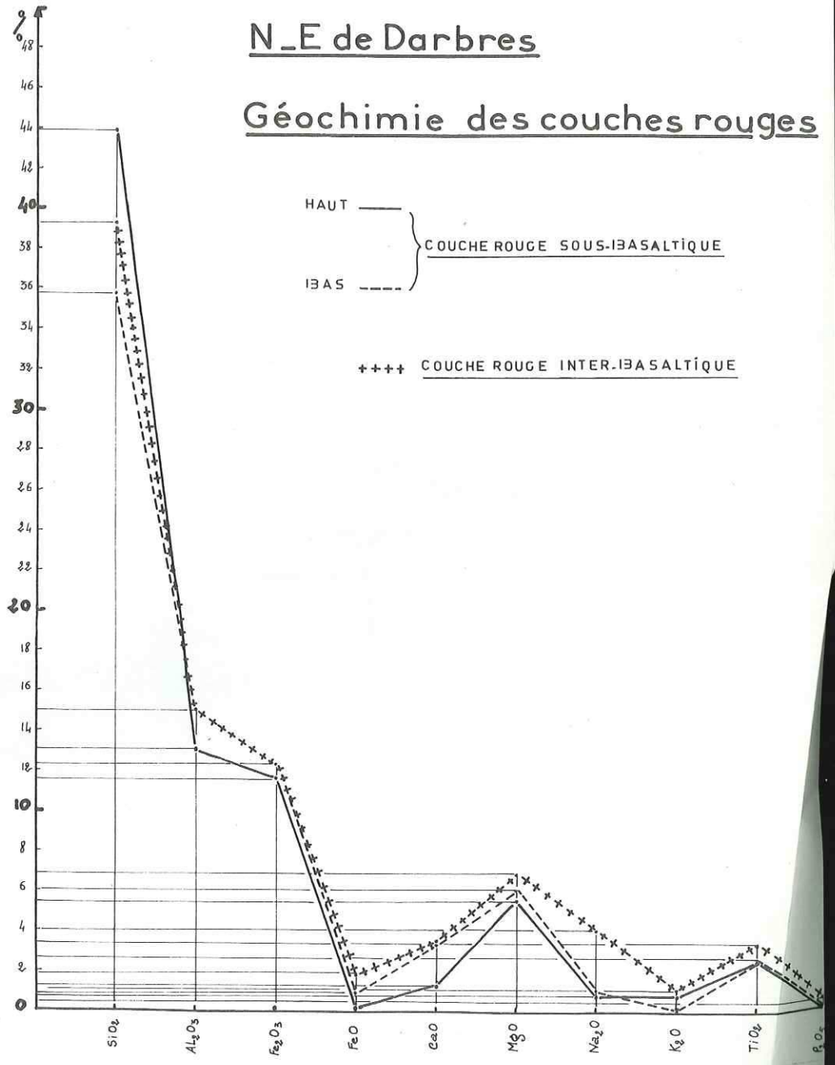
Serre Châtillon

Géochimie des couches rouges




PL13
J. cl. GAILLOT C.E.R.H.
Montpellier
Géochimie
N_E de Darbres
r. gauche de l'Auzon
répartition des
oxydes basiques
CaO
MgO
Na2O
K2O
couche rouge
%
H.
1A
1B
1C
2
3
4
5
13.
échantillons


Géochimie
N_E de Darbres
SiO2
Al2O3
Fe2O3
TiO2
FeO
couche rouge
%
H.
1A
1B
1C
2
3
4
5
13.
échantillons


N_E de Darbres
Géochimie des couches rouges
HAUT
BAS
COUCHE ROUGE SOUS-IBASALTIQUE
++++ COUCHE ROUGE INTER-IBASALTIQUE
SiO2
Al2O3
Fe2O3
FeO
CaO
MgO
Na2O
K2O
TiO2

DEUXIEME PARTIE

HYDROGEOLOGIE DU MASSIF BASALTIQUE DES COIRONS

(PARTIE OCCIDENTALE)

-

CHAPITRE I

CLIMATOLOGIE DU COIRON

Le département de l'Ardèche étant une confluence des climats méditerranéen et atlantique, nous allons analyser, dans ce chapitre, les facteurs climatologiques mettant en évidence cette confluence sur le plateau du Coiron.

1.- LA TEMPERATURE.

1.1 - Moyenne annuelle des températures.

J. VIGIER a montré qu'en Ardèche les moyennes annuelles de température se calquent assez bien sur le relief. Cette relation serait de la forme :

$$T^{\circ} = 14,5 - \frac{A}{150}$$

Avec A = altitude en mètres du point considéré.

Sur le Coiron, cette équation se vérifie puisque les moyennes annuelles de température se répartissent de la façon suivante :

- 8º à la Crête de Blandine - Altitude 1000 m
- 9º à la Prade - Altitude 840 m
- 9º 5 à Freyssenet - Altitude 770 m
- 12º 5 à Mirabel - Altitude 315 m

2.- INTENSITE DU FROID - PRECIPITATIONS NEIGEUSES.

Le nombre de jours de gel est assez important sur le Coiron et atteint en moyenne 50 jours.

L'enneigement est de 2 mois au maximum à 1000 m d'altitude, et le manteau nival cumulé ne dépasse pas 1,50 m dans l'Ardèche.

Notons que pour l'année 1970-1971, il est tombé :

LIEU	Hauteur de neige	Date	Maintien de la couche de neige
La Prade (840 m)	1 m	Déc.-Janv. 71	1 mois
La Prade	50 à 60 cm	Fév.-Mars 71	1 semaine
Taverne (740 m)	80 cm	Déc.-Janv. 71	1 mois
Taverne	40 cm	Fév.-Mars 71	1 semaine
Saint-Genéïs (640 m)	80 cm	Déc.-Janv. 71	1 mois
Saint-Genéïs	20 cm	Fév.-Mars 71	1 semaine

Soit un total annuel de 1,50 m à 850 m d'altitude.
" " " " " 1,20 m à 740 m "
" " " " " 1,00 m à 640 m "

Les précipitations neigeuses semblent aussi se calquer sur le relief.

2.- PLUVIOMETRIE.

2.1 - Relevés pluviométriques.

Sur le Coiron, les relevés pluviométriques sont rares. Aussi, avons nous implanté 5 pluviomètres dont 3 sur la région que nous étudions :

- A La Prade, cote 840 m.
- Au NE de Berzème, cote 740 m.
- A Saint-Ginéïs en Coiron, au Sud, cote 640 m.

Les données que nous ont fournies ces appareils ne sont que très fragmentaires car l'installation de ces derniers ne date que de 10 mois. Cependant, ils nous ont permis d'avoir une idée du régime pluviométrique de la partie occidentale du Coiron.

Année / Mois	Hauteur d'eau tombée en mm		
	La Prade	Taverne	St-Ginéïs
Août 70	31,9	29,4	24,3
Septembre 70	65,5	39,7	36
Octobre 70 1er quinzaine	351,4	281,5	198,8
2ème quinzain. Oct. + Novembre 70	180,2	183,1	163,6
Décembre 70 Janvier 71	109,6	156,2	121,5
Février 71	27,6	30,6	18,6
Mars 71	140,4	187,1	173,6
Avril 71	20,5	15	12,5
TOTAL	918,6	922,6	857,6

Ce tableau appelle les commentaires suivants :

- On peut observer que la décroissance des hauteurs d'eau tombée n'est pas proportionnelle à la décroissance du relief dès que l'on atteint l'altitude de 850 m.

Il apparaît, par conséquent, que l'extrémité NW du plateau est soumise à un régime pluviométrique différent. C'est ainsi que dans la deuxième quinzaine d'Octobre 70, nous avons relevé 32 mm de pluie à La Prade et seulement 3 mm à Taverne et à Saint-Ginéïs : les orages venus de l'Ouest (domaine cévenol) n'ont affecté que l'extrémité septentrionale du Coiron.

- La relation pluviométrie - altitude semble exister au-dessous de 850 m avec :

  - Un fort maximum en Septembre-Octobre (violentes pluies d'automne), plus élevé à l'extrémité NW du plateau qu'au SE.
  - Un maximum secondaire au printemps (Mars-Avril).
  - Un minimum d'hiver assez important (celui-ci est très variable d'une année à l'autre).
  - Un minimum secondaire d'été (il est presque identique dans toute l'Ardèche).

Le maximum très accusé de Septembre-Octobre indique que la région fait partie du domaine climatique méditerranéen. Cependant, l'extrémité Nord-occidentale du plateau semble être soumise à un régime pluviométrique différent : les chutes horaires de 50 mm ne sont pas rares dans la région de La Prade - Crête de Blandine, ce qui caractérise un secteur soumis aux averses cévenoles.

L'intensité moyenne des averses présente un grand intérêt pour le calcul et le contrôle du ruissellement et, corrélativement, de l'abondance des pluies. C'est ainsi que nous avons relevé, à La Prade, 350 mm d'eau tombée en 4 jours (du 7 au 10 Octobre 70), ce qui donne une intensité des averses de 87,5. Signalons toutefois que ce chiffre ne donne qu'un ordre de grandeur car il ne porte que sur une seule observation (dans le Bas-Vivarais, l'intensité moyenne des averses se situe aux alentours de 120 selon J. VIGIER).

2.2 - Facteurs influençant la pluviométrie.

2.2.1 - Origine des perturbations.

Si le relief et l'altitude jouent un rôle important dans la distribution des pluies, l'origine des perturbations peut accentuer ou inhiber ces effets.

* Origine Ouest :

Les perturbations venant de l'Ouest sont peu importantes en moyenne. Cependant, les pluies qu'elles amènent peuvent être violentes et brutales dans le cas d'orages. C'est ce qui s'observe dans l'extrémité Nord-occidentale du Coiron, au-dessus de 850 m.

* Origine Sud :

Les perturbations Sud sont à l'origine des principales précipitations sur le Coiron : pluies frontales par le contact de l'air méditerranéen tiède et humide et des masses d'air continentales froides du Massif Central ; pluies orogéniques nées du refroidissement de l'air méditerranéen au contact du relief cévenol.

2.2.2 - Etat hygrométrique de l'air.

En été, le degré hygrométrique varie de 30 % le jour à 90 % la nuit. Ces variations sont loin d'être négligeables du point de vue hydrologique puisque les formations de brouillard et de rosée comblent, en partie, les effets de l'évaporation.

2.2.3 - Les vents.

Leur régime conditionne un grand nombre de facteurs climatiques (pluie, évaporation, température). D'après les constatations faites à Privas leur répartition est la suivante :

Vents du Nord	:	53 %
Vents du Sud	:	31 %
Vents d'Est	:	1 %
Vents d'Ouest	:	3 %

Soit une composante Nord 60 % et une composante Sud 36 %.

Le vent du Nord est violent et froid sur le plateau du Coiron (burle), activant puissamment l'évaporation et accentuant la sécheresse.

Le vent du Sud, sauf l'été, est générateur de pluies. Il peut être très violent (50 m/s) en automne, souvent humide en cette saison.

Les vents d'Ouest apportent des orages (précipitations frontales).

2.2.4 - L'évaporation.

La formule de TURC permet d'approcher la valeur de l'évaporation dans le Bas-Vivarais.

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

avec : P = précipitations moyennes en millimètres.

L = 300 + 25 T + 0,05 T^3 (T = température moyenne du bassin).

Les variations annuelles des précipitations sont importantes dans le Bas-Vivarais, puisque l'écart de variabilité peut atteindre 2. Par conséquent, une valeur moyenne n'est que peu représentative du volume annuel des pluies. En utilisant les données que nous ont fournies les pluviomètres et la moyenne des températures relevées, nous avons calculé une évaporation correspondant à E = 550 mm environ. Ce chiffre représente un ordre de grandeur et non une valeur réelle de l'évaporation. En effet, seuls les relevés pluviométriques portant sur plusieurs années d'observation permettraient, d'une part, de connaître l'importance des précipitations sur le Coiron et, d'autre part, de calculer la valeur réelle de l'évaporation.

En conclusion, il semble que le plateau du Coiron soit soumis à un régime pluviométrique important (de l'ordre de 1000 mm de pluie par an). La variabilité des distributions saisonnières montre un maximum accusé en automne, influencé par le régime des perturbations : celles-ci ont un régime Ouest dans l'extrémité occidentale du plateau, montrant qu'au-dessus de 850 m le Coiron appartient au domaine climatique cévenol (pluies abondantes et brutales, manteau nival important). Par contre, les 9/10ème du plateau sont soumis aux perturbations méditerranéennes (altitude inférieure à 850 m) : automne et printemps pluvieux, hiver peu arrosé, été sec. Notons enfin que l'évaporation est liée au régime des vents et qu'elle est en partie compensée par les formations de brouillard et de condensations.

* *
*

CHAPITRE II

HYDROGEOLOGIE DU PLATEAU DU COIRON

A - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET CALCAIRES DU JURASSIQUE SUPERIEUR : LES SOURCES INFRA-BASALTIQUES

1.- HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS CALCAIRES NON RECOUVERTES PAR LE BASALTE.

L'esquisse hydrogéologique de la région (carte hors texte) montre que les calcaires du Jurassique supérieur affleurent à l'Ouest de la digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron et au NE de la digitation du Ranc. Ces deux domaines ont fait l'objet d'études hydrogéologiques que l'on peut résumer ainsi :

H. PASCAL (1970), étudiant la bordure karstique sous-cévenole, remarque en ce qui concerne les abords immédiat du Coiron,

- Que les calcaires du Tithonique n'ont été dégagés que postérieurement à la mise en place des coulées, lesquelles reposent sur les marnes valanginiennes (digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron). Selon cet auteur, la karstification des calcaires serait d'âge récent dans la vallée de La Louyre (Quaternaire ?)et, plus on se rapprocherait des coulées, plus "les calcaires sous couverture actuelle deviendraient alors massifs et non karstifiés".

- Que les calcaires marneux du Kimméridgien sont le siège de phénomènes karstiques de dimension limitée et à caractère épidermique.

- Qu'enfin, à l'heure actuelle, la karstification profonde se développe à partir de l'alimentation apportée par le versant Ouest du Coiron, mais qu'elle n'est pas généralisée à l'ensemble des calcaires.

Au NE du Ranc, C. SUCHON (1970) fait état de deux zones karstiques :

- Une zone superficielle affectant le Tithonique.
- Une zone plus développée affectant le Kimméridgien inférieur.

Cependant cet auteur admet que, dans l'ensemble, le karst est très peu développé en profondeur.

A priori, on peut s'attendre à ce que les phénomènes de karstification soient identiques dans les calcaires recouverts par les basaltes au Nord du plateau alors que, comme nous allons le voir, certaines émergences semblent montrer une évolution différente.

2.- HYDROGEOLOGIE DES FORMATIONS CALCAIRES EN RELATION AVEC LE MATERIEL VOLCANIQUE.

Les émergences naissant dans les calcaires du Jurassique supérieur sont de deux types :

- Sources apparaissant dans les calcaires du Tithonique.
- Sources apparaissant dans les calcaires Rauracien-Séquanien.

2.1 - Sources infra-basaltiques naissant dans les calcaires du Tithonique.

Les affleurements de l'infra-portlandien sont particulièrement visibles dans la dépression de Masaulan, au SW de La Prade, et dans la dépression de Pra Maillet, au Sud de ce hameau. Nous avons rencontré trois sources liées à ces calcaires :

2.1.1 - La Source du Ladou (inf. B1) naît à l'aval d'un de ces affleurements dont on n'aperçoit que quelques rochers, le reste étant caché par la végétation. (Planche 14, figures 1 et 2). Nous avons signalé, dans un chapitre précédent, la présence en ce lieu d'un accident de direction SW - NE (tectonique post-éruptive ?). Celui-ci est probablement à l'origine de l'émergence mettant en contact les calcaires du Tithonique avec les marnes valanginiennes.

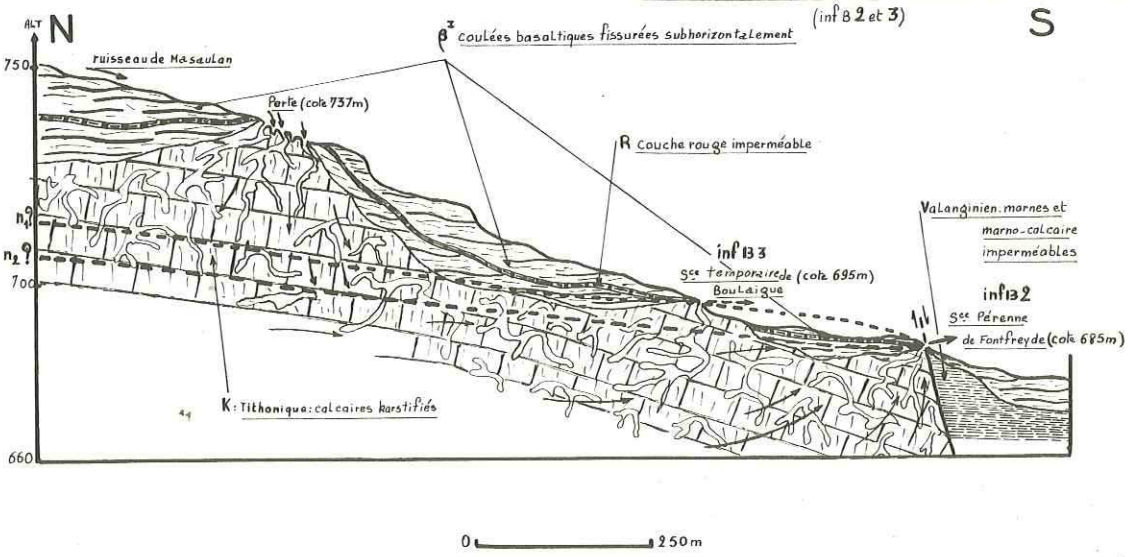
Les travaux de captage entrepris par la commune de Saint-Laurent-sous-Coiron ont permis de dégager largement les calcaires et de montrer que l'eau jaillit par plusieurs issues :

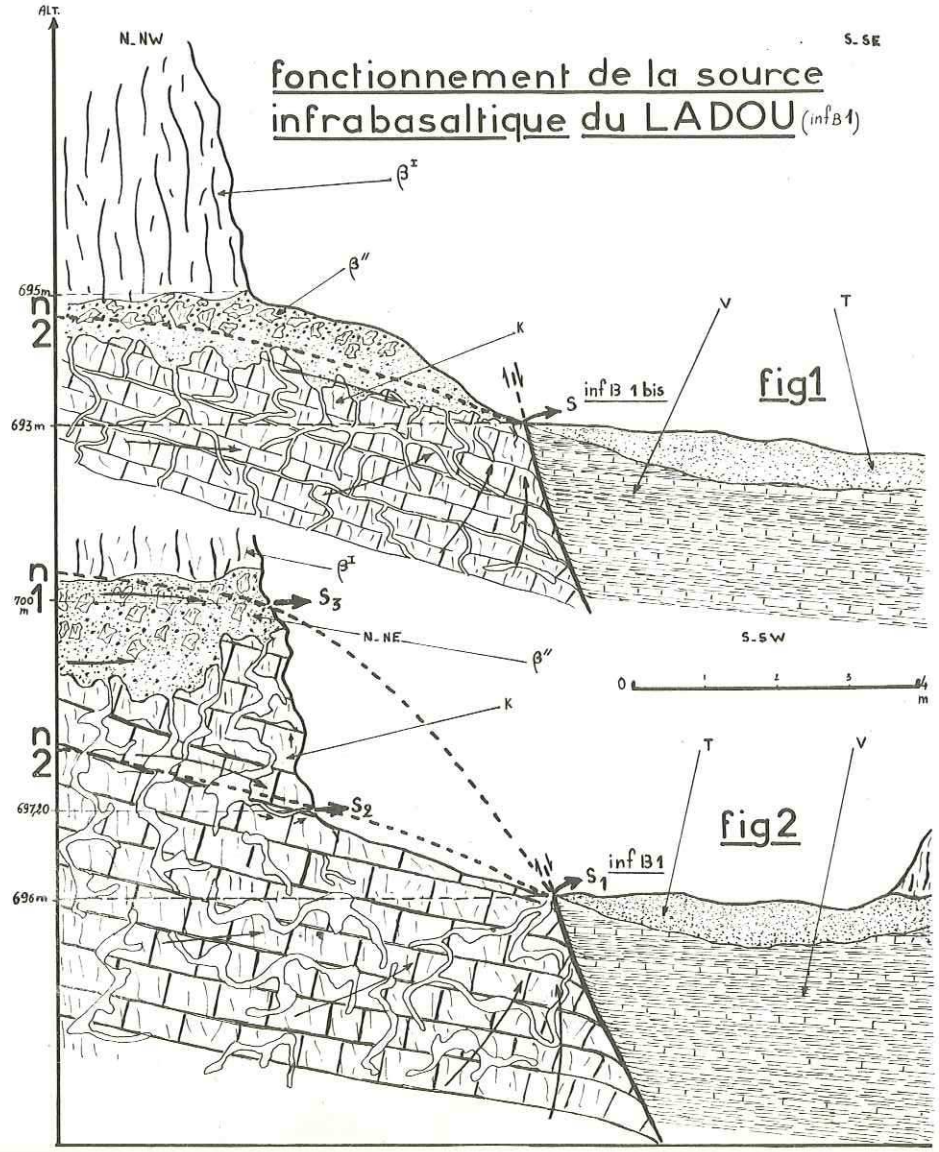
- Figure 1 : Les calcaires du Tithonique (k) sont surmontés par une assise volcanique bréchoïde, riche en matériel de projection fin (cendres et lapillis : B") et par un basalte polyédrique B^1. Ils sont en contact

PL14

J.Cl. GAILLOT C.E.A.N.
Montpellier

fonctionnement des sources infrabasaltiques de : FONTFREY DE BOULAIGUE (inf B 2 et 3)





par faille avec les marno-calcaires du Valanginien (V), surmontés de tufs homogènes (T). La première émergence se situe dans le lit du ruisseau de Pra Maillet et n'est visible qu'en été, le ruisseau étant alors à sec. Son débit est de l'ordre de 1 l/s à l'étiage.

- Figure 2 : Ce schéma montre trois niveaux de sortie des eaux : une émergence S_1 pérenne, dont le débit à l'étiage atteint 3 l/s. Lors de fortes précipitations, l'émergence S_2, située 1,20 m plus haut, a un débit supérieur à S_1, mais son débit à l'étiage est très irrégulier suivant la période de sécheresse (0,5 à 2 l/s).

  L'émergence S_3, située à 4 m au-dessus du niveau normal S_1, appartient à la même zone que S_2 mais se situe dans l'assise bréchoïde ; elle correspond à une émergence temporaire qui fonctionne en période de hautes eaux.

La karstification des calcaires apparaît nettement : diaclases nombreuses (direction préférentielle NE - SW) dont l'ouverture peut atteindre 4 à 5 cm ; chenaux de dissolution profonds (4 à 6 cm de diamètre) et profil des affleurements fortement lapiazé.

Il est à remarquer que la Source du Ladou atteint le débit maximum de 10 l/s en crue mais que 24 h après l'arrêt des précipitations son débit tombe à 7 l/s pour se stabiliser à 5 l/s au bout de 14 jours. Notons enfin que ce débit se situe aux alentours de 8 l/s en hiver.

En été, nous l'avons dit, le ruisseau de Pra Maillet est à sec ce qui prouve que l'origine de la source est totalement souterraine. En outre, l'existence de la fracture de direction SW - NE incite à rechercher l'origine des eaux non pas dans la seule dépression de Pra Maillet, mais beaucoup plus au Nord, c'est-à-dire dans le Cirque de Masaulan. En effet, le ruisseau de Masaulan se perd totalement en été au niveau de l'affleurement du Tithonique situé à 150 m du confluent du ruisseau cité et de celui des Chanabiers. Cette perte a lieu à la cote 737 m alors que les eaux réapparaissent au niveau de deux résurgences :

2.1.2 - Sources de Boulaigue et de Fontfreyde. (Planche 14)

Dans le lit du ruisseau, 750 m après la perte, affleurent à nouveau quelques blocs de calcaire tithonique intensément lapiazé d'où naît la Source de Fontfreyde (cote 685 m). La direction des affleurements de calcaire au Ladou montre que l'accident tectonique NE - SW se prolonge jusqu'à l'émergence de Fontfreyde. Incontestablement, les deux sources (Ladou et Fontfreyde) sont liées à la présence de cet accident ayant mis en contact les calcaires et les marnes imperméables du Valanginien.

La Source de Boulaigue (cote 695 m) apparaît dans un rocher calcaire affleurant entre la perte du ruisseau et la Source de Fontfreyde. Nous avons pu observer qu'elle se met à fonctionner après de fortes précipitations et que, parallèlement, le niveau S_3 de la Source du Ladou (cote 697 m) débite à son tour (les deux phénomènes ne sont pas contemporains dans le temps).

La variabilité de la Source de Boulaigne est énorme (de l'ordre de 20) par rapport à celle de Fontfreyde (de l'ordre de 4). Tout ceci indique la présence d'un réseau karstique alimenté superficiellement (perte du ruisseau) et présentant un degré d'évolution notable, car les écoulements ne se font probablement que par chenaux (vitesse des circulations relativement importante et de l'ordre de 50 m/h).

La Source de Boulaigue est portée sur le fond topographique I.G.N. comme étant une source intermittente. Or, durant nos observations, elle a fonctionné de façon continue tant que les apports du ruisseau étaient importants et son arrêt a été définitif quatre jours après la fin des pluies. Cette source est par conséquent liée à la Source de Fontfreyde et ne représente qu'une résurgence temporaire. Son fonctionnement paraît être le suivant (planche 14) :

Entre la perte du ruisseau et la source citée on peut observer, à l'affleurement, des coulées de basalte présentant une couche rouge imperméable "interstratifiée". Les eaux ont ainsi tendance à s'enfoncer dans les calcaires, au niveau de la perte, avant de suivre le pendage des strates. Il en résulte un approfondissement du karst jusqu'à ce que les eaux puissent à nouveau circuler suivant le pendage des calcaires. Ces eaux viennent alors buter contre les marnes valanginiennes et, par ascendance, surgissent en surface à la Source de Fontfreyde.

La karstification serait donc plus développée aux abords de la perte (karst profond ?) qu'au contact des marnes (karst superficiel ?). Ainsi, lorsque les apports du ruisseau sont importants, le niveau hydrostatique de la nappe s'élève plus rapidement dans le cône d'infiltration créé par la perte qu'à l'aval de ce cône : par migration ascendante, les eaux remontent alors dans les calcaires et alimentent la Source de Boulaigue. Ainsi, celle-ci va fonctionner tant que le déséquilibre hydrostatique subsiste et son débit va atteindre très vite un maximum (nous l'avons vu dépasser 10 l/s) se maintenant tant que les apports seront suffisants. On peut alors tenter d'étudier la karstification du Tithonique :

* Etude de la karstification.

S'il est donc certain que les deux sources rencontrées dans le ruisseau de Masaulan sont liées à la perte de ce dernier, il est plus difficile de mettre en évidence, de façon certaine, les circulations aboutissant

à la Source du Ladou : située à une faible distance de la Source de Fontfreyde d'une part, étant donné que son apparition est liée aux mêmes circonstances (fracture de direction NE - SW, d'autre part, on peut penser à première vue que les deux émergences pérennes de cette région ont une origine commune et proviennent d'un seul réseau karstique. Afin de le prouver, la commune de Saint-Laurent a fait procéder en Août 1967 à une coloration par injection de 5 kg de fluorescéine dans le ruisseau de Masaulan, en amont de sa perte. Le traceur est apparu faiblement à Fontfreyde au bout de 15 h alors qu'il n'est pas ressorti à la Source du Ladou (les observations ont porté sur une période de 8 jours). A titre indicatif, des prélèvements effectués sur les Sources de la Louyre, à l'Ouest du massif basaltique de Buiarelle, et sur la Source de Gatima au Nord de Darbres, n'ont montré aucune coloration positive. Ceci tendrait à prouver qu'il existe deux réseaux karstiques parfaitement indépendants l'un de l'autre et situés de part et d'autre de la crête calcaire d'axe N-S que nous avons définie en ce lieu dans un précédent chapitre. Les communications entre le ruisseau de Pra Maillet et la Source du Ladou ayant été prouvées par coloration, on pourrait admettre que deux karsts ont évolué parallèlement dans deux vallées voisines, les exutoires étant les sources que nous connaissons actuellement.

Cependant, un fait important semble mettre en cause l'hypothèse que nous venons d'avancer : le débit à l'étiage du ruisseau de Masaulan avant sa perte (3 l/s) est supérieur à celui de la Source de Fontfreyde (1,5 l/s). Or, nous n'avons pas rencontré d'autres sources pérennes dans le secteur. Il faut donc admettre qu'une partie des eaux provenant de Masaulan alimente la Source du Ladou. Si la coloration n'a pas montré cette relation, cela peut s'expliquer de la façon suivante :

La dépression de Masaulan étant tapissée d'un manteau important de tufs, il n'est pas impossible que les produits de projection volcanique aient été entraînés dans les chenaux de dissolution, colmatant ceux-ci en partie. Dans ce cas, une absorption du colorant par phénomène de rétention capillaire a pu se produire au niveau de tufs supportant les coulées (la présence d'une couche rouge suggère l'existence de ces tufs bien qu'ils n'affleurent pas) ; remarquons de même que les calcaires rencontrés dans la dépression de Pra Maillet sont surmontés eux aussi par une formation basaltique bréchoïde et par des tufs. Il est donc difficile, d'une part, de prouver irréfutablement l'existence de deux réseaux karstiques parfaitement distincts l'un de l'autre et, d'autre part, il faut bien trouver un exutoire autre que la Source de Fontfreyde pour expliquer la différence de débit entre cette source et le ruisseau au moment de sa perte.

Ainsi nous pensons qu'il n'existe, dans cette région, qu'un seul réseau karstique dont l'évolution est liée à la présence de maté-

riel volcanique. En effet, l'accident que l'on rencontre a une direction qui rappelle la direction cévenole (NE - SW) ; les diaclases présentant une direction voisine sont très développées et largement ouvertes alors que celles qui présentent une direction NW - SE sont beaucoup plus fines et peu ouvertes. Au Pliocène, les calcaires tithoniques de la région ont donc été probablement débarrassés de leur couverture imperméable et la karstification a pu débuter. Le karst serait d'âge post-pliocène et non d'époque récente comme c'est le cas dans les calcaires situés aux abords du Coiron (H. PASCAL, 1970). L'évolution de ce karst est alors liée au volcanisme du Coiron:si celui-ci a débuté dans la région au Miocène supérieur, il est possible que la présence du matériel volcanique ait été un frein à son évolution et qu'il soit superficiel. Si au contraire les produits volcaniques sont d'âge plus récent, le karst a pu évoluer plus profondément avant les éruptions.

On le voit, le problème de la karstification des calcaires du Tithonique est complexe et semble avoir un lien étroit avec l'âge du volcanisme du Coiron. Malheureusement, les affleurements du Tithonique sont trop réduits et ne permettent pas une étude plus approfondie du karst.

Remarque :

Les analyses chimiques des eaux issues de cette partie du plateau ont montré les caractéristiques suivantes :

- L'eau de la Source de Fontfreyde a une résistivité élevée pour une eau de calcaire (7800 Ω/cm2/cm) et peu différente de celle du ruisseau de Masaulan avant sa perte (8500 Ω /cm2/cm). La faible augmentation du TH (passant de 1,24 à 1,35 mé/l) et du TAC (1,35 à 1,50 mé/l) montre bien que les eaux restent peu de temps en contact avec le calcaire et que la karstification donne lieu à des écoulements uniquement par chenaux.
- Les mêmes remarques s'appliquent à l'eau de la Source du Ladou dont la résistivité de 7300 Ω/cm2/cm est aussi élevée.

En conclusion, il semble bien que la karstification du Tithonique ait pu se développer avant les éruptions. Toutefois, les mauvaises conditions d'affleurement du calcaire ne nous ont pas permis de suivre le contact basalte - Tithonique, sauf à la Source du Ladou où l'on voit une formation bréchoïde basaltique pénétrer profondément dans le lapiaz.

Enfin, il est difficile de préciser si l'on est en présence d'un karst très développé en profondeur et affectant l'ensemble des calcaires du Jurassique supérieur ou s'il n'est qu'épidermique, c'est-à-dire réduit à l'infra-portlandien. Notons à ce sujet que C. SUCHON (1970) a montré que seul le Kimméridgien inférieur présente un degré d'évolution

karstique notable, au NE du Ranc. Or, nous avons défini les affleurements du ruisseau de Masaulan comme appartenant à l'infra-portlandien. On peut donc penser que les calcaires marneux du Kimméridgien supérieur sont un frein à l'évolution du karst en profondeur et qu'en conséquence l'infra-portlandien est affecté d'une karstification épidermique, à l'échelle de l'ensemble des formations calcaires du Jurassique supérieur.

2.2 - Sources infra-basaltiques de la face Nord du Coiron. (Planche 15)

2.2.1 - Affleurements des calcaires - Caractéristiques hydrogéologiques.

Nous avons montré que la morphologie prééruptive du substratum calcaire présentait un relief accusé et de jeunes ravins en pleine évolution. Postérieurement aux éruptions, l'érosion de l'Ouvèze a sectionné d'Ouest en Est les formations sédimentaires (le plateau étant ainsi un exemple typique d'inversion de relief), alors que la reculée de la falaise (érosion régressive) a mis à jour les anciens systèmes karstiques développés le plus souvent jusqu'au soubassement imperméable de l'Argovien supérieur. C'est ainsi que nous avons pu observer (coupe 1), au NE du Goulet de la Soulière, deux anciennes galeries actuellement sèches : l'une apparaît dans les calcaires francs (1 à 2 m d'épaisseur) du Séquanien supérieur et semble se développer sub-horizontalement à l'intérieur de la formation (ouverture 20 à 30 cm), alors que l'autre apparaît dans les calcaires marneux du Rauracien - Séquanien inférieur, au niveau d'un interlit marneux (10 à 15 cm d'ouverture).

La falaise de la face Nord du Coiron (150 m de hauteur environ) présente deux profils distincts :

- Un profil abrupt qui se situe directement sous les coulées et qui a une hauteur de 20 à 30 m environ. Ici, affleurent les calcaires francs du Séquanien supérieur présentant trois directions de diaclases :

  . Une direction N 40º qui rappelle celle des accidents tectoniques de la phase de distension Eocène - Oligocène ; les diaclases sont à l'origine de la formation de lapiez donnant aux calcaires un aspect ruiniforme.

  . Une direction N 220º qui correspond vraisemblablement à celle des accidents cévenols du Pliocène ; les diaclases sont peu ouvertes (1 cm) et sont rarement à l'origine de la formation de lapiez.

  . Enfin, une direction N 140º (axe général du plateau) ; les diaclases sont plus fines (ouverture inférieure à 5 mm), très serrées et discontinues dans la masse d'un banc.

- Un profil plus doux (la pente ne dépasse pas 45º) correspondant à l'affleurement des calcaires marneux du Rauracien - Séquanien inférieur dans lesquels les bancs sont petits (20 à 30 cm) et séparés par des lits marneux (5 à 10 cm). Cette formation présente des diaclases dans les trois directions que nous avons définies mais ne sont que très rarement à l'origine de la formation de lapiez. Notons que cette structure est souvent masquée par la présence d'éboulis.

2.2.2 - Inventaire des points d'eau - Etude du karst.

Une seule source (inf B_4) se situe à la base des calcaires du Séquanien supérieur. Toutes les autres se rencontrent soit au sommet de l'Argovien marneux, soit dans les éboulis ordonnés de la rive droite de l'Ouvèze.

Nous reproduisons, planche 15, deux coupes géologiques permettant d'interpréter le fonctionnement de ces sources :

* Coupe 1 :

Une émergence relativement importante (inf B_5 - Altitude 700 m, débit à l'étiage de l'ordre de 1 l/s) naît une dizaine de mètres au-dessus de l'Argovien marneux, par un accident WNW-ESE. On peut remarquer, en remontant la falaise, deux anciennes galeries non pénétrables et semblant se développer horizontalement. L'une se situe à la base des calcaires du Séquanien inférieur (altitude 740 m) et au niveau d'un interlit marneux ; l'autre apparaît à la base des calcaires du Séquanien supérieur. Elles sont, par conséquent, les témoins d'un ancien réseau karstique.

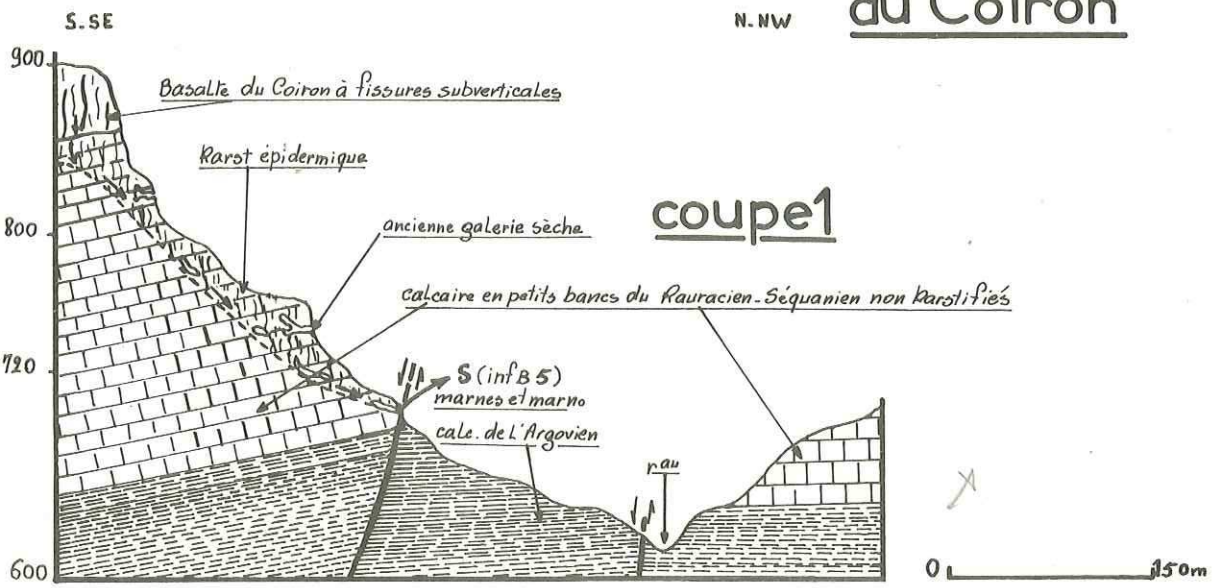
On peut remarquer que l'émergence apparaît à contreversant puisque le substratum présente un pendage général de 15º environ vers le S-SE. L'explication est semble-t-il assez simple :

L'érosion régressive est très intense sur la face Nord du Coiron (témoin d'imposantes formations d'éboulis). On peut donc penser que le réseau karstique a été recoupé par l'érosion car celle-ci est plus rapide que la karstification (tout particulièrement dès que les eaux atteignent les calcaires marneux peu perméables dans leur ensemble). Il en résulterait un "captage" du réseau hydrographique souterrain, orientant les eaux sur la face Nord, et non vers le Sud suivant le plan de stratification des bancs.

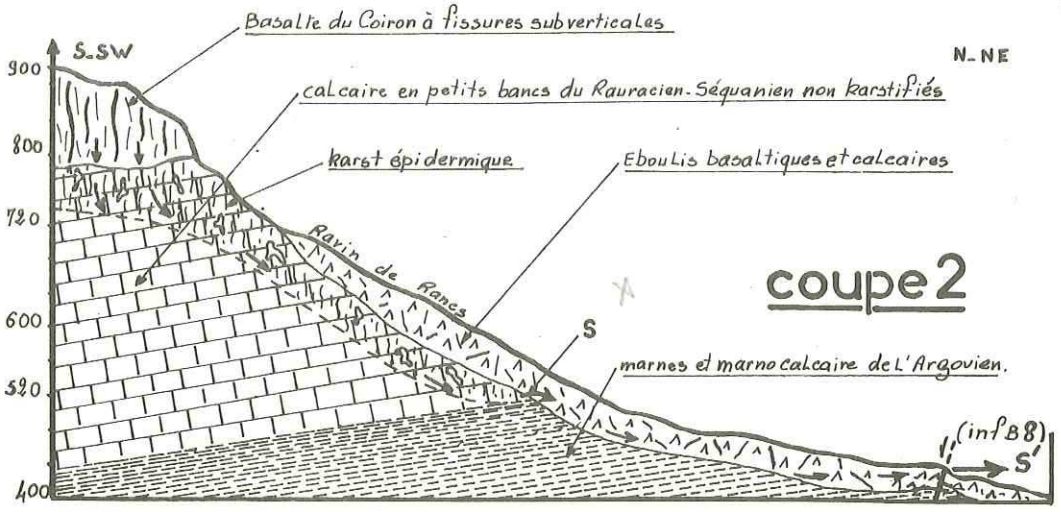
Nous avons constaté en outre que les émergences situées au SW et au Sud de Saint-Priest sont toutes pérennes, ayant un débit à l'étiage ne dépassant pas 2 l/s et atteignant à peine 4 l/s en crue.

PL15

sources infrabasaltiques de la face Nord du Coiron



S: Source pérenne (Qétiage = 1,05 L/s. Variabilité = 2,1) captée par la commune de St PRIEST



S': Source pérenne (Qétiage 0,5 L/s. Variabilité 2,5) dont l'origine est en S au contact de l'Argovien imperméable.

0 500m

J.cl. GRILLOT C.E.R.H.
Montpellier

De plus, elles se situent à des altitudes différentes (cote 800 pour la Source inf B_4, cote 700 pour la source inf B_5, cote 590 pour la source inf B_{13}). Ces caractéristiques nous amènent à penser que la karstification des calcaires du Jurassique supérieur affleurant au SW et au Sud de Saint-Priest est épidermique, le recul de la falaise ayant par conséquent occasionnéd'une part la capture vers le Nord des eaux circulant dans les calcaires, favorisé d'autre part la progression superficielle d'un karst suivant la pente de la falaise. Ainsi nous pouvons penser que seul le Séquanien supérieur est karstifié dans son ensemble (relief ruiniforme) ; cependant, étant donné que l'on ne peut chiffrer son épaisseur du fait que le matériel volcanique interrompt son affleurement, il est difficile de préciser si cette karstification est profonde ou non. Quoiqu'il en soit, le développement le long de la pente de la falaise d'un karst superficiel dans les formations du Rauracien - Séquanien inférieur ne peut qu'affaiblir le réseau hydrographique souterrain et, par conséquent, diminuer l'importance des émergences sous-basaltiques que l'on rencontre au Sud.

* Coupe 2 :

Cette coupe montre les relations probables qui existent entre le karst superficiel et les éboulis de la rive droite de l'Ouvèze. Une seule émergence (inf B_{13}) est visible au sommet de l'Argovien marneux. La résistivité de son eau (3760 Ω /cm2/cm) montre que les circulations dans les calcaires sont lentes et se font au travers de fissures et non de chenaux. Toutes les autres émergences se situent dans les éboulis : une coloration effectuée par le propriétaire de la source inf B_{12} a montré l'existence des circulations soit inter-éboulis, soit sous-éboulis (relation entre inf B_{12} et inf B_{11}). On peut donc penser que toutes ces sources ont une origine karstique au niveau de l'Argovien marneux mais que la masse des éboulis est à la base de circulations superficielles. Le faible débit de ces émergences (de l'ordre de 0,5 l/s à l'étiage) explique le peu d'intérêt qu'offrent ces sources au point de vue ressource en eau.

Au SE de Saint-Priest, une importante émergence (Source de Verdus inf B_{17}, débit à l'étiage : 32 l/s) semble montrer que l'évolution hydrogéologique de l'extrémité orientale de la face Nord du Coiron est différente de celle que nous venons d'exposer. La source vient au jour par une galerie souterraine de direction N-S explorée en 1937 par le "Spéléo-Club Lyonnais" : "Aun certain moment, la rivière se trouve divisée en deux branches dont l'une va se perdre dans un trou de la paroi". J. VIGIER, Ingénieur du Génie-Rural de Privas, a constaté en remontant le ruisseau de Verdus, une perte totale de ce dernier 300 m en amont de la source (10 l/s en Février 1958), cependant que le basalte a été observé à la partie supérieure de la galerie et que des dépôts d'al-

luvions fluviatiles, transformés en grès, se rencontrent sur une trentaine de mètres. Enfin, P. GRANGEON a retrouvé plus au Sud les traces d'une ancienne vallée sous-basaltique. Il apparaît donc que la Source de Verdus est l'exutoire d'une ancienne vallée prééruptive, alimentée probablement par les infiltrations se produisant sur le plateau au niveau de Malescot et de Cheval-Mort. Remarquons qu'aucune émergence ne se situe dans la dépression d'Avignas (NE de Cheval-Mort). On peut donc penser d'une part qu' il n'existe aucun niveau imperméable aussi bien dans les coulées qu'à la base du matériel volcanique (pas de couche rouge) et d'autre part, que la karstification du Tithonique est très développée. Cependant, la faible variabilité de cette source (de l'ordre de 3) suggère d'admettre que les circulations sont davantage dues à la présence de fissures qu'à celle de gros chenaux. Il semble donc que la Source de Verdus ait une origine semblable à celle de la Source du Ladou et que la karstification du Tithonique, si elle est évidente, n'affecte que l'infra-portlandien. En effet, les calcaires marneux du Kimméridgien supérieur ne présentent aucune karstification. Nous rejoignons donc le problème soulevé à la Source du Ladou, à savoir si le karst est développé en profondeur (ce qui est fonction de l'épaisseur du Tithonique) ou s'il n'est que superficiel.

2.3 - Conclusion. (Planche 16)

Il semblerait donc que l'évolution hydrogéologique des calcaires supportant le matériel volcanique soit liée d'une part à l'importance de l'érosion prééruptive, d'autre part à l'érosion régressive qui s'est développée postérieurement aux éruptions.

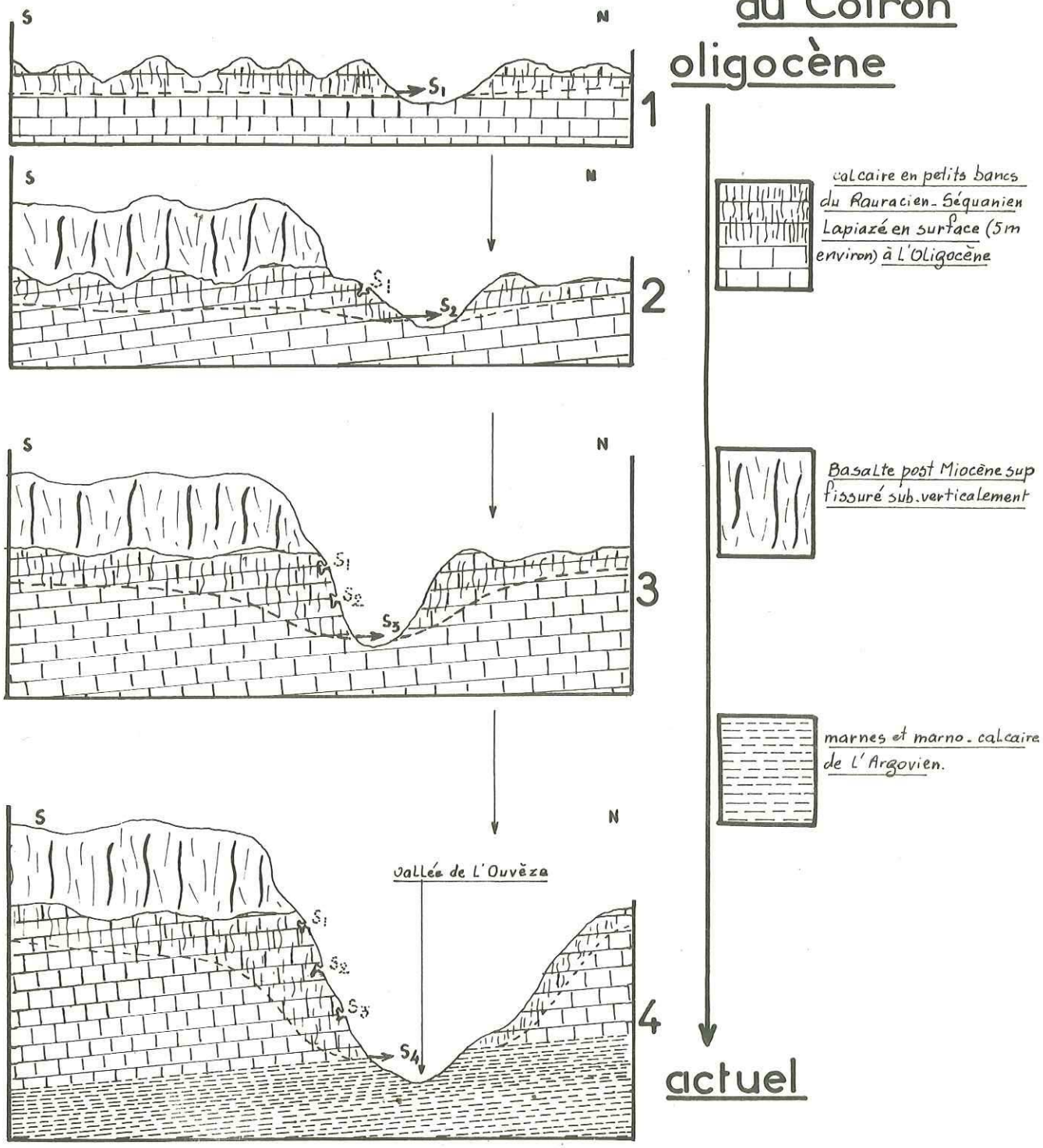
- Si l'érosion prééruptive a été suffisamment importante pour réduire de façon conséquente la masse des calcaires francs de l'infra-portlandien (cas de la bordure septentrionale du Coiron située à l'Est de Saint-Priest), l'évolution de la karstification peut être envisagée de la façon suivante (planche 16) :

En 1 : Etat des formations sédimentaires à la fin de l'Oligocène : une vallée s'ouvrait du Nord au Sud, drainant les eaux qui s'infiltraient dans les calcaires fissurés (Kimméridgien inférieur - Séquanien supérieur).

En 2 : Postérieurement à la mise en place du matériel volcanique, l'érosion des torrents cévenols (ici l'Ouvèze) creusait cette vallée plus rapidement que la karstification ne se développait dans les calcaires marneux du Rauracien - Séquanien inférieur).

PL16

évolution hydrogéologique probable de la faceN du Coiron



J.cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

Il en résulterait un encaissement étroit et profond de la vallée, propice au développement d'une érosion intense affectant les flancs de la vallée. Ainsi, semble-t-il, a pu s'effectuer la capture vers le Nord du réseau karstique développé sous le matériel volcanique et sa progression vers le fond de la vallée (coupes 3 et 4).

- Si l'érosion prééruptive n'a pas dégagé les calcaires francs de l'infra-portlandien, un karst a pu s'installer dans ces formations antérieurement aux éruptions, mais son évolution est alors liée au type de matériel émis : ce matériel peut être constitué par des coulées fissurées permettant l'infiltration des eaux météoriques et le développement post-éruptif du karst jusqu'aux niveaux peu perméables du Kimméridgien supérieur (SE de Saint-Priest - Tithonique affleurant sur le plateau). Les exurgences seront importantes (Sources de Verdus et du Ladou) et pourront représenter l'exutoire d'une ancienne vallée prééruptive (Verdus) ou celui d'un karst barré par une formation imperméable (Ladou). Rien ne permet de conclure alors, et de façon certaine, que la karstification est profonde ou qu'elle est superficielle.

Il apparaît donc que la karstification du substratum coironnique calcaire est difficile à mettre en évidence d'une part, d'autre part variable quant à son extension, selon l'importance des formations calcaires susceptibles de la montrer.

B - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET STRUCTURES IMPERMEABLES SOUS-BASALTIQUES : LES SOURCES SOUS-BASALTIQUES

1.- RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET COUCHE ROUGE SOUS-BASALTIQUE.

Toutes les belles émergences que l'on rencontre à la base du matériel volcanique sont liées à la présence d'une couche rouge imperméable. Sur l'esquisse hydrogéologique figurant hors texte, on peut remarquer que ces émergences apparaissent dans deux secteurs :

- Au Nord et au NE de la commune de Darbres où les couches rouges sont très développées.
- Sur la face Nord du Coiron et plus précisément au SW et au SE de Saint-Priest.

1.1 - Hydrogéologie de la région de Darbres.

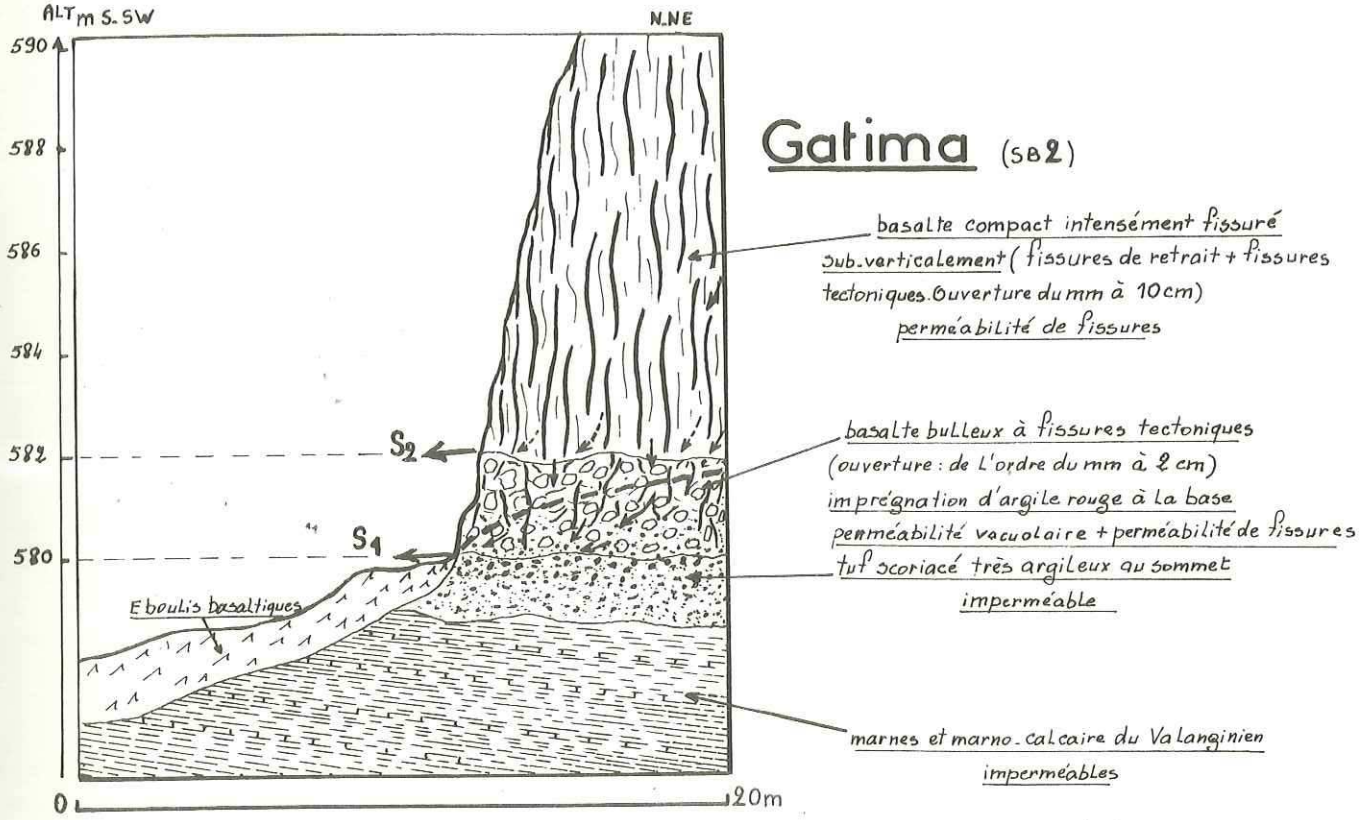
Le Serre de Châtillon n'est à l'origine d'aucune émergence pérenne. Il est toutefois le siège de suintements apparaissant au toit de la coulée à structure lamellaire (voir coupe 3, planche 6) et au sommet des couches rouges.

Les coulées supérieures (plus de 30 m d'épaisseur) présentant une structure prismatique propice aux infiltrations des eaux météoriques, on peut s'étonner de l'absence d'exutoire important drainant le massif. Nous pensons à ce propos pouvoir émettre l'hypothèse suivante :

Comme nous l'avons vu, la région était semble-t-il occupée, au Miocène supérieur, par un lac comblé dans son extrémité méridionale par des sédiments volcano-lacustres provenant des premières éruptions. La couche rouge apparaissant au-dessus de ces dépôts se poursuit d'Ouest en Est, ceinturant tout le massif basaltique et présentant un pendage de 10 à 15º vers l'Est (cote 650 m dans le ruisseau du Bosc et cote 580 m sur la rive droite de l'Auzon). Enfin, l'observation sur le terrain nous a permis de constater qu'après les pluies importantes de printemps et d'automne des suintements apparaissent au front des coulées, ainsi échelonnés dans le temps : ils s'observent tout d'abord au sommet de la coulée à structure lamellaire (à l'Ouest et à l'Est du massif), puis au sommet de la couche rouge supérieure, mais uniquement à l'Ouest (Ravin du Bosc), enfin au sommet de la couche rouge inférieure, mais seulement à l'Est du Serre. Il apparaît par conséquent que le Massif de Châtillon ne constitue pas une unité hydrogéologique dans son ensemble, mais une succession de petites unités superposées, n'ayant que des relations limitées entre elles. On peut donc penser que la plus grande partie des eaux infiltrées émerge au sommet de la coulée à structure lamellaire et donne lieu à un ruissellement important sur tout le pourtour du massif (cette coulée a donc un rôle de structure imperméable). Les suintements s'observant à l'Est à la base du massif montrent cependant qu'une partie des eaux arrive toutefois à percoler jusqu'à la couche rouge inférieure. Malgré l'absence d'exutoire et conformément à l'hypothèse d'un approfondissement vers le Nord de la dépression dans laquelle s'était installé le milieu lacustre, il n'est pas impossible d'admettre que le Serre de Châtillon est le siège d'une nappe dont on ne peut cependant ni connaître l'extension ni évaluer l'importance.

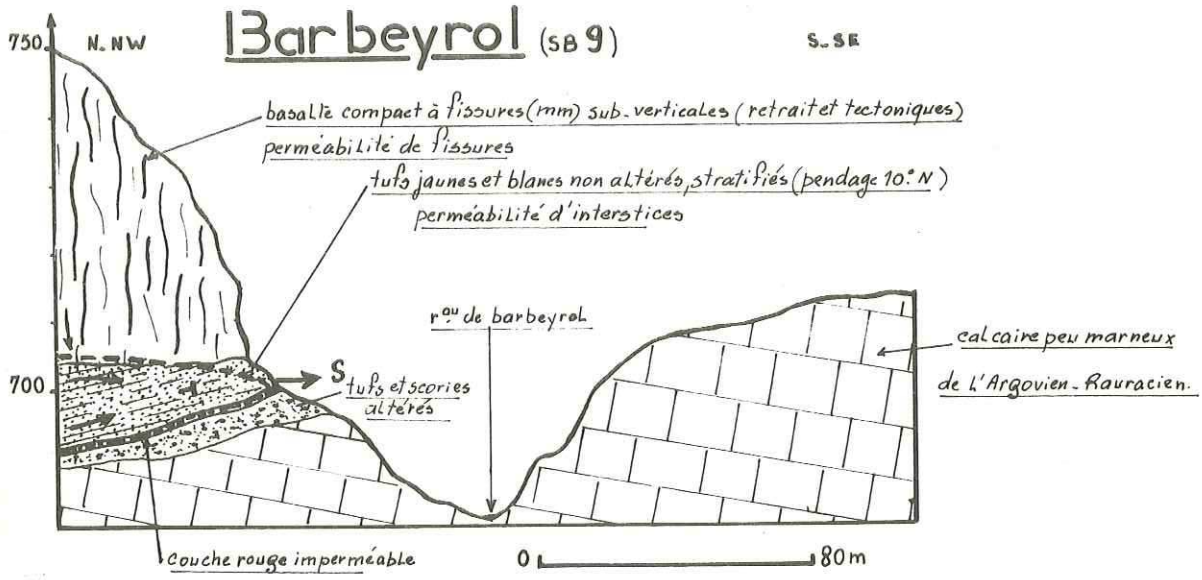
A l'Ouest du massif, l'apparition d'une émergence montre que l'évolution hydrogéologique de la digitation basaltique située sur la rive droite du Bosc est toute différente :

PL17 fonctionnement des sources sous-basaltiques



S_1 : Sources pérennes : 5 sorties étalées sur une distance de 15 m. Variabilité de l'ordre de 2. Qétiage 3L/s

S_2 Sources temporaires : 4 sorties étalées sur une distance de 15m. Variabilité de l'ordre de 5



S : Source pérenne de Barbeyrol. Variabilité de l'ordre de 2
Qétiage 7L/s

S.cl. GRILLOT C.E.R.N.
Montpellier

* La Source de Gatima (altitude 580 m - Débit à l'étiage 3 l/s) résulte, en fait, du captage de plusieurs émergences naissant par de larges fissures du basalte (ouverture de 5 à 10 cm) sur un front de coulée d'une dizaine de mètres de longueur (planche 17). A la base de coulées à structure polyédrique, fissurées (fissures de retrait) et fracturées (fissures tectoniques), apparaît un basalte bulbeux fortement imprégné d'argile rouge à sa base, humide en toute saison. Les émergences naissent au sommet d'un tuf scoriacé (formation rouge) dans lequel on rencontre de nombreux nodules compacts de couleur rouge brique, appartenant sans nul doute possible à une ancienne couche rouge aujourd'hui disparue. L'hydrogéologie du massif basaltique est par conséquent assez simple : les eaux météoriques, nullement arrêtées dans leur infiltration par des coulées à structure lamellaire ou par des couches rouges inter-basaltiques, percolent dans les fissures du basalte jusqu'à ce qu'elles rencontrent une formation imperméable sous-basaltique (ici le toit des tufs scoriacés). La position de l'exutoire (face Sud du massif) montre que les circulations souterraines se font du Nord au Sud alors que, nous l'avons vu, elles semblent se faire en direction opposée sur la rive gauche du Bosc. Le ruisseau du Bosc apparaît donc comme étant la frontière naturelle du partage des eaux, son lit actuel étant creusé dans une ancienne crête marneuse séparant deux vallées. Les deux massifs basaltiques ayant fossilisé ces deux vallées, il semble naturel de trouver de part et d'autre du ruisseau deux ensembles hydrogéologiques parfaitement distincts l'un de l'autre et dont la mise en place ne correspond probablement pas à un même épanchement (structure différente des coulées).

* La Source d'Angladures (altitude 610 m - Débit à l'étiage 4 l/s) située dans la même dépression valanginienne, apparaît dans un contexte géologique analogue.

Il est à remarquer que ces deux émergences ont une très faible variabilité (de l'ordre de 2). Or, l'intense fissuration des coulées (les fractures tectoniques sont dues à un affaissement local du matériel volcanique sur le substratum marneux comme en témoignent les éboulis) confère à l'ensemble une perméabilité de fissure en grand. La faiblesse des crues ne peut donc s'expliquer que par la présence de tufs interstratifiés dans les coulées et régularisant le régime hydraulique des sources, ou par le colmatage des fissures dû à un matériel volcanique fin ralentissant les circulations.

Notons que ces deux émergences constituent les seuls points d'eau sous-basaltiques valables dans la région. Aussi, ont-elles été captées par la commune de Darbres.

1.2 - Sources sous-basaltiques de la face Nord du Coiron.

Si, dans un exposé précédent, nous avons montré que la face Nord du Coiron présente dans son ensemble des relations étroites entre matériel volcanique et substratum calcaire (ce qui sous-entend l'absence de niveau imperméable), deux émergences importantes apparaissant au-dessus des calcaires montrent que ces relations n'existent pas uniformément (planche 17).

* La Source de Barbeyrol (SB9 - Altitude 700 m - Débit à l'étiage 7 l/s) émerge au-dessus des calcaires du Rauracien - Séquanien surmontés par une couche rouge imperméable qui s'est développée sur une assise de tufs scoriacés brun rouge. Le vaste manteau de tufs jaunes et homogènes couronnant le massif basaltique situé à l'Est de Blandine, semble expliquer le gros débit de la source et sa faible variabilité (de l'ordre de 2) : les tufs jouent le rôle d'éponge et constituent par conséquent une réserve d'eau importante. Notons que l'émergence a été captée par la ville de Privas depuis 1929 et recaptée en 1940, vraisemblablement à la suite d'éboulements ayant endommagé l'ancien captage.

Nous n'avons rencontré qu'une seule émergence, temporaire, au Nord de Barbeyrol. Il apparaît donc que la source sous-basaltique de Barbeyrol draine la majeure partie des eaux du massif situé au Nord du Goulet de la Soulière et que ce massif n'a aucune relation hydrogéologique avec les formations calcaires sous-jacentes.

* La Source Bouchet (altitude 580 m - Débit à l'étiage 13 l/s), située sur la rive droite du Ravin de Rieussec, au SE de Saint-Priest, émerge dans des conditions géologiques analogues. Cette source est une des plus grosses émergences du Coiron et a été captée en 1947 par la ville de Privas. Elle draine les eaux de la digitation basaltique du Bois de Fontangier occupant une ancienne vallée prééruptive d'axe SW - NE. Il semblerait ainsi que l'actuel ruisseau de Verdus marque l'axe topographique séparant deux vallées ayant évolué différemment :

- A l'Ouest du ruisseau devait s'étendre une dépression, profonde et bien drainée (alluvions sous-basaltiques qui ont été trouvées dans la Grotte de Verdus). Ce drainage important avait pour conséquence, soit d'empêcher la formation d'une couche rouge, soit d'éroder celle-ci dans les parties abruptes de la vallée - Cela suppose la présence de tufs (matériel de base à partir duquel a dû se former une couche rouge) malgré l'absence de ces dernièrs à l'affleurement - Ainsi la karstification des calcaires a pu se prolonger au-delà de l'époque à laquelle le matériel volcanique s'est mis en place (la Source de Verdus, dont le débit à l'étiage de 32 l/s est de loin, le plus important de toutes les émergences du Coiron, semble confirmer cette hypothèse).

- A l'Est du ruisseau, une vallée peu profonde et comblée en grande partie par du matériel volcanique de projection, devait s'allonger parallèlement à la dépression située à l'Ouest du Verdus actuel. L'importance du manteau de tufs devait alors favoriser l'installation d'un milieu propice à l'élaboration d'une couche rouge (mauvais drainage) alors que l'absence de pente abrupte devait permettre le maintien sur place de la formation imperméable. Ainsi, le ruisseau de Verdus représenterait l'axe du relief séparant les deux vallées et serait en quelque sorte la ligne actuelle de partage des eaux souterraines.

" Le gros débit à l'étiage de la Source Bouchet et sa faible variabilité (de l'ordre de 2) semblent confirmer la présence d'une puissante assise de tufs qui serait le siège d'une nappe sous-basaltique.

1.3 - Conclusion.

Il apparaît que les sources sous-basaltiques, dont l'origine est associée à la présence d'une couche rouge imperméable, se répartissent indifféremment sur la bordure Nord ou Sud du Coiron. Elles sont les exutoires de nappes dont l'importance semble résulter de l'amplitude des assises de tufs sous-jacentes aux basaltes. Elles expliquent un fonctionnement hydrogéologique simple de certains massifs basaltiques lorsque ceux-ci présentent une homogénéité de structure dans les coulées (en général structure polyédrique) et une ou plusieurs assises de tufs non altérés.

Enfin, elles montrent que l'hydrogéologie du Coiron est à envisager par secteurs pouvant être indépendants les uns des autres malgré l'aspect uniforme du matériel basaltique.

2.- RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET AUTRES STRUCTURES IMPERMEABLES SOUS-BASALTIQUES.

Les structures sont de deux types :

- Soit constituées par le substratum marneux valanginien (au Sud de la digitation de Buiarelle).
- Soit constituées par les dépôts volcano-lacustres (au Nord de Rochessauve).

2.1 - Hydrogéologie du matériel basaltique en contact avec les marnes valanginiennes.

* La Source sous-basaltique de Chapus (SB 5) :

Elle émerge à la base de tufs fins et homogènes non altérés, d'une épaisseur de 4 à 5 m. Son débit de 1 l/s à l'étiage passe à 2,5 l/s en crue. L'importante assise de tufs que l'on rencontre autour du Massif de Buiarelle explique la faible variabilité de l'émergence (microporosité et fort pouvoir de rétention des tufs) qui a été captée par la commune de Saint-Laurent-sous-Coiron.

On peut remarquer (esquisse hydrogéologique hors texte) que, seule la face Ouest du massif présente une série d'émergences (toutes ayant un débit à l'étiage inférieur à 0,5 l/s). Il est donc permis de supposer que la digitation de Buiarelle contient une nappe sous-basaltique dans les tufs et que la pente de cette nappe est de direction NE - SW. La faiblesse du débit des exutoires peut, à notre avis, s'expliquer de la façon suivante :

Toutes les émergences pérennes se situent au Sud d'une transversale de direction SW - NE dont la position coïncide avec la faille de même direction (celle-ci est à l'origine de la source infra-basaltique du Ladou). Notons que la source sous-basaltique SB 8 naît à la base des tufs non altérés et cependant au-dessus des calcaires du Tithonique. Il semble donc que l'accident soit aussi à l'origine de cette émergence. On peut ainsi diviser le Massif de Buiarelle en deux secteurs hydrogéologiques :

- Une unité, située au Nord de l'accident, dont le drainage s'effectue par les calcaires karstifiés sous-jacents : l'émergence du Ladou (inf B1 bis) située dans le lit du ruisseau de Pra-Maillet serait l'exutoire de ce réseau karstique.

- Une unité, située au Sud de la faille, dont le drainage s'effectue à la base du massif, c'est-à-dire au contact du substratum marneux. Les tufs qui affleurent surtout au Sud de la digitation basaltique expliqueraient la pérennité des sources (nappes sous-basaltiques).

Il apparaît donc qu'un même massif basaltique peut constituer plusieurs unités hydrogéologiques.

* Les Sources de la digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron :

Ce massif isolé représente un nouveau type d'unité hydrogéologique : seule la partie Nord est pourvue d'émergences.

** La Source du Solitaire (SB 4) émerge à la base des coulées, dans une petite dépression valanginienne ouverte dans les éboulis. Son débit à l'étiage (de 0,5 à 1 l/s) et sa forte variabilité (5) montrent qu'elle est l'exutoire d'une nappe de faible extension ou contenue uniquement dans les basaltes fissurés (circulations rapides dans les fissures expliquant un gros débit de la source en crue). Cette émergence a été captée par le hameau du "Solitary").

** La Source des Barbes (SB 3) apparaît au contact des marnes du Valanginien et des éboulis. D'un très faible débit à l'étiage (inférieur à 0,2 l/s), cette émergence est très proche, par la composition chimique de son eau, des sources infra-basaltiques de la face Nord du Coiron. En effet, la résistivité est l'une des plus basses que nous ayons trouvée autour du plateau (3780 Ω /cm2/cm). La masse importante des éboulis est sans doute à l'origine de circulations lentes se faisant dans ces formations et de l'augmentation des concentrations en Ca^{++} et CO_3H^- dans l'eau. Rappelons que les éboulis sont le siège, dans cette partie du Coiron, de phénomènes de Slumping. Il est donc permis de penser que les circulations se font difficilement (faible débit de la source) ou qu'elles arrivent en surface et affaiblissent l'émergence (nous avons remarqué d'importants suintements dans les éboulis à plusieurs niveaux topographiques). Signalons enfin que l'origine réelle de la source doit se situer au contact des basaltes et des marnes valanginiennes et que le fonctionnement hydrogéologique de la face Est de la digitation de Saint-Laurent-sous-Coiron doit être tout à fait semblable à celui que nous avons mis en évidence sur la face Nord du Coiron (planche 15, coupe 2).

Il apparaît donc qu'au niveau du substratum marneux naissent de petites émergences (débit à l'étiage inférieur à 1 l/s et le plus souvent à 0,5 l/s), exutoires d'un écoulement sous-basaltique de faible importance. Seules les sources émergeant à la base du matériel volcanique de projection peuvent présenter un intérêt économique (Source de Chapus) car elles sont le témoin de la présence d'une nappe contenue dans ce matériel.

2.2 - Hydrogéologie des dépôts volcano-lacustres (Nord de Rochessauve).

Sur la planche 18 (coupe 1) nous proposons une interprétation des écoulements s'effectuant dans ces formations. Il est remarquable de constater que, malgré l'épaisseur des coulées basaltiques s'étendant depuis la "fenêtre" valanginienne à l'Ouest (ruisseau de Gourmier) jusqu'au Ranc à l'Est, une seule source pérenne sous-basaltique émerge dans les dépôts lacustres. Cette émergence (SB 13) apparaît au toit du niveau inférieur de diatomite (formation argileuse à son sommet) et son débit à l'étiage est faible (0,2 à 0,5 l/s). Après de fortes précipitations, on

peut constater que la falaise du Ranc est intensément ravinée par un ruissellement important. Celui-ci est alimenté par des arrivées d'eau apparaissant au toit du niveau supérieur de diatomite et constituant toute une série de sources temporaires dont le débit peut atteindre 5 à 6 l/s en période de crue (exemple de la source SB 7'). Il semblerait donc que la digitation basaltique du Ranc (coulées à structure polyédrique et en colonnades) ait un fonctionnement hydrogéologique suivant : les eaux météoriques, après avoir percolé dans les nombreuses fissures du basalte, atteignent le toit des dépôts volcano-lacustres (diatomite supérieure) et donnent naissance aux émergences temporaires (S') dont les eaux viennent raviner la pente de la falaise. Cependant, la position de l'émergence pérenne (SB 13) oblige à émettre les hypothèses suivantes : les dépôts volcano-lacustres ne se rencontrant pas à l'Ouest dans la "fenêtre" valanginienne (ruisseau du Gourmier), on peut penser qu'ils s'amenuisent sur le versant Ouest de la vallée prééruptive s'ouvrant largement à l'Est. En conséquence, la formation de tufs bréchoïdes s'intercalant entre les deux niveaux de diatomite n'est qu'incomplètement isolée des coulées basaltiques supérieures sur le plan hydrologique. Il en résulte deux types de circulations :

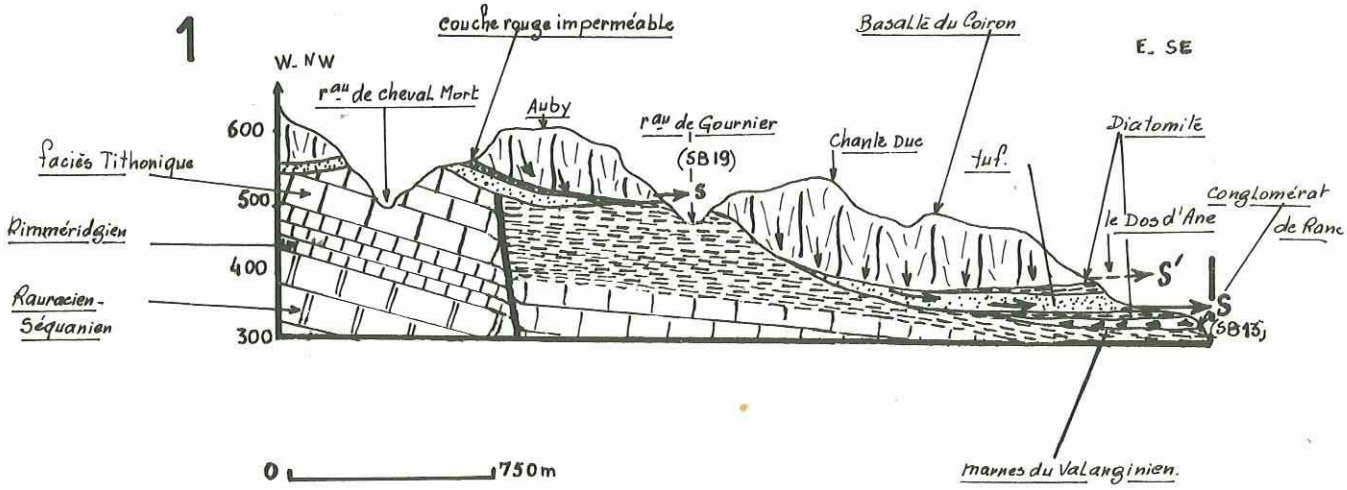
- Une circulation superficielle : la majeure partie des eaux a tendance à circuler au toit des dépôts lacustres dont la microporosité est très inférieure à la porosité des basaltes (perméabilité de fissure en grand). Ainsi, apparaissent les émergences temporaires (S'). Nous avons pu observer l'entrée en activité de ces dernières moins de 24 h après le début des précipitations et leur tarissement 3 jours après la fin des pluies. Les circulations sous-basaltiques sont donc rapides.

- Une circulation plus profonde : Le niveau imperméable supérieur (diatomite) devant disparaître vers l'Ouest, des relations hydrogéologiques peuvent s'établir entre le basalte et les tufs sous-jacents, les eaux percolant lentement dans les formations lacustres. Celles-ci renferment ainsi une nappe sous-basaltique dont l'exutoire est l'émergence SB 13. Signalons que cette source réagit au gonflement de la nappe 5 à 6 jours après le début des précipitations, et que son débit en crue ne dépasse pas 2 l/s. Nous donnons, coupe 2, planche 18, une interprétation des circulations qui semblent s'effectuer dans les dépôts volcano-lacustres du Ranc.

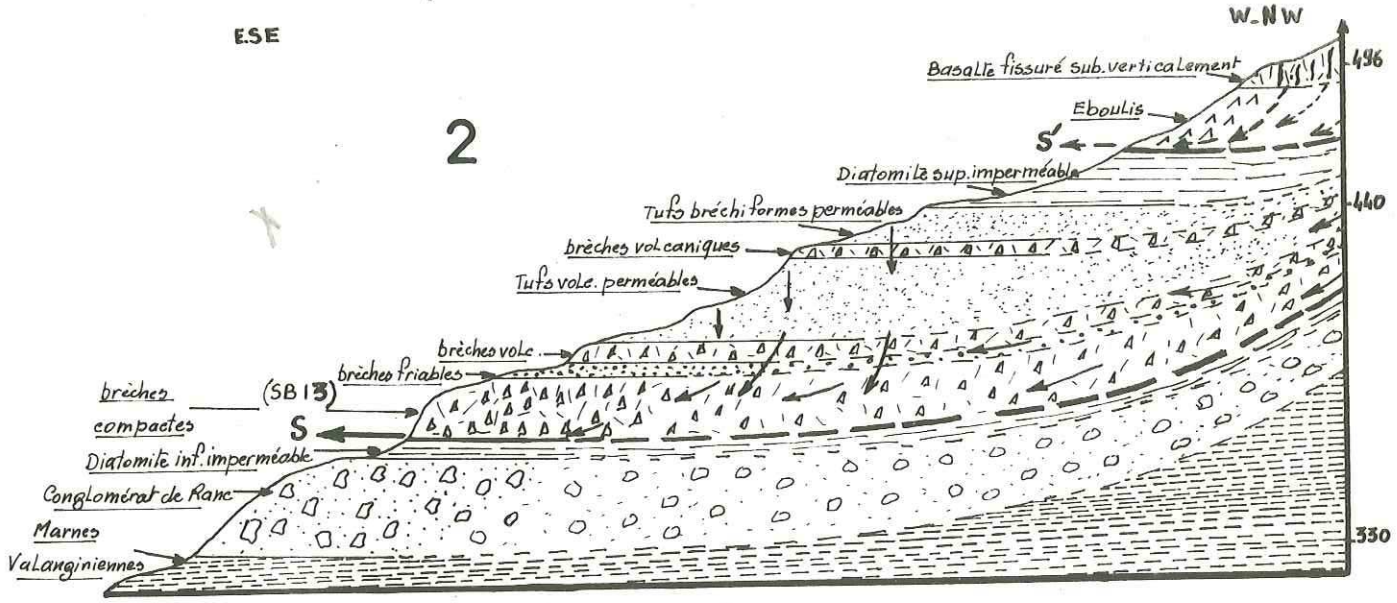
En conclusion, l'étude des émergences sous-basaltiques nous a permis de montrer que ces sources ne drainent qu'une proportion relativement peu importante des basaltes du Coiron : elles sont l'exutoire des nappes contenues dans les digitations ou massifs de bordure du plateau. La faiblesse de leur débit et la rareté des émergences notables semblent montrer que les circulations sous-basaltiques sont restreintes. Si l'on tient compte du caractère superficiel du réseau karstique uniquement développé sur la face Nord du Coiron, on est obligé d'admettre que le plateau est bien plus le siège d'écoulements superficiels que de circulations profondes, sous ou infra-basaltiques.

PL183

Hydrogéologie des formations volcano-lacustres de la bordure orientale du Coiron



coupe de détail



Coupe géologique détaillée des formations miocènes volcano-lacustres du Ranc selon P. GRANGEON (1960 p. 183)

0 ——— 50m

J.Cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

C - RELATIONS ENTRE MATERIEL VOLCANIQUE ET STRUCTURES IMPERMEABLES INTER-BASALTIQUES : LES SOURCES INTER-BASALTIQUES

1.- HYDROLOGIE SUPERFICIELLE DU PLATEAU.

Sur le Coiron, le réseau hydrographique est fruste : le ruisseau de Masaulan, à l'Ouest, est pérenne car il est alimenté par une série d'émergences inter-basaltiques (flanc Sud de la crête de Blandine et dépression de Masaulan). Son débit à l'étiage (avant sa perte dans le Tithonique) est de 3 l/s.

Plus à l'Est, le ruisseau de l'Auzon (2 à 3 l/s à l'étiage) est alimenté tout au long de son parcours dans le matériel volcanique, par des suintements apparaissant dans les tufs. Nous aurons l'occasion de mettre en évidence ces phénomènes par la suite.

Enfin, en bordure du plateau, les ruisseaux de Bayonne, de Verdus, de Combier et de Gourmier au Nord, celui de la Payre au SE, sont originaires de quelques émergences pérennes que l'on trouve sur le Coiron et sont principalement alimentés, pendant les périodes pluvieuses (printemps et automne), par les eaux de ruissellement.

Les pluies d'automne sont souvent abondantes (nous avons relevé à La Prade 350 mm d'eau tombée entre le 7 et le 14 Octobre 1970). Ces précipitations sont à l'origine d'un ruissellement intense que nous avons tenté de chiffrer :

La dépression de Masaulan, constituant jusqu'à la perte du ruisseau un bassin versant d'environ 1,5 km2 de superficie, nous avons évalué l'apport en eau de ruissellement à 5 l/s en moyenne. Ce qui correspond par conséquent à un volume d'eau annuel de $1,6.10^5$ m3 et à une hauteur d'eau évacuée en surface de :

$$\frac{1,6.10^5}{1,5.10^6} \# 100 \text{ mm}$$

Remarque :

Ce chiffre n'est que très approximatif. Il est basé en effet sur une pluviométrie annuelle (1970 - 1971) importante. Or, l'étude climatologique de la région nous a montré que l'écart de variabilité des précipitations annuelles peut atteindre le chiffre de 2.

Par conséquent, la valeur du ruissellement que nous avons trouvée n'est à prendre en considération qu'en tant qu'ordre de grandeur et non comme moyenne portant sur plusieurs années d'observation. Signalons aussi que le ruissellement, s'il dépend de la pente des versants, est fonction du contexte géologique de surface. En effet, J. MOINEREAU (1966) a montré que sur le Coiron, un sol à texture argileuse ou limoneuse se développe sur le matériel volcanique et que la composition de ce sol dépend du mode d'altération de la roche mère.

Il apparaît donc que suivant la roche altérée (basaltes fissurés et perméables ou tufs présentant parfois des encroûtements argileux interstratifiés) et suivant l'importance du sol plus ou moins perméable en profondeur, le ruissellement représentera un volume d'eau évacuée en surface variable. Ainsi, le Massif de Buiarelle (superficie 2,5 km2) est affecté par un ruissellement correspondant à une hauteur d'eau de 60 mm environ.

En conclusion, il semblerait que le ruissellement représente une évacuation des eaux météoriques correspondant au moins au 1/10ème des précipitations annuelles. Ce facteur hydrologique est par conséquent loin d'être négligeable.

2.- HYDROGEOLOGIE DU PLATEAU.

2.1 - Importance des suintements : mise en évidence de nappes superficielles.

En été, le ruisseau de l'Auzon est caractérisé par son tarissement au niveau du Cirque de Freyssenet alors que son débit atteint 3 l/s au confluent du ruisseau du Bosc. L'Auzon est par conséquent alimenté par des arrivées d'eau se faisant le long de son parcours bien que nous n'ayons pas décelé la présence d'émergences pérennes. Ces arrivées s'effectuent par l'intermédiaire de suintements : dès que l'on a quitté l'affleurement de tufs, au SW de Freyssenet, le lit du ruisseau est encaissé dans le basalte présentant, à l'échelle métrique, une succession de petites coulées (épaisseur 2 à 3 m) séparees par des lits de tufs jaunes homogènes (1 m d'épaisseur au maximum) dont le sommet, scoriacé, est fortement imprégné d'argile rouge.

La succession coulées-tufs peut se répéter plusieurs fois au-dessus du lit du ruisseau (nous avons repéré 4 ensembles de ce type, superposés en amont du carrefour route de Freyssenet - route de Saint-Genéïs en Coiron).

Chaque niveau supérieur de tufs est alors le siège de suintements qui viennent alimenter le ruisseau. Celui-ci, à l'étiage, laisse

apercevoir une couche rouge compacte occupant son lit, ce qui permet, à notre avis, d'expliquer l'hydrologie de la région de la façon suivante :

La couche rouge constitue le niveau de base imperméable limitant les percolations en profondeur, l'Auzon étant l'exutoire de deux unités hydrogéologiques :

- L'unité que constitue le Serre de Châtillon (rive droite du ruisseau). La nappe sous-basaltique de ce massif aurait donc une pente WE.
- L'unité formée par les coulées situées sur la rive gauche du ruisseau. L'absence d'émergences pérennes vient de la division du matériel volcanique en sous unités superposées (plusieurs niveaux de suintements).

Notons que lorsqu'un seul manteau de tufs est intercalé entre des coulées, de petites émergences naissent à la base scoriacée de ces tufs (exemple des sources du Serre de Mounet au SW de Freyssenet).

Enfin, signalons que la bordure de la dépression de Freyssenet est le siège de suintements apparaissant principalement sur le versant Sud (région de Senouillet). Ils dénotent la présence d'une nappe contenue dans les tufs et que nous allons étudier.

2.2 - Etude d'une nappe superficielle : la nappe de Berzème.

Le Signal de Berzème (839 m), situé au Nord du réservoir de Barras, est le seul point haut de la région des Prades (SE de Freyssenet). Une campagne géophysique organisée dans la région, en 1962, par le Génie Rural de Privas, a montré que le matériel volcanique s'étend sur une épaisseur de 200 à 300 m au-dessus du substratum sédimentaire. Cette campagne a été motivée par la nécessité de trouver un emplacement favorable à l'établissement d'un forage d'eau susceptible d'alimenter les petits hameaux dispersés sur le Coiron.

Le forage a ainsi été exécuté dans la dépression des Prades (NE de la Ferme de Senouillet entre Freyssenet et Taverne), à partir d'un puits approfondi par l'ouvrage.

Une nappe d'eau a été décelée entre 11 et 15 m de profondeur ; le forage a été cependant prolongé jusqu'à la cote -26,80 m, atteignant le basalte surmonté d'une couche rouge imperméable de près d'un mètre d'épaisseur. L'ouvrage a donc traversé plus de 25 m de tufs.

Les caractéristiques hydrauliques de la nappe ont été mises en évidence par un pompage (7,2 m3/h), les observations ayant été faites sur une dizaine de piézomètres implantés dans un rayon de 200 m autour du

puits. Dans un rayon de 10 m, la transmissivité de la formation aquifère est de l'ordre de 3.10^{-4} m2/s alors qu'elle atteint 1.10^{-3} m2/s à l'extérieur de cette zone.

La nappe ayant une hauteur approximative de 4 m, le coefficient de DARCY a pour valeur $k = \frac{T}{H}$) :

$k_1 = 7,5.10^{-5}$ m/s dans un rayon inférieur à 10 m

$k_2 = 2,5.10^{-4}$ m/s au-delà de 10 m (R $<$ 200 m)

Ce qui signifie d'une part, que le forage a été implanté dans une zone relativement peu perméable dans son ensemble et, d'autre part, que la zone proche du puits (R $<$ 10 m) a été probablement colmatée lors de l'exécution de l'ouvrage.

L'observation des encroûtements argileux en surface semble se confirmer en profondeur (diminution de la perméabilité des tufs). Le faible coefficient d'emmagasinement de la nappe (S = 2 %) en est une preuve.

Très logiquement, un lavage aux polyphosphates avait été alors envisagé. L'ouvrage a été abandonné par la suite, et nous ignorons pour quelles raisons, au profit d'un captage de sources inter-basaltiques (Source des Vernes au SW de Rochessauve). L'alimentation des hameaux du Coiron par ce procédé est actuellement en cours de réalisation.

Nous avons signalé la présence de suintements en bordure Sud du Cirque de Freyssenet - Taverne. Il apparaît qu'ils sont l'exutoire de la nappe contenue dans les tufs et qu'ils affaiblissent celle-ci. La présence d'une couche rouge à la base des tufs confère à la dépression une allure de bassin pratiquement fermé (sauf au Sud), sans communication hydrologique avec les formations sous-jacentes. Le Cirque de Freyssenet a donc l'originalité d'emmagasiner les eaux issues du ruissellement s'effectuant sur les pentes environnantes et d'être individualisé des unités inférieures. La suppression du drainage de la nappe, au Sud, par l'établissement d'une tranchée de barrage (une étude systématique du versant localiserait les points nécessitant cette barrière), permettrait de limiter les pertes. Nous pensons enfin que l'exploration par forage de la dépression située au SW de Freyssenet renseignerait sur l'importance des réserves en eau de la région (signalons que la couche rouge est visible à l'extrémité SW du bassin, dans le lit de l'Auzon, à une altitude d'environ 680 m ; la surface topographique atteignant la cote de 750 m, on peut penser que l'épaisseur de tufs est supérieure à celle qui fut trouvée dans le site de Senouillet).

2.3 - Esquisse hydrogéologique d'un bassin versant : la région de La Prade. (Planche 19)

La région de La Prade, par l'hétérogénéité du matériel volcanique qu'elle présente, permet de mettre en évidence la multiplicité d'unités hydrogéologiques superposées ou juxtaposées et n'ayant que peu de relations entre elles. C'est pourquoi nous avons choisi cet exemple afin de montrer que l'hydrologie du Coiron, si elle est simple à l'échelle de l'ensemble du plateau, est complexe dans le détail.

2.3.1 - Hydrogéologie du Massif de Montargues. (NE de La Prade)

Ce massif est recouvert uniformément par un sol épais (plus de 1 m) ; il est donc malaisé d'établir sa "stratigraphie". Cependant, si la crête est couronnée par des blocs de basalte suggérant la présence d'une coulée supérieure, les flancs de la colline montrent des affleurements épisodiques de tufs roux. On peut penser que le Massif de Montargues est essentiellement constitué par une assise de tufs dont on peut deviner la base : les petites émergences (débit à l'étiage inférieur à 0,2 l/s) naissant à flanc de colline se situent à une altitude d'environ 850 m. Cette limite est probablement constituée par une couche rouge imperméable bien que, nous allons le voir, l'étude chimique des eaux ne mette pas en évidence la présence de ce niveau.

On peut remarquer qu'une couche rouge affleure sur le versant Ouest du massif, au-dessus d'une assise de tufs lités de couleur jaune (Goulet de la Soulière). Une formation bréchique (blocs de basalte anguleux emballés dans des scories rouges) semble se développer jusqu'à la cote 850 m (niveau des émergences). Cependant, l'épaisseur du sol ne nous permet pas de confirmer cette succession.

Les eaux issues des émergences présentent une particularité que nous n'avons pas retrouvée sur l'ensemble du plateau : en période de pluies, la crue des sources s'accompagne d'un "trouble" de l'eau, connu en terme chimique sous le nom de "louche". Un prélèvement effectué à l'émergence située au NW du hameau de La Prade (int B23) nous a montré qu'aucune sédimentation ne s'était effectuée un an après le prélèvement, le "louche" ne disparaissant pas.

L'importante quantité de matière organique contenue dans le sol (de 15 à 30 % selon J. MOINEREAU) pouvant être à l'origine de ce phénomène, il a été effectué une analyse chimique complète qui a mis en évidence :

- Une très importante teneur en Alumine (59 mg/l).
- Un taux excessivement élevé de Silice (20 mg/l de silice soluble et 178 mg/l de silice colloïdale).

J. MOINEREAU (1966) a montré que les sols développés sur tufs sont riches en colloïdes, sans argile minéralogique formée, mais contenant des gels amorphes de silice et d'alumine. On peut donc penser que :

- Le "louche" présenté par les eaux de Montargues provient du lessivage du sol et de la migration des colloïdes (Al_2O_3, SiO_2).
- L'assise de tufs est suffisamment développée pour permettre une bonne filtration et l'élimination de la matière organique.

Remarquons que la diffractométrie aux rayons X a montré que les couches rouges peuvent contenir jusqu'à 70 % d'amorphes. La richesse de ces niveaux en alumine et en silice pourrait expliquer l'augmentation importante de ces éléments dans les eaux, mais on devrait retrouver des argiles en suspension (montmorillonite, illite) provenant du lessivage des couches rouges (c'est ce que nous avons observé fréquemment dans les eaux issues d'émergences sous-basaltiques). Il est, par conséquent, surprenant de constater l'absence de minéraux argileux dans les eaux du Massif de Montargues dès l'instant que l'on suppose la présence d'une couche rouge argileuse au mur de la nappe. Les émergences pérennes seraient-elles dues à des dykes de barrage ? Si la source int B23 peut être liée à cet élément volcanique (dyke visible sur le bord de la route, à la sortie Nord de La Prade, et prenant la direction de l'émergence), rien ne prouve sur le terrain que les autres émergences de Montargues naissent de façon semblable. Leur situation sur une même courbe de niveau (cote 850 m) coïncide davantage avec la présence d'une structure imperméable à cette altitude.

Bien que nous n'ayons pas résolu ce problème, on peut penser que le Massif de Montargues constitue une unité hydrogéologique isolée, la recharge de la nappe qu'il contient se faisant uniquement par le haut (apport des eaux météoriques). C'est ce qui explique le très faible débit des émergences en été.

2.3.2 - Hydrogéologie de la dépression de Masaulan.

Cette dépression constitue une unité géologique particulière due aux affleurements importants de téphras qu'elle présente. Dans un précédent chapitre, nous avons décrit le rôle hydrogéologique de ces

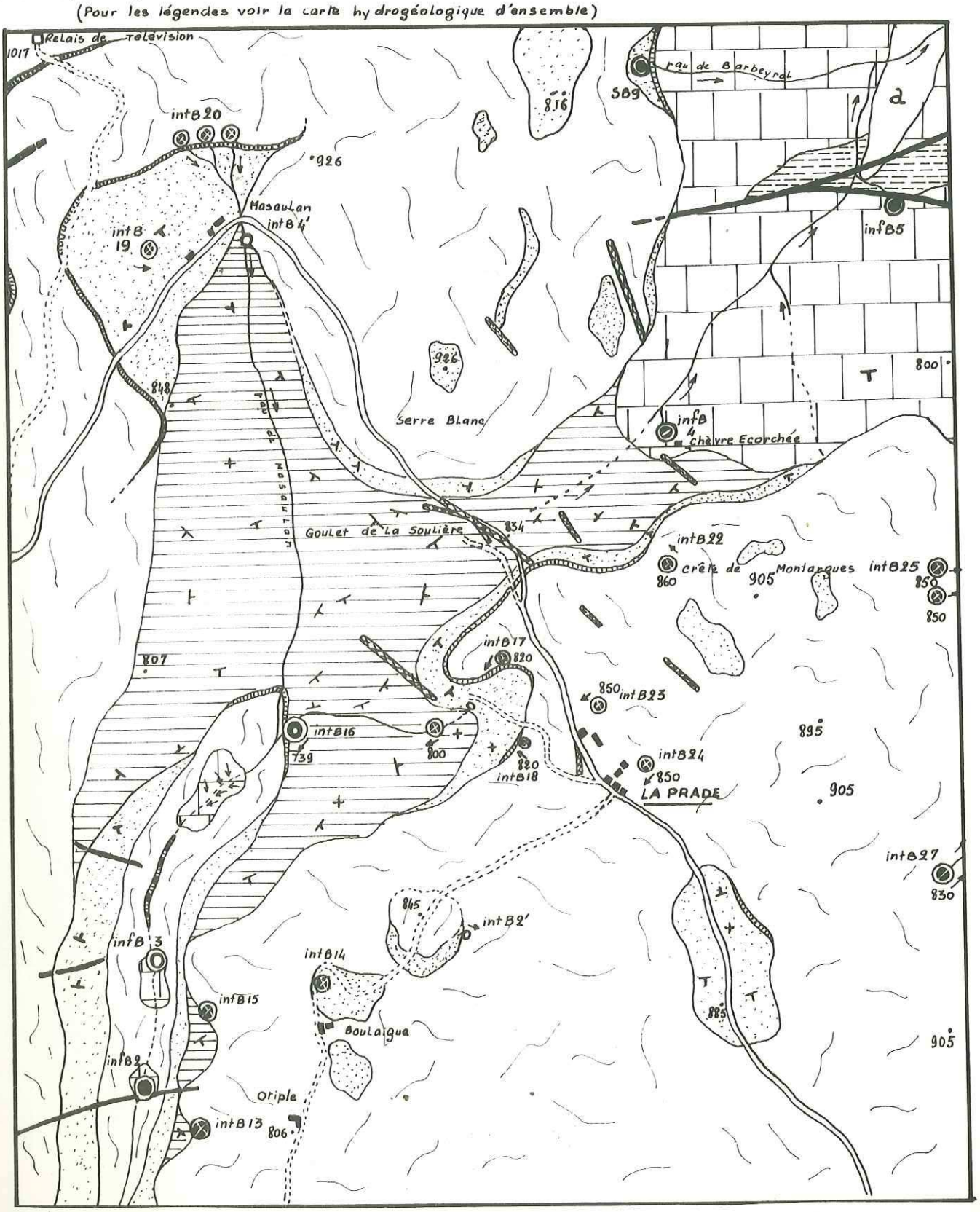
carte hydrogéologique de la région de

PL19 LA PRADE

0 500 m

J.Cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

(Pour les légendes voir la carte hydrogéologique d'ensemble)



formations et nous avons montré que les circulations s'effectuant dans ces tufs sont superficielles et suivent le pendage des dalles (importance hydrogéologique de la carapace imperméable de surface de chaque dalle).

Au contact des téphras et des coulées de basalte occupant le lit du ruisseau, naît une source (int B16, altitude 740 m) dont le débit à l'étiage atteint 2 l/s. La résistivité de son eau (6700 Ω/cm2/cm), relativement faible pour une eau de basalte dont la moyenne se situe aux alentours de 9000Ω/cm2/cm, montre bien que les circulations se font lentement au contact des téphras (augmentation de la teneur en Ca^{++} et CO_3H^- de l'eau de la source par rapport aux teneurs en mêmes ions des eaux de basalte). L'origine des circulations aboutissant à cette émergence se situe probablement au NE (Serre Blanc) où le basalte fissuré est perméable aux eaux météoriques, et au Nord (Ferme de Masaulan) où les tufs homogènes sont favorables aux infiltrations. L'émergence draine ainsi les eaux circulant superficiellement dans les dalles de téphras. Signalons que sa faible variabilité (de l'ordre de 3) est un argument supplémentaire en faveur de l'hypothèse de circulations lentes s'opérant dans les tufs gris (microporosité de ceux-ci). Sur la face Ouest de la Crête de Blandine, trois émergences pérennes (cote 900 m, débit cumulé 0,5 l/s à l'étiage) naissent au toit d'une couche rouge reposant sur des tufs jaunes. La Crête de Blandine constitue une unité hydrogéologique comparable à celle que nous avons décrite au NE de La Prade.

Enfin, au SW du hameau, des tufs scoriacés et argileux à leur base contiennent des nappes à extension très limitée (exutoire constitué par la source int B14 alimentant la Bergerie de Boulaigue).

En conclusion, on voit que la région de La Prade est caractérisée par une juxtaposition d'unités hydrogéologiques restreintes (nappes superficielles à extension limitée). Les exutoires sont nombreux, mais de très faible débit. Compte tenu du ruissellement important et de l'hétérogénéité du matériel volcanique, nous pensons que la région est bien plus soumise à un écoulement superficiel qu'à un écoulement profond et que, par conséquent, les eaux n'atteignent pas le substratum sédimentaire. A l'échelle du plateau, les problèmes sont identiques. Sur une superficie de 30 km2, nous n'avons rencontré que 35 émergences dont trois seulement ont un débit à l'étiage supérieur à 1 l/s (tous les autres sont inférieurs à 0,5 l/s). A l'exclusion du Cirque de Freyssenet - Taverne qui est, nous l'avons vu, le siège d'une nappe superficielle dont l'étude mériterait d'être poursuivie, l'ensemble du plateau ne présente qu'un

faible intérêt hydrologique. La multiplicité des unités souvent superposées (émergences à des altitudes différentes) sont, à notre avis, un frein aux percolations profondes. Nous pensons que seuls les digitations et massifs de bordure ont une importance hydrogéologique réelle et que la masse centrale du Coiron est bien plus affectée par un écoulement superficiel que par des circulations profondes. L'absence d'émergences sous-basaltiques importantes au Sud d'une ligne Darbres - Source de Verdus en serait une preuve.

—

D - CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX ISSUES DU MATERIEL VOLCANIQUE

1.- TEMPERATURE DES EAUX.

Celle-ci permet de préjuger du type de circulation (profonde ou superficielle) et du mode de percolation (rapide dans les basaltes fissurés, lente dans les tufs) des eaux. En fonction de ces deux facteurs, la température des eaux s'écartera plus ou moins de la température moyenne du lieu dite Température normale. Par conséquent, si une eau de source a une température normale en toutes saisons, on peut assurer que l'on n'est pas en présence d'eaux superficielles.

Pour l'Ardèche, J. VIGIER a établi une équation donnant la température moyenne de l'air en fonction de l'altitude :

$$T^{o} = 14,5 - \frac{A}{150}$$ (A étant l'altitude du point considéré)

Nous résumons, dans le tableau qui suit, quelques mesures de températures effectuées sur les eaux issues du Coiron.

Emergences	Altitude en m	Température moyenne de l'eau	Température moyenne de l'air $T = 14,5 - \frac{A}{150}$	Variations thermiques de l'eau
Sources infra-basaltiques				
inf. B17 (Verdus)	425	11º8	11º7	4 à 8/10ème de degré
inf. B1 (Ladou)	695	9º5	9º9	6 à 7/10ème de degré
inf. B5	700	8º6	9º9	3º
inf. B4	800	8º1	9º2	4º à 5º
inf. B13	590	8º4	10º6	1º à 2º
Sources sous-basaltiques				
S B2 (Gatima)	580	11º5	10º5	5 à 7/10ème de degré
S B9 (Barbeyrol)	700	10º5	9º9	3 à 9/10ème de degré
S B10 (Bouchet)	580	11º6	10º5	4 à 6/10ème de degré
Sources inter-basaltiques				
int. B16	740	8º1	9º6	1º
int. B28	650	10º1	10º2	8/10ème de degré
int. B9	800	8º1	9º2	5º à 6º

Ce tableau montre que :

- Les eaux du plateau (sources inter-basaltiques) présentent une variation thermique pouvant atteindre 6º (int. B9) et une température moyenne de l'eau inférieure à la température normale. Ces hétérogénéités thermiques montrent bien que les émergences sont l'exutoire de circulations superficielles.

- Les eaux issues des sources sous-basaltiques présentent une variation thermique faible (ce qui prouve l'origine profonde des circulations) mais une température moyenne de l'eau supérieure à celle de l'air ambiant. Il y a donc gain thermique des eaux traversant tout le matériel volcanique (anomalie thermique sous coironnique occasionnant la remontée de la zone d'homothermie ?).

- Les eaux issues des sources infra-basaltiques (émergences dans les calcaires sous-jacents au matériel volcanique) ont une variation thermique faible dans les exutoires du réseau karstique développé (Sources de Verdus et du Ladou), forte dans les émergences de la face Nord du Coiron (karstification des calcaires épidermiques, donc circulations superficielles). Remarquons cependant que la moyenne des températures de l'eau est très proche de celle de l'air ambiant.

Ainsi les eaux issues des exurgences karstiques sont plus froides que les eaux d'émergences sous-basaltiques situées au-dessus. Celà peut tenir à ce que les échanges thermiques avec la roche calcaire se font au voisinage des zones de pénétration des eaux dans les calcaires et pour les raisons suivantes :

Dans le réseau hydrologique souterrain, l'air et l'eau peuvent imposer à la roche une température moyenne dépendant, entre autre, du sens de circulation de l'air et des condensations internes. Il en résulte un échange thermique avec la roche et, par voie de conséquence, une diminution de la température de l'eau.

Notons enfin que la qualité des eaux d'exurgences karstiques du Coiron est souvent modifiée après des précipitations atmosphériques abondantes et brutales. C'est ce que nous avons observé à la Source du Ladou (inf. B1) dont la turbidité a été chiffré à 50 gouttes de solution de mastic (méthode de DIENERT) après les pluies abondantes d'Octobre 1970. La qualité bactériologique de cette eau est donc suspecte.

2.- RESISTIVITE ET PH MOYENS DES EAUX DE LA REGION COIRONNIQUE.

Le soubassement coironnique étant constitué par de nombreux formations géologiques (depuis le socle mésozoïque jusqu'aux sédiments tertiaires alluvionnaires) une résistivité et un pH moyens ont pu être calculés à partir d'un ensemble d'analyses :

Formations géologiques	ρ à 20º en Ω/cm2/cm	pH
Trias supérieur gréseux	12.000	6,5
Trias moyen marneux et inférieur gréseux	5.000	6,8
Matériel volcanique du Coiron	9.000	7,1
Calcaires du Jurassique supérieur non recouverts par le basalte	2.500	7,2

2.1 - Résistivité, pH et composition chimique des eaux du Coiron.

2.1.1 - Résistivité.

La résistivité des eaux du Coiron varie suivant le type d'émergence :

Provenance des eaux	moyenne à 20º en Ω/cm2/cm
Ruissellement - Ruisseau de Masaulan et de Freyssenet	de 11.000 à 13.000
Sources inter-basaltiques*	de 10.000 à 12.000

* La source située dans la dépression de Masaulan (int. B16) a une résistivité de 6700Ω /cm2/cm : les échanges chimiques (augmentation du TH et du TAC) se font dans les téphras qui contiennent de nombreux éléments calcaires.

Tableau des résistivités (suite)

Sources sous-basaltiques	de 10.000 à 11.000
Sources infra-basaltiques (Verdus et Ladou)	7.000
Sources infra-basaltiques de la face Nord du Coiron	de 2.500 à 3.700

Ce tableau nous montre que :

- La résistivité des eaux issues uniquement du matériel volcanique est remarquablement constante et forte.

- La résistivité des eaux issues des formations calcaires sous-jacentes indique le mode de circulation des eaux :

  • Rapide dans les réseaux karstiques développés (Sources de Verdus et du Ladou), les échanges chimiques avec les formations calcaires étant peu importants.

  • Lente dans le karst superficiel de la face Nord du Coiron (réseau de fissures et non de chenaux) et dans les éboulis de la rive droite de l'Ouvèze.

2.1.2 - Composition chimique et pH. (Planche 20)

Les eaux du Coiron sont toutes bicarbonatées-calciques.

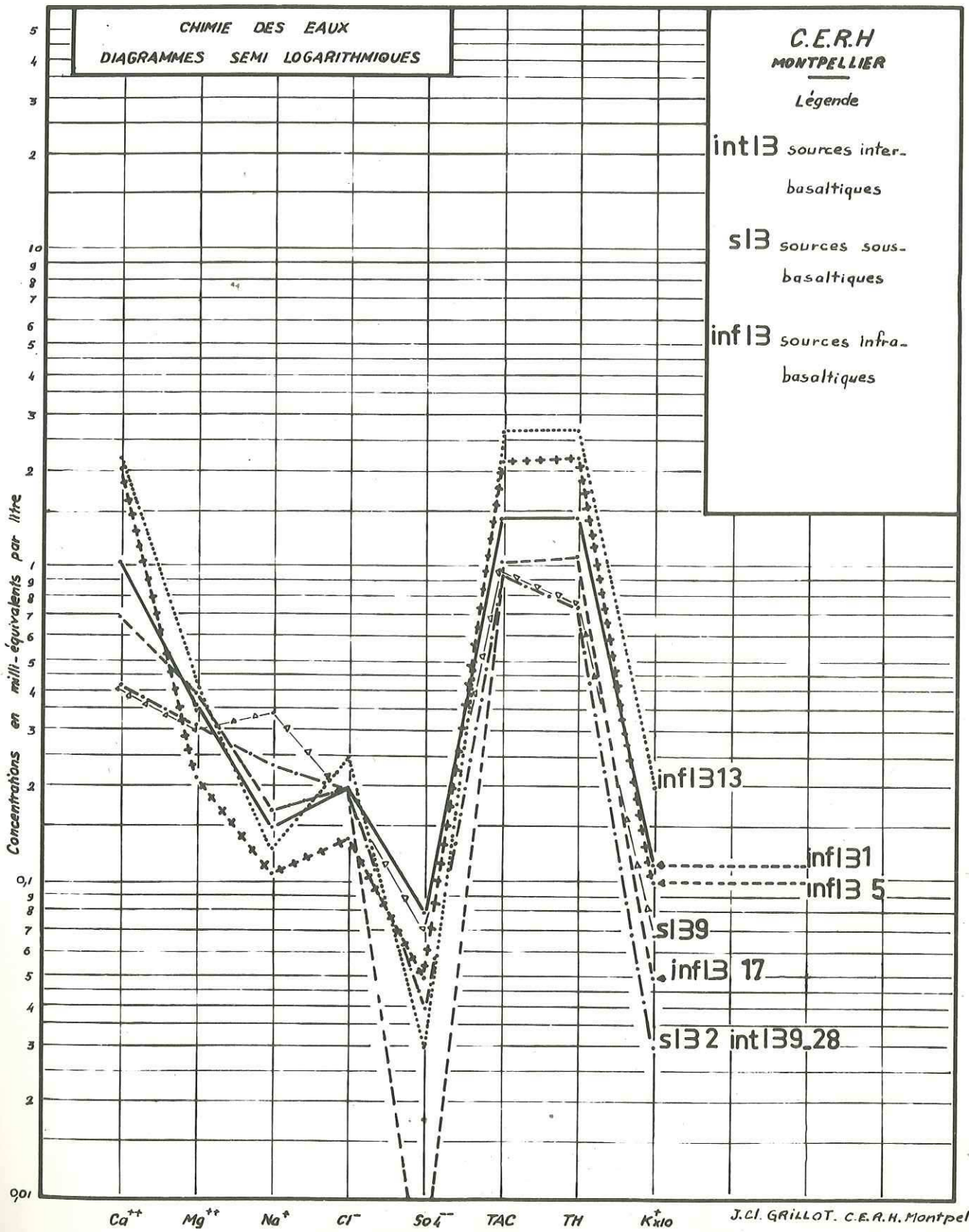
Les diagrammes semi-logarithmiques montrent en effet une remarquable unité chimique que l'on peut analyser de la façon suivante :

* TH (Ca^{++} et Mg^{++}).

Il ne dépasse pas 1 mé/l pour les eaux issues uniquement du matériel volcanique et n'atteint que 2,6 mé/l pour les eaux provenant des formations calcaires sous-jacentes (4 mé/l cependant pour les eaux de la face Nord du Coiron). L'apport des ions Ca^{++} et Mg^{++} vient de l'altération des minéraux du basalte et des tufs d'une part, de la dissolution plus ou moins importante des calcaires sous-coironniques d'autre part :

PL20

chimie des eaux du COIRON



J.Cl. GRILLOT. C.E.R.H. Montpellier.

- L'angite titanifère ——> Ca^{++} et Mg^{++}
- L'olivine magnésienne ——> Mg^{++}
- Les plagioclases basiques ——> Ca^{++}
- Les zéolites (chabasie) ——> Ca^{++}
- La dissolution des calcaires augmente la teneur en carbonate de calcium de l'eau (ce qui dépend de la pression partielle du gaz carbonique dans l'air et de la température du milieu).

* Na^{+} et K^{+}.

Le sodium ne dépasse pas une teneur de 0,4 mé/l et le potassium peut être considéré comme inexistant aux erreurs de dosage près (teneur inférieure à 0,01 mé/l).

Na^{++} provient principalement de l'altération des plagioclases basiques contenus dans le matériel volcanique.

* Alcalinité des eaux. (TAC)

Le titre alcalimétrique ne dépasse pas 1 mé/l pour les eaux issues des émergences inter et sous-basaltiques mais atteint 2,6 mé/l dans les eaux provenant d'exutoires karstiques (4,5 mé/l pour les émergences de la face Nord du Coiron).

Ce déséquilibre ionique apparaissant dans des eaux ayant une origine liée (les eaux des basaltes alimentent le réseau karstique sous-jacent), on peut émettre les hypothèses suivantes : les tufs et les basaltes, nous l'avons vu, contiennent des minéraux susceptibles de libérer une certaine quantité d'ions Ca^{++}. Or le pH des eaux issues de ces formations étant basique (7,2) et la teneur en carbonate de calcium étant faible, on peut penser que les eaux météoriques contiennent un faible pourcentage de gaz carbonique dissout (le pH des eaux de ruissellement est de 6,8). Il en résulte que les eaux atteignant le substratum calcaire ont perdu toute agressivité.

La loi de HENRY ayant mis en évidence, pour une température donnée, le rapport constant existant entre la teneur en gaz carbonique de l'eau et la pression partielle de ce gaz dans l'atmosphère se trouvant en contact avec la solution aqueuse, un équilibre s'établit entre la pression du gaz carbonique contenu dans l'air du réseau karstique et la quantité de ce gaz dissout dans les eaux. Ainsi, dès leur arrivée dans le réseau karstique, les eaux retrouvent une agressivité par dissolution physique de gaz carbonique (cette quantité dissoute est aussi fonction de la température).

* SO_4^{--}.

Leur très faible teneur (moins de 0,1 mé/l dans les eaux du Coiron) montre que les eaux ne bénéficient pas d'apports venant de la profondeur (pas d'hydrothermalisme dans la région).

* Cl^-.

Leur teneur n'a aucune signification (moins de 0,2 mé/l).

2.1.3 - Qualité des eaux du Coiron.

Les tufs sont un bon filtre de telle sorte que la matière organique, souvent développée dans les sols, n'apparaît pas dans les eaux des sources sous-basaltiques.

Signalons cependant que les eaux issues des formations calcaires peuvent présenter une turbidité élevée après des précipitations abondantes et brutales. C'est ce que nous avons observé à la Source du Ladou où la turbidité correspondant à 50 gouttes de mastic (méthode de DIENERT) après les pluies abondantes d'Octobre 1970.

De façon générale, les eaux issues des exurgences karstiques du Coiron ont une qualité bactériologique douteuse. Leur traitement doit être envisagé.

Enfin, il ne faut pas oublier que le lessivage des sols du Coiron peut entraîner une très forte augmentation de la teneur en alumine des eaux issues des sources inter-basaltiques (région de La Prade). Cette dose, parfois importante, ne pose cependant pas de problèmes toxicologiques selon la législation française.

En conclusion, il apparaît que les eaux du Coiron sont de façon générale très peu minéralisées. Si leur potabilité est à surveiller dans les résurgences karstiques, elles ne montrent aucune contamination bactériologique dans les émergences sous-basaltiques, et rarement dans les sources inter-basaltiques : les importantes formations de tufs interstratifiés dans les coulées sont un filtre efficace protégeant les eaux de toute contamination.

—

E - HYDROGRAMMES DE DECRUE DE QUELQUES EMERGENCES. (Planche 21)

Nous avons suivi la décrue de trois émergences du Coiron après les premières pluies d'automne 70, la mesure des débits ayant été faite par capacité. Les hydrogrammes correspondent par conséquent à la fin de la saison sèche d'été. Nous utilisons, de plus, les observations de J. VIGIER qui a établi l'hydrogramme de décrue de la source infra-basaltique de Verdus (1957 - Archives du Génie Rural de Privas).

1.- LOIS DE L'ECOULEMENT SOUTERRAIN.

Dans les roches calcaires fissurées, la décrue des émergences correspond à deux écoulements souterrains : à la décroissance rapide du débit de vidange des conduites succède une décroissance lente due au ressuyage des fissures fines et de la microporosité des roches (H. SCHOELLER, 1940 - C. DROGUE, 1963).

Sur les quatre hydrogrammes que nous présentons en coordonnées semi-logarithmiques (log des débits en fonction du temps), on peut remarquer que les points représentatifs de la décrue se groupent suivant deux courbes :

- Une courbe A correspondant essentiellement, soit à la vidange des chenaux et des macrofissures (cas des exurgences karstiques), soit à la vidange des macrofissures de retrait du basalte (cas de la source inter-basaltique int. B28). Il est à remarquer que dans le cas des basaltes, les dissolutions sont très faibles ce qui empêche toute modification importante, dans le temps, des composantes de l'écoulement : la fissuration n'évolue pas en fonction des dissolutions comme c'est le cas dans les calcaires (chenaux de dissolution).

- Une droite B correspondant au ressuyage des microfissures : la décroissance de cette composante de l'écoulement souterrain peut donc être considérée comme exponentielle et de forme :

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

Avec : Q_t = débit de l'émergence à un instant donné t.

Q_0 = débit instantané de la source à un instant t_0.

α = coefficient de tarissement.

t = temps d'observation $(t - t_0)$.

2.- DETERMINATION DU COEFFICIENT DE TARISSEMENT.

Les hydrogrammes que nous présentons sur la planche 21 appellent les commentaires suivants :

- L'Hydrogramme de la Source de Verdus est construit à partir d'un débit instantané Q_0 (34,7 l/s) très proche du débit à l'étiage de l'émergence (32 l/s). Par conséquent, la courbe de décrue tracée par J. VIGIER suggère bien plus un ressuyage des microfissures qu'un écoulement souterrain dû aux deux composantes définies précédemment. C'est pourquoi nous ne tiendrons compte que des écoulements correspondant à la porosité de fissures fines.

- Les hydrogrammes de deux émergences montrent que la vidange par chenaux a été de très courte durée (un jour par la Source du Ladou, trois jours pour l'émergence int. B28) et que les observations n'ont porté que sur une quinzaine de jours : le débit des émergences s'est stabilisé, en effet, à partir de cet instant. Aussi, n'envisagerons-nous, dans ces deux exemples, que les écoulements dus à la microporosité.

- Enfin, l'hydrogramme de la Source de Chapus (SB 6) montre que la décrue affecte uniquement la microporosité des roches (épais manteau de tufs) puisque toute la décrue est de forme exponentielle.

Si l'on suppose qu'il n'y a aucun apport extérieur à la nappe, on peut écrire en première approximation : $Q_t = Q_0 \; e^{-\alpha t}$. Le calcul du coefficient de tarissement α a donné : (système : débit en l/s ; temps en jours).

- Pour la Source de Verdus : $\alpha = 6,1.10^{-3}$
- Pour la Source du Ladou : $\alpha = 2,2.10^{-2}$
- Pour la Source int. B28 : $\alpha = 1,2.10^{-2}$
- Pour la Source de Chapus : $\alpha = 4.10^{-2}$

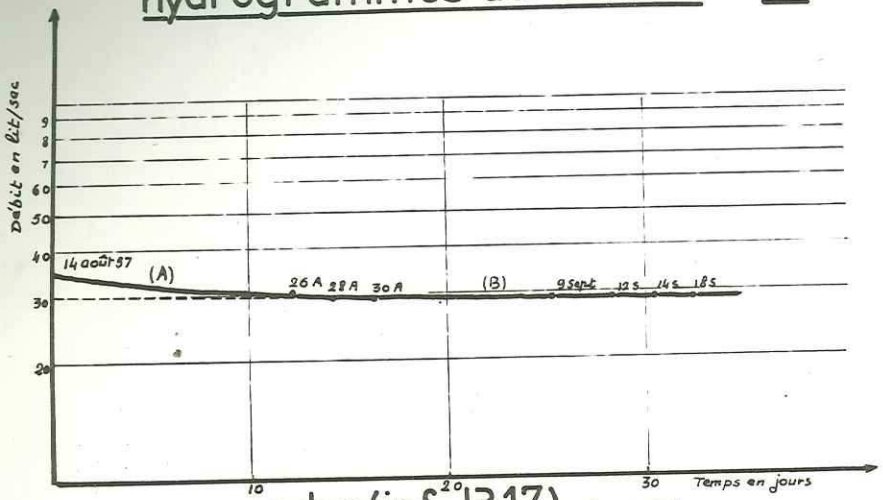
3.- CAPACITE DE RETENTION INITIALE V_0 DES EMERGENCES.

Cette capacité V_0 correspond à la quantité d'eau susceptible d'être écoulée par l'émergence depuis l'instant initial t_0 (débit Q_0 de la source) jusqu'à l'infini. V_0 est donc lié à la valeur de Q_0.

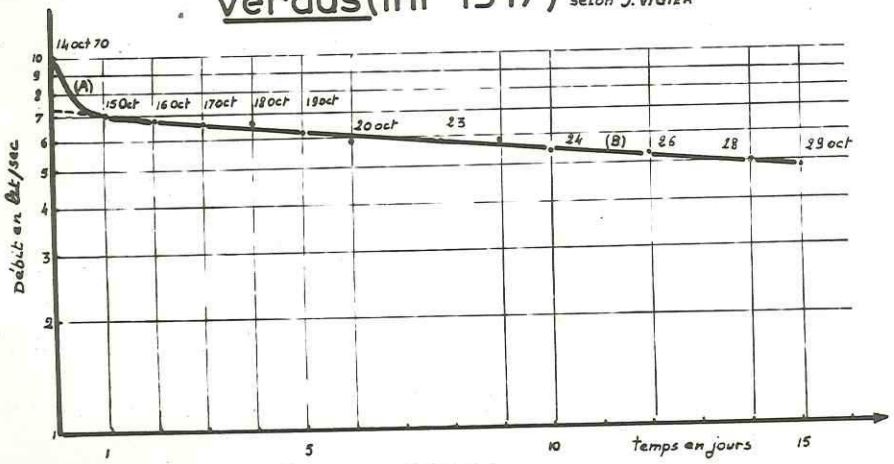
Dans le tableau qui suit, nous avons calculé la capacité de rétention des quatre émergences pour un même débit Q_0 correspondant au plus faible débit instantané observé, soit 4 l/s.

PL 21

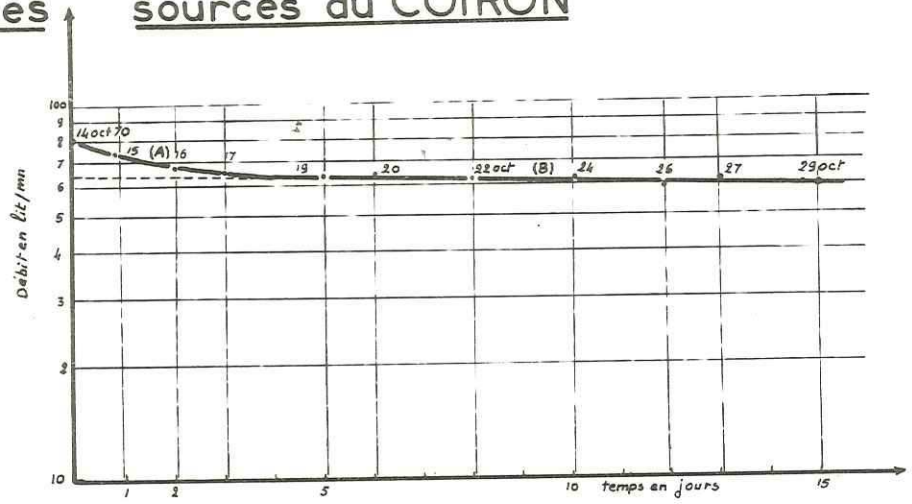
hydrogrammes de décrue de quelques sources du COIRON



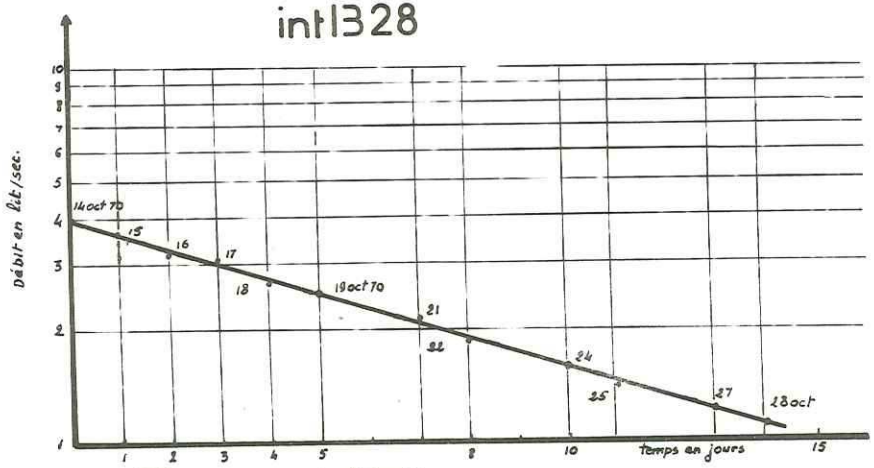
verdus (inf° 1317) selon J. VIGIER



ladou (inf 131)



int 1328



Chapus (s136)

J. Cl. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier

$$V_0 = \int_{t_0}^{\infty} Q dt = Q_0 \int_{t_0}^{\infty} e^{-\alpha t}$$

$$V_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \cdot \left[\frac{1}{e^{\alpha t}} \right]_0^{\infty}$$

Emergences	Coefficient de tarissement (Système l/s - jours)	Capacité de rétention V_0 pour Q_0 = 4 l/s
inf. B17 (Verdus) Exurgence karstique	$6,1.10^{-3}$	$\frac{0,004 \times 86.400}{6,1.10^{-3}} \# 5,6.10^4$ m3
inf. B1 (Ladou) Exurgence karstique	$2,2.10^{-2}$	$\frac{0,004 \times 86.400}{2,2.10^{-2}} \# 1,6.10^4$ m3
S B6 (Chapus) Source sous-basaltique	4.10^{-2}	$\frac{0,004 \times 86.400}{4.10^{-2}} \# 8,6.10^3$ m3
int. B28 Source inter-basaltique	$1,2.10^{-2}$	$\frac{0,004 \times 86.400}{1,2.10^{-2}} \# 2,8.10^4$ m3

On peut ainsi remarquer que :

- L'exutoire karstique de Verdus a la plus forte capacité de rétention (sous estimée puisque nous n'avons considéré que le ressuyage des microfissures), ce qui tendrait à prouver que le réseau hydrologique souterrain dans les calcaires de la face Nord du Coiron est développé et constitue la principale réserve en eau du plateau. Une étude plus approfondie de ce karst, soit par pompage dans l'exurgence, soit par implantation de forage devrait permettre, à notre avis, d'augmenter les ressources en eau de la région.

- L'émergence sous-basaltique de Chapus est l'exutoire d'une nappe contenue dans des tufs nettement moins importante que la nappe karstique de Verdus. Il n'y a, semble-t-il, qu'une réserve limitée sous le massif de Buiarelle et ne présentant qu'un faible intérêt économique.

- L'émergence inter-basaltique (int. B28) draine une nappe superficielle dont l'importance est loin d'être négligeable compte tenu de la faiblesse des réserves en eau sur le plateau (sa capacité de rétention est supérieure à celle de l'exurgence karstique du Ladou). Signalons que cette source a été capté mais qu'elle est inutilisée. Son débit (plus de 1 l/s à l'étiage) et sa faible variabilité (moins de 2) en font cependant une des émergences inter-basaltiques les plus importantes du Coiron.

* *
*

TROISIEME PARTIE

CONCLUSION : ECONOMIE REGIONALE EN RELATION AVEC LES PROBLEMES DE LA RECHERCHE DE L'EAU

-

Excepté les dépressions de Freyssenet - Taverne et de La Prade où l'on rencontre des prairies verdoyantes (nappes superficielles contenues dans les tufs), la partie occidentale du Coiron est recouverte d'herbages pauvres, propices à l'élevage du mouton. La rigueur de l'hiver et l'attrait des agglomérations sous-coironniques sont probablement à l'origine du dépeuplement du Coiron : les hameaux ne dépassent pas une quinzaine d'habitants, les fermes sont isolées et souvent abandonnées.

1.- ECONOMIE DU PLATEAU ET PROBLEMES DE L'ALIMENTATION EN EAU.

Le problème de l'eau devenant parfois crucial en été sur le plateau, le Génie Rural avait entrepris une recherche par forage (nappe de Berzène) qui n'a pas donné les résultats escomptés comme nous l'avons vu. Actuellement, l'alimentation des petites localités est faite à partir d'un captage (Source des Vernes au SW de Rochessauve), mais les difficultés nées de la topographie accidentée et du coût élevé des travaux entrepris (nécessité de traiter les eaux de la Source du Ladou polluées par les infiltrations superficielles) n'ont pas permis l'entière réalisation du projet d'adduction (nous avons porté ces projets de canalisation sur l'esquisse hydrogéologique hors texte).Enfin, nous avons montré que l'extension très limitée des nappes inter-basaltiques ne permet qu'une alimentation locale, souvent précaire (chaque ferme ayant capté une petite émergence au débit à l'étiage souvent inférieur à 0,2 l/s) : nous pensons qu'il n'y a rien à espérer du plateau au point de vue ressource en eau, mise à part la petite nappe contenue dans la dépression de Freyssenet - Taverne.

2.- RECHERCHE DE RESSOURCES EXPLOITABLES EN BORDURE COIRONNIQUE.

Les problèmes hydrologiques risquent de se poser avec la même acuité en bordure coironnique car toutes les grosses émergences ont été captées ; un besoin supplémentaire en eau ne pouvant être satisfait par les seules ressources "naturelles" du Coiron, nous pensons qu'une recherche par forage peut apporter une solution au problème posé éventuellement : l'absence de nappe alluviale autour de Privas éliminant toute prospection dans la vallée, l'étude détaillée du karst dont la Source de Verdus

est l'exutoire nous apparaît comme une orientation possible vers une recherche future de nouvelles ressources en eau. Ce réseau karstique, développé dans une ancienne vallée prééruptive profonde, constitue à notre avis la principale réserve en eau du Coiron. L'implantation d'un forage dans la région serait donc envisageable.

Si les localités du Sud du plateau ont répondu à leurs besoins en eau par le captage d'émergences sous-basaltiques (exemple de Darbres et de Rochessauve), l'étude hydrogéologique détaillée des digitations basaltiques nous a montré que les réserves en eau sont limitées sur la face Sud du plateau et qu'il n'y a, semble-t-il, aucune possibilité d'améliorer l'exploitation des nappes. Une exception sera faite cependant pour la digitation de Serre de Châtillon (NE de Darbres) où nous avons montré qu'une ancienne dépression, comblée en partie par des dépôts volcano-lacustres, peut contenir une nappe sous-basaltique, actuellement inexploitée. Seule, une recherche par forage permettrait d'atteindre cette réserve.

Notons enfin que deux émergences inter-basaltiques (dépression de Masaulan et route Freyssenet - Privas) dont le débit à l'étiage est supérieur à 1 l/s, sont inutilisées. Elles constituent les points d'eau les plus importants sur le plateau bien que leur situation topographique pose un problème difficile à résoudre quant à leur captage et à leur utilisation.

3.- CONCLUSION : BILAN HYDROLOGIQUE DU COIRON OCCIDENTAL.

En conclusion de cette étude, la partie occidentale du plateau du Coiron n'apparaît pas être le siège d'une réserve en eau exploitable dans son ensemble : la superposition d'unités hydrogéologiques indépendantes les unes des autres et l'indépendance relative des massifs ou digitations de bordure par rapport à la masse du plateau montrent bien la complexité hydrologique du Coiron. Celle-ci est mise en évidence par la multiplicité de nappes à extension souvent limitée.

Le caractère épidermique de la karstification affectant les calcaires du sous-bassement coironnique, la présence d'interlits argileux dans les assises de tufs inter ou sous-basaltiques limitant l'épaisseur de l'aquifère et la rapidité de circulation des eaux dans les fissures du basalte sont apparemment des facteurs peu propices à l'établissement de nappes importantes. Cependant, l'absence de points d'observations autres que les émergences ne nous a pas permis de confirmer entièrement ces dernières conclusions.

* *
*

BIBLIOGRAPHIE

AUBERT (G.) (1954).- Les sols latéritiques.- C.R. du 6ème Congrès de la Sc. du sol, Léopoldville, t. I, pp. 103-118.

AVIAS (J.) (1968).- Le karst en France.- C.E.R.H. Montpellier, 64 p., 2 tableaux, 17 figures.

BACCONIER (L.) (1924).- Le Coiron.- Rev. de Géologie Alpine, t. XII, pp. 247-332, 14 fig., 5 planches.

BARBIER (G.) et CHABANNES (J.) (1948).- Rôle des cations échangeables dans l'adsorption d'anions pour les argiles-(C.R. Ac. Sc. 266, pp. 1036-1038).

" " (1948).- Relation entre l'adsorption d'anions par les argiles et leur floculation (C.R. Ac. Sc. 222, pp. 1036-1038).

BAULIG (H.) (1895).- Le plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne.-Librairie A. Colin, Paris, 592 p., 6 fig., 33 photos., 11 planches.

BIROT (P.) (1969).- Influence du climat sur la sédimentation continentale.- (C.R. Sém. de Rech. Inst. Géogr. Paris, Centre de Documentation Universitaire, 5, place de la Sorbonne, Paris (Vème) - Les cours en Sorbonne).

BOULAY (N.) (1895).- Notice sur la constitution géologique des environs de Privas-(extr. Rev. Hist. Arch. Litt. et Pitt. du Vivarais, in - 8ème, 25 p., 4 fig. 1 pl.).

BOULE (M.) (1892).- Description géologique du Velay.- (B.S.G.F. nº 28, t. 4), 260 p., 70 fig.

CAILLEUX (A.) et TAYLOR (G.) (1954).- Cryopédologie.- Etude des sols gelés - Ed. Hermann et Cie, Paris (Actualités Sc. ind. 1203), 218 p.

Den BOHER (J.C.) (1957).- Etude géologique et paléomagnétique des montagnes du Coiron (Meded van het Miner. - Geol. Inst. der Rijksuniversiteit te Utrecht, nº 1), 63 p., 2 cartes, 27 fig., 19 photos.

DENIZOT (G.) (1952).- Le Pliocène dans la Vallée du Rhône.- (Rev. Géogr. Lyon, vol. 27, nº 4, pp. 327-357, 9 fig.).

DROGUE (C.) (1963).- Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques - Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures.- (Ext. An. de Spéléo., t. XVIII, fasc. 4, pp. 415-420).

" (1963).- Méthode de détermination de la capacité de rétention par fissures et microporosité des massifs karstiques à partir des variations saisonnières des données hydrométriques.- (C.R. Acad. Sc., t. 256, pp. 5377-5379).

FOURMARIER (P.) (1939).- Hydrogéologie - Introduction à l'étude des eaux destinées à l'alimentation humaine et à l'industrie.- (Ed. Masson et Cie, Paris, 284 p.).

GOGUEL (J.) (1938).- Quelques observations sur la faille des Cévennes.- (B.S.C.G.F., t. 39, nº 197, C.R. Collab., Camp, 1937, pp. 164-170).

GRANGEON (P.) et JODOT (P.) (1954).- Nature et âge des alluvions sous les basaltes du Coiron.- (C.R.A.S., t. 238, pp. 2101-2103).

GRANGEON (P.) (1955).- Nature et origine des brèches volcaniques du Ranc, près de Rochessauve, Ardèche.- (C.R. S.G.F., nº 11-12, pp. 233-237).

" (1955).- Tectonique post-pliocène du Massif du Coiron et de ses abords immédiats.- (C.R. A.S., t. 241, pp. 1803-1805).

GRANGEON (P.) et MICHEL (R.) (1957).- Bombes volcaniques intraformation dans les pépérites de la montagne d'Andance, Massif du Coiron, Ardèche.- (C.R. A.S., t. 244, pp. 2627-2629).

GRANGEON (P.) (1958).- Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du Massif du Coiron, Ardèche.- 301 p., 43 pl. texte, 7 fig. texte, 1 carte hors texte, 7 pl. hors texte (Mém. Soc. Hist. Nat. d'Auvergne, nº 6).

" (1959).- Sur une couche d'altération climatique miocène de la région du Coiron, Ardèche.- (C.R. A.S., t. 248, pp. 1370-1372).

GRANGEON (P.) (1960).- Contribution à l'étude des terrains tertiaires, de la tectonique et du volcanisme du Massif du Coiron.- (Ext. Tr. du Labo. de Géol. de la Fac. Sc. de Grenoble, t. 36, 284 p., 20 photos, 20 fig.).

JEREMINE (E.) (1927).- Laves et filons du Bas-Vivarais.- (Bull. volcanologique nº 11-12, pp. 93-108).

MAIGNIEN (R.) (1969).- Manuel de prospection pédologique.- O.R.S.T.O.M. Cahier nº 11 (Service de Documentation de l'O.R.S.T.O.M., 70-74, route d'Aulnay, 93 - Bondy).

MILLOT (G.) (1964).- Géologie des argiles.- (Ed. Masson et Cie, Paris, 499 p.).

MOINEREAU (J.) (1966).- Etude des sols et des paléosols du Bas-Vivarais.- (Thèse 3ème cycle, Géodyn. ext. et Pédologie, 164 p., Fac. Sc. Univ. Paris).

ROMAN (F.) et GOGUEL (J.) (1946).- Les failles des environs de Privas.- (C.R. S.G.F. nº 1-2, pp. 14-16).

ROMAN (F.) (1950).- Le Bas-Vivarais.- (Act. Sc. et ind. nº 1090, Ed. Hermann et Cie, Paris, 150 p., 35 fig.).

RUELLAN (A.) et DELETANG (J.) (1967).- Les phénomènes d'échange de cations et d'anions dans les sols.- (O.R.S.T.O.M. Cahier nº 5 d'Initiation et Documentation Tectinique, 93 - Bondy).

SEGALEN (A.) (1957).- Etude des sols dérivés des roches volcaniques basiques à Madagascar.- (Thèse Doct.-ès-Sc. Nat. Mém. Inst. Sc. de Madagascar, 182 p.).

TORCAPEL (A.) (1882).- Le plateau des Coirons (Ardèche) et ses alluvions sous-basaltiques.- (Bull. Soc. Géol. France pp. 406-421, 2 fig.).

TURC (L.) (1961).- Evaluation des besoins en eau d'irrigation, Evapotranspiration potentielle.- (Ann. Agron. nº 12, pp. 13-49).

YAZDI (R.) (1965).- Contribution à l'étude de la province métallifère vivaroise.- (Thèse Doct.-ès-Sc. Nat. Mém. Fac. Sc. Montpellier, 565 p.).

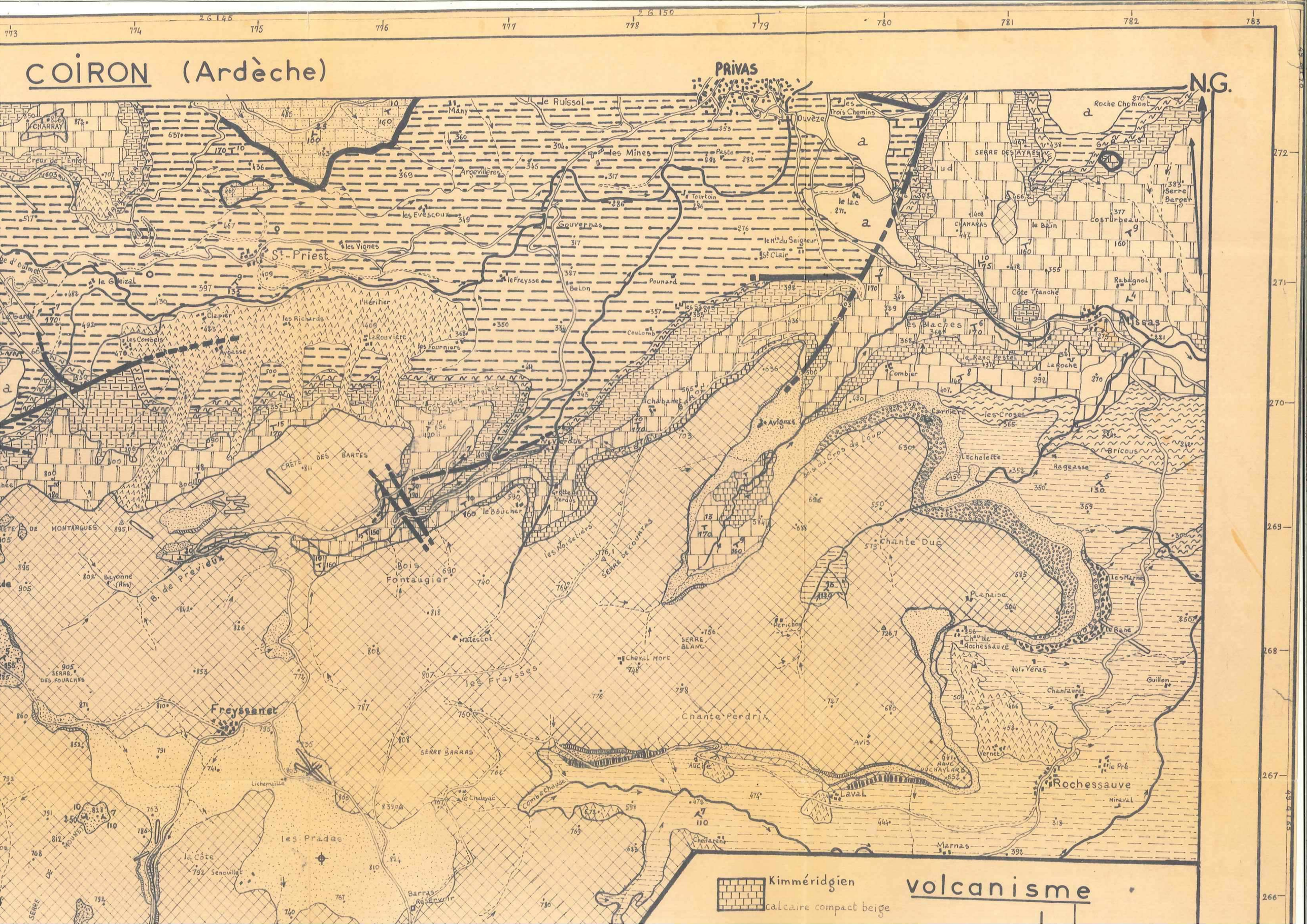
-

ORGANISME CONSULTE

- Génie Rural de Privas (Ardèche).

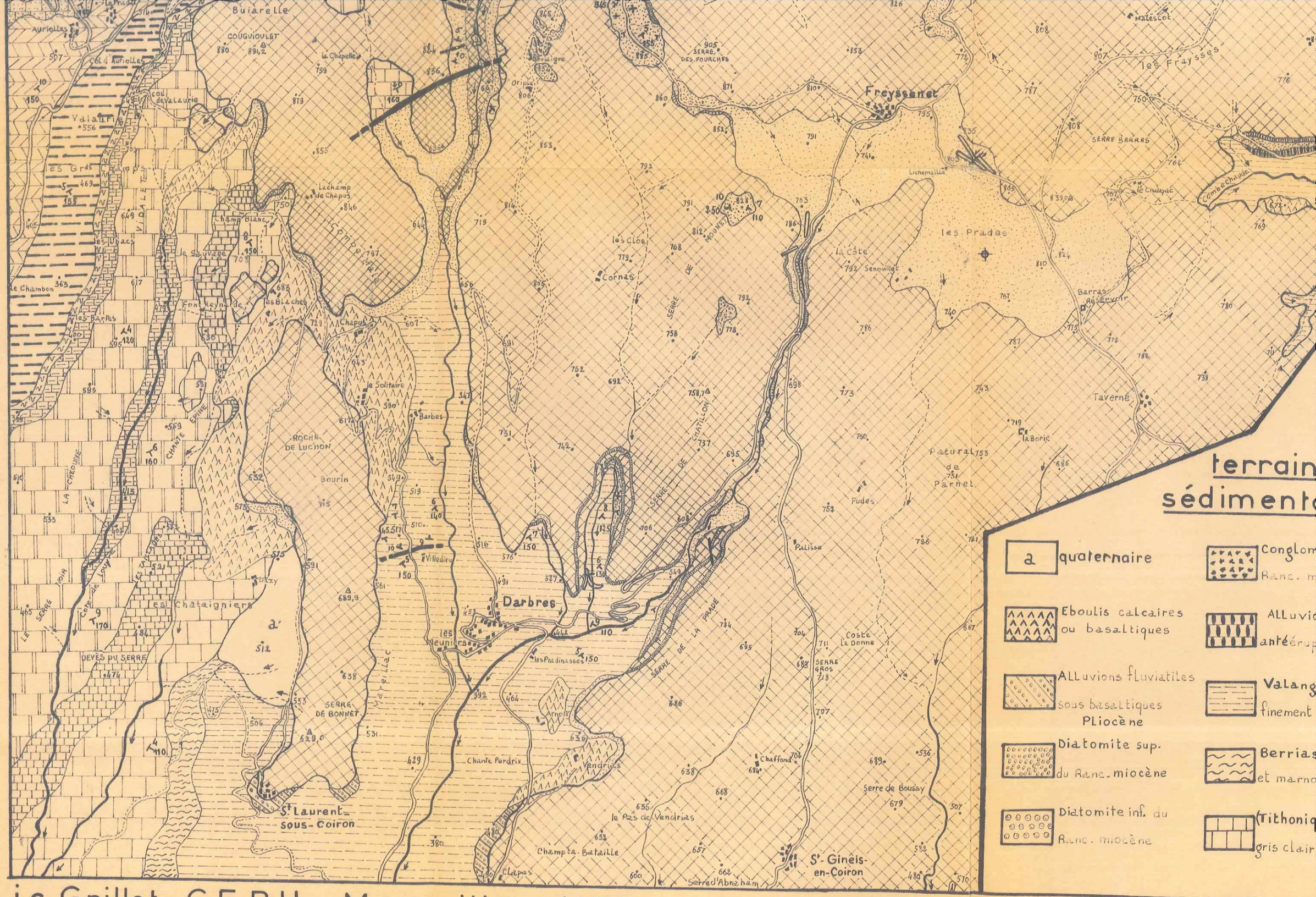
050 032279 9

COIRON (Ardèche)



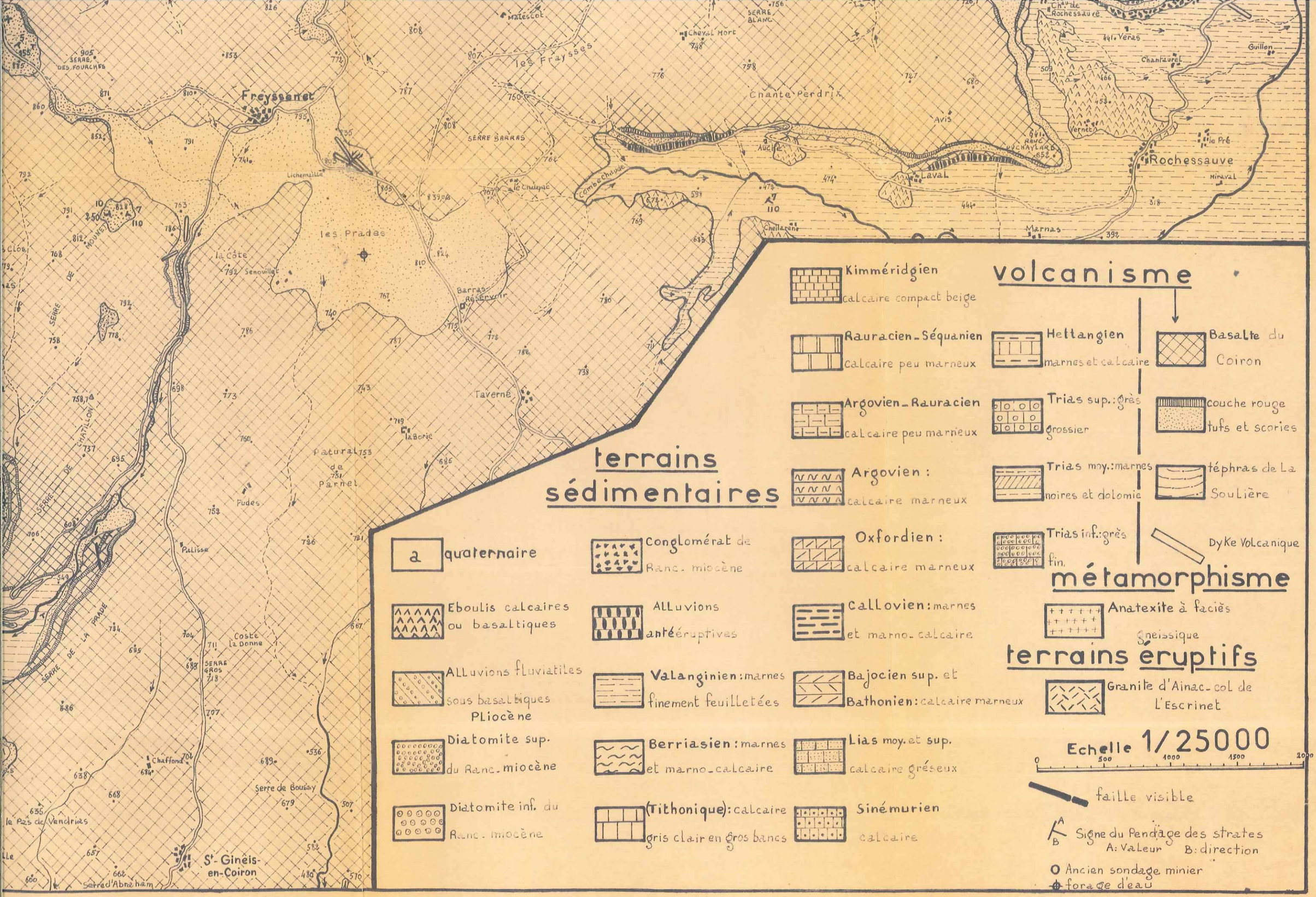
GÉOLOGIE DU PLATEAU DU COIRON (Ardèche)

(PARTIE N.W)



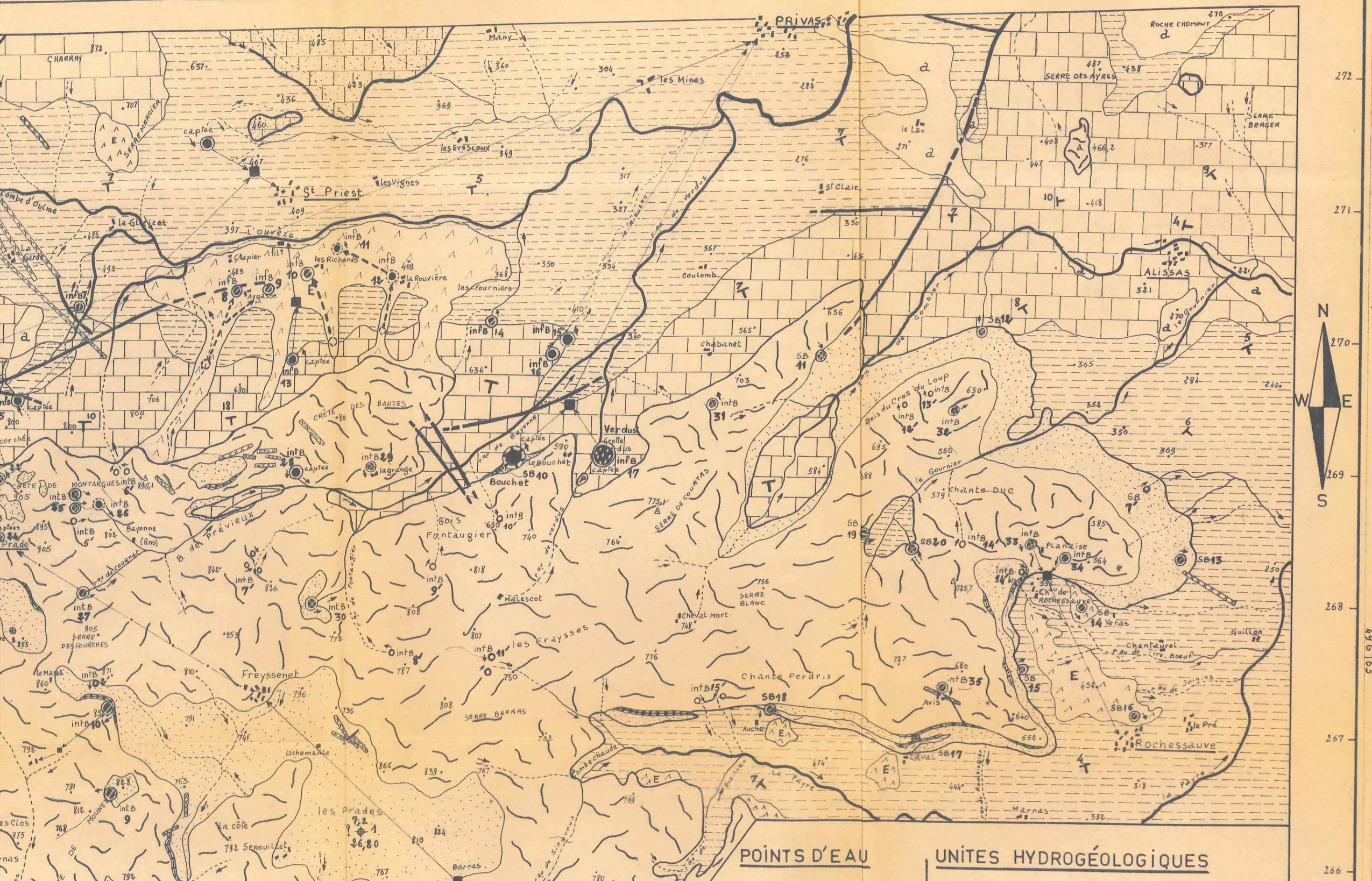
j.c. Grillot_ C.E.R.H._ Montpellier_ 1971

fond topographique d



fond topographique au 1/25000 Privas nos 5-6 et 7-8

LOGIQUE DU PLATEAU DU COIRON (partie occidentale)

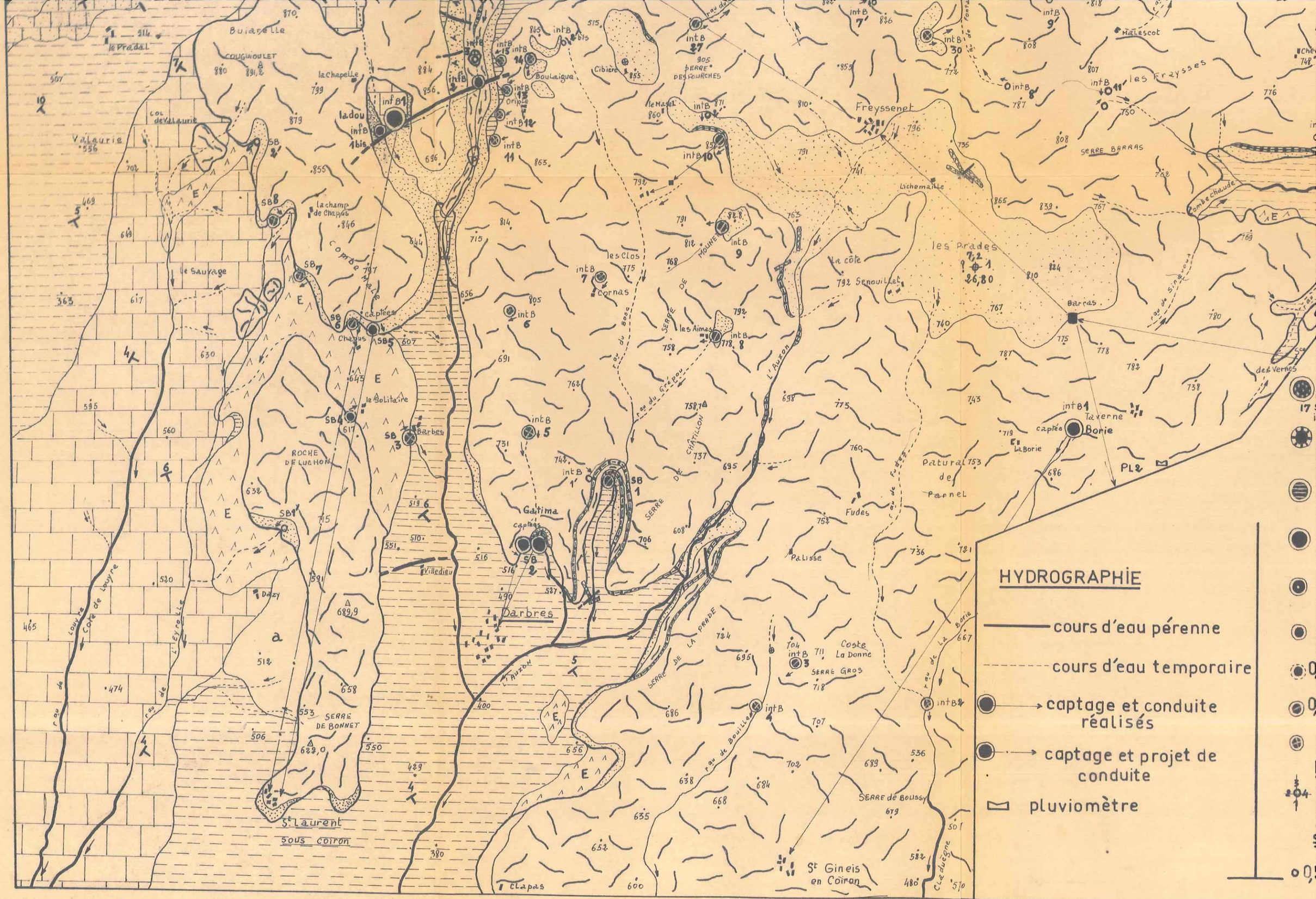


POINTS D'EAU

UNITES HYDROGÉOLOGIQUES

ANATEXITE ET GRANITE

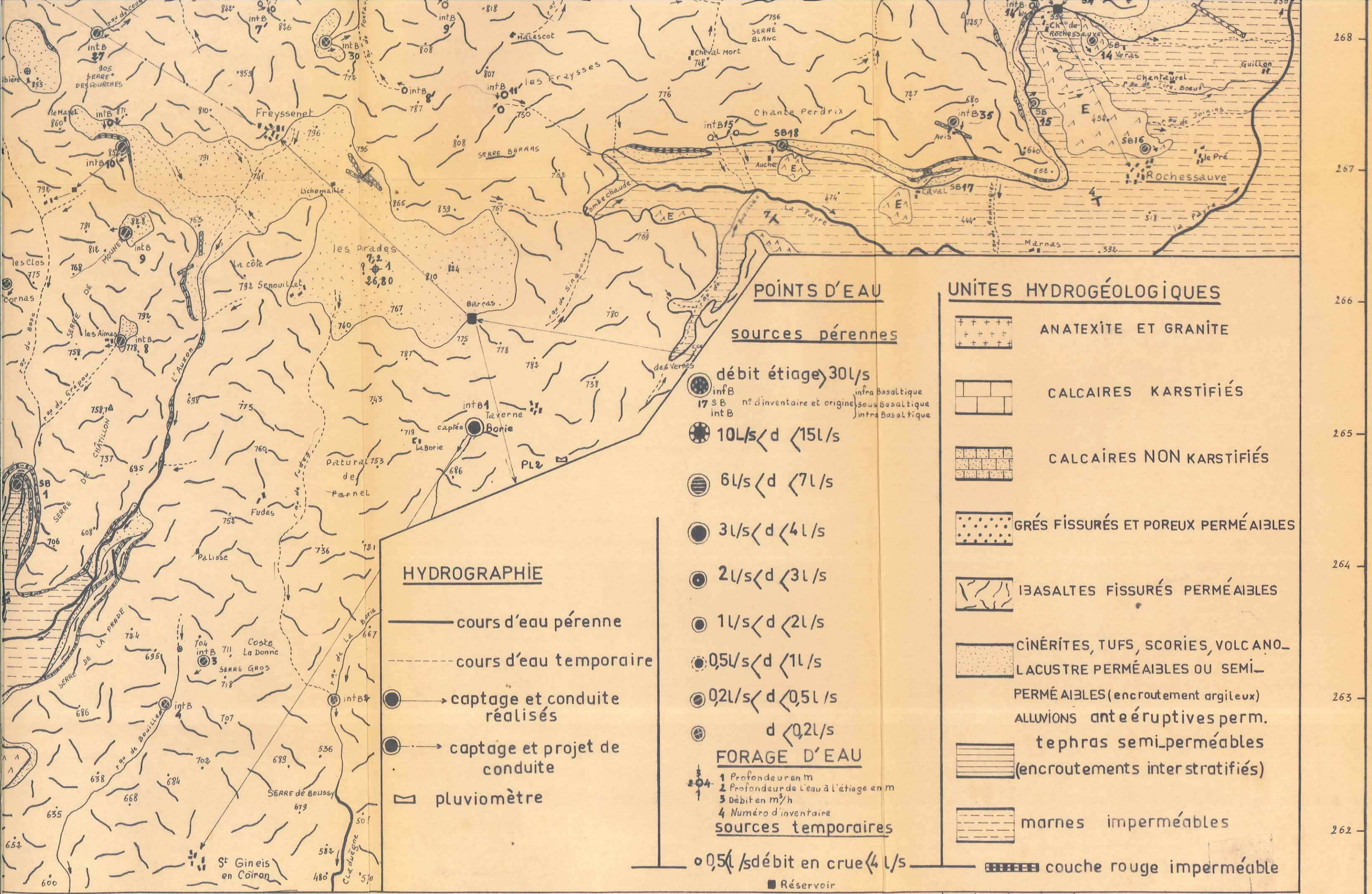
CARTE HYDROGÉOLOGIQUE DU PLATEAU DU COIRC



J. CL. GRILLOT C.E.R.H. Montpellier 1971

FOND TOPOGRAPHIOUE AU 1/25000

PR



FOND TOPOGRAPHIQUE AU 1/25000

PRIVAS n° 5-6 ET 7-8 p.p.