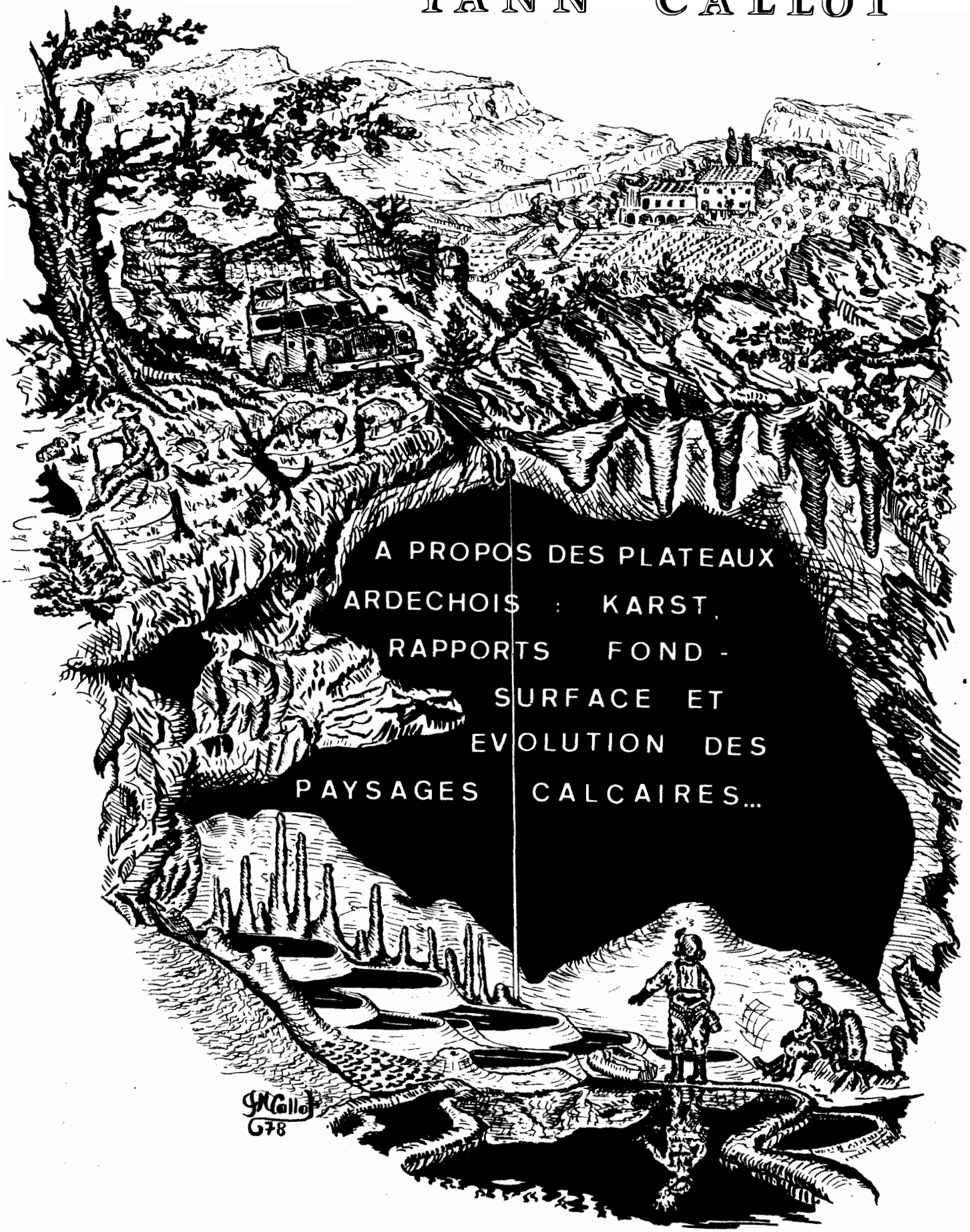
YANN CALLOT


A PROPOS DES PLATEAUX
ARDECHOIS : KARST,
RAPPORTS FOND -
SURFACE ET
EVOLUTION DES
PAYSAGES CALCAIRES...
YCallot
78

3 février 1979

13, impasse Le Roux
29000 QUIMPER
Tél. (98) 90.02.37

150

UNIVERSITE DE REIMS

U.E.R. LETTRES ET SCIENCES HUMAINES
LABORATOIRE DE GEOGRAPHIE PHYSIQUE ZONALE ET D'ETUDE
DES PAYSAGES EN ROCHES SEDIMENTAIRES

THESE

présentée à l'Université de Reims
pour obtenir le grade de Docteur de 3ème Cycle
Option : GEOGRAPHIE PHYSIQUE

A PROPOS DES PLATEAUX ARDECHOIS : KARST, RAPPORTS FOND-SURFACE ET EVOLUTION DES PAYSAGES CALCAIRES OU EN ROCHE PERMEABLE COHERENTE ESSAI SUR LES PARAMETRES INFLUANT DANS LA FORMATION DES PAYSAGES CALCAIRES OU EN ROCHE PERMEABLE COHERENTE

Par

Yann CALLOT

Jury : M. J. NICOD Président
Mme M. MAINGUET
M.G. COUVREUR

A Monsieur L. HESPEL, professeur de Géographie en classes préparatoires, qui m'a fait découvrir l'interêt de la géomorphologie.

Et à toute la famille BORIE, du Mas de La Rochette, pour son acceuil et ses merveilleuses qualités de coeur et d'esprit, qui montrent que les "gens" d'Ardèche sont aussi remarquables que le pays qu'ils habitent.

REMERCIEMENTS

A l'issue de ce travail, nous voudrions remercier tous ceux qui nous ont aidé dans la réalisation de cette thèse :

Madame le Professeur Monique Mainguet, notre directeur de recherche, qui a accepté ce sujet si particulier et nous a toujours conseillé et aidé dans notre travail.

Notre frère et notre belle-soeur, qui nous ont tant de fois accompagné sur le terrain et n'ont jamais cessé de nous soutenir au fil des ans.

Monsieur et Madame Jean Borie et leurs enfants, qui nous ont tant de fois acceuilli en Ardèche.

Danièle et Michel Chabaud, de Saint-Ambroix, dans le Gard, grands spéléologues et grands amis. Ils nous ont fait découvrir bien des beautés cachées, souterraines surtout, des plateaux ardéchois, et nous ont accompagné lors de nos longues études de cavités.

Monsieur L. Hespel, qui nous a prodigué sans limite amitié et conseils, et a bien voulu corriger nos textes.

Jean-Claude Lachaud, du Centre géologique et géophysique du C.N.R.S., qui a bien voulu effectuer avec nous une campagne de prospection électrique sur les plateaux ardéchois, et Michèle Brion, qui l'a aidé à traiter et interpréter les résultats.

Marie-Annick Allary et Martine Olivieri, qui ont corrigé nos épreuves.

Nous sommes tout particulièrement reconnaissant à Monsieur le Professeur Jean Nicod, qui a bien voulu présider notre jury de soutenance, et à Monsieur le Professeur Gérard Couvreur, qui a accepté de faire partie de ce jury.

Nous voudrions aussi exprimer notre gratitude à tous les spéléologues, connus et parfois inconnus, qui nous ont aidé, ou renseigné, dans l'étude des cavités ardéchoises, et à tous les Ardéchois, cultivateurs surtout, rencontrés au hasard du terrain, et toujours acceuillants et dispos à renseigner.

Enfin, nous voudrions exprimer toute notre reconnaissance à nos parents, notre soeur, notre beau-frère, à tous ceux qui, famille, amis, nous ont apporté leur soutient dans les graves difficultés qui sont venues interrompre notre recherche. Sans eux, cette thèse n'aurait pas vu le jour.

"Aucune peinture autant que la peinture chinoise - et particulièrement celle des paysagistes de l'époque Song - n'a été hantée par le thème pourtant restreint de la barque solitaire qui remonte une gorge boisée. Le charme toujours vif qui s'attache à une telle image tient sans doute au contraste entre l'idée d'escalade, ou en tout cas d'effort physique rude et de cheminement pénible, qu'évoque la raideur des versants, et la planitude, la facilité irréelle du chemin d'eau qui se glisse indéfiniment entre les à-pics : le sentiment de jubilation qui naît, dans l'esprit du rêveur, de la solution incroyablement facile des contradictions propres au rêve, s'ancre ici concrètement dans la réalité. Les branches des arbres haut perchés sous lesquels on glisse, les branches du pin ami des rochers qui se penchent anguleuses au-dessus de l'eau dans les lavis chinois, accentuent le sentiment d'ivresse calme, et peuvent d'un moment à l'autre faire succéder au caprice d'un ruban d'eau cerné de précipices l'intimité protégée, la fuite attirante des voûtes d'arbres qui couvrent en berceau un canal courant droit jusqu'à l'horizon. On s'abandonne les yeux fermés à l'eau qui, inépuisablement, ouvre les chemins ; nulle excursion n'est plus envoûtante que celle où le bien-être inhérent à tout voyage au fil de l'eau se double de la sécurité magique qui s'attache au fil d'Ariane. Ainsi, pendant de longues minutes, la barque progresse dans le silence glauque ; en même temps que le soleil, les falaises arrêtent jusqu'au moindre souffle d'air.

/.../ Ce silence, un doigt sur les lèvres, debout et immobile, et matérialisé à demi au creux de ces étroits, pleins de présence païenne, c'est vraiment le GENIE DU LIEU qui l'impose."

JULIEN GRACQ "Les eaux étroites", 1976

Permanence des paysages calcaires dans le temps, l'espace

.... et l'imaginaire.

A PROPOS DES PLATEAUX ARDECHOIS :

KARST, RAPPORTS FOND-SURFACE ET EVOLUTION DES PAYSAGES CALCAIRES EN ROCHE PERMEABLE COHERENTE

ESSAI SUR LES PARAMETRES INFLUANT DANS LA FORMATION DES PAYSAGES CALCAIRES OU EN ROCHE PERMEABLE COHERENTE.

0 - INTRODUCTION

-:-:-:-:-:-:-:-:-

0. 1 - LE PAYSAGE CALCAIRE.

S'il est un sujet qui intéresse depuis longtemps les géographes, et les naturalistes en général, c'est bien certainement le "KARST". Son aspect anarchique si on le compare aux modelés des autres roches - modelés essentiellement commandés par les formes de circulation des eaux superficielles que constituent les vallées - attire l'attention du géographe surpris de n'y point retrouver les lois naturelles qu'il observe généralement.

Depuis le début du siècle, de nombreux ouvrages ont été consacrés à toutes les formes qu'implique la présence de calcaire dans un paysage. En dehors des travaux de biospéologie qui ne sont pas de notre domaine, ces ouvrages peuvent être regroupés en deux rubriques : d'une part les travaux rendant compte de recherches spéléologiques proprement dites, fort nombreux, qui ont débuté en France par les oeuvres de Martel, et en premier lieu "Les Abîmes" (Paris, 1894) leur publication ne s'est jamais interrompue depuis cette période ; les auteurs appartiennent à toutes les disciplines, parfois fort éloignées des sciences de la terre, aussi la qualité de ces publications est-t-elle irrégulière (1). D'autre part, des ouvrages de karstologie proprement dite, écrits pour l'essentiel par des géomorphologues et des géologues, qui ont beaucoup étudié les phénomènes karstiques de surface en délaissant les formes souterraines, en suivant la voie ouverte par la thèse de G. CHABOT, 1927, sur "Les plateaux du Jura Central". Depuis quelques années cette tendance se renverse et des ouvrages de

---

(1) Cette variété a d'autre part entraîné l'utilisation d'un vocabulaire "spécialisé" mais hétéroclite, que l'on trouvera au glossaire à la fin de cet ouvrage.

spéléogénèse sont venus compléter notre connaissance karstologique (thèse de Ph. Renault, 1967-68, ouvrages de B. Gèze).

Si ces études ont beaucoup apporté à la connaissance des phénomènes karstiques, elles n'ont pas mis suffisamment en valeur le PAYSAGE CALCAIRE, que l'on pourrait définir comme un paysage où la lithologie entraîne, comme pour d'autres roches, l'apparition d'un modelé particulier, dominé par les phénomènes karstiques, mais où bien d'autres phénomènes, climatiques, hydrologiques, biogéographiques, se trouvent modifiés par cette lithologie pour aboutir à un paysage original généralement caractérisé par l'absence d'écoulements superficiels.

L'originalité de ce paysage étudié en Ardèche sera l'objet de cette étude. En effet son objet sera la recherche de certains paramètres commandant l'évolution de ce paysage, que ce soit dans ses aspects souterrains ou dans ses aspects de surface. Les deux aspects seront envisagés car même si le paysage intéressant le géographe en premier lieu pouvait être limité au paysage de surface (1), le paysage de surface dépend pour une telle part des phénomènes souterrains qu'il est absolument nécessaire de les étudier.

La référence précise à des paysages donnés a été centrée sur les plateaux ardéchois parce qu'ils se composent de plusieurs types de karsts dans des conditions climatiques et paléo-climatiques identiques. Cette limitation de certaines données n'est pas une contrainte, mais au contraire une aide, car elle permet de mieux préciser l'importance d'autres paramètres, comme la lithologie, la fracturation ou l'épaisseur relative (voir infra). Or, dans les paysages calcaires, comme dans tous les autres, c'est la multiplicité de ces paramètres qui rend leur interprétation difficile. Aussi restreindre le rôle de certains d'entre eux, voir quelles sont les modifications d'un paysage lorsqu'ils restent constants, permet de comprendre l'importance des paramètres restants, et de remettre en question l'importance de certains de ces "facteurs constants" qui ont pu être surestimés.

---

(1) Les formes souterraines appartiennent encore à la zone qui est l'objet d'étude de la géomorphologie, d'après J. Tricart (1965, p.18), qui la définit comme une "surface de contact qui sépare /.../ la lithosphère et les enveloppes liquides et solides qui l'entourent". De plus, même si l'on introduit dans la définition de la zone à étudier par la géomorphologie la notion d'oekoumène, c'est-à-dire de secteur d'activité de l'homme, les formes souterraines ont de nos jours une importance telle dans la mise en valeur des régions calcaires, surtout dans l'hydrologie, qu'il n'est pas possible de les délaisser.

Les variables agissant sur le paysage sont si nombreuses que leur importance respective est quasi-impossible à déterminer. Aussi ce paysage peut-il être assimilé à une fonction f (P) qui serait la résultante de multiples paramètres influant les uns sur les autres :

$$f(P) = f(a, b, c, d, e)$$

où a, b, c, d, e sont les différents facteurs, essentiellement géologiques, géomorphologiques et climatiques contribuant à la formation du paysage. Mais dans une telle fonction on connaît beaucoup plus les relations liant a à b, par exemple, que l'importance véritable de a ou de b. Aussi nous limiterons-nous à une recherche des différentes variables, que nous signalerons lors de leur mise en valeur dans une forme, qu'elle soit superficielle ou souterraine, et, si nous ne pouvons les quantifier (1) au moins tenterons-nous de mettre en valeur leur rôle, qu'il soit important, ou au contraire mineur ou local.

Quelques facteurs seront délaissés dans cette étude parce que leur nombre ne permet pas de tous les envisager. Notamment, à quelques exceptions près, seules les formes "pures" seront envisagées : dans le Crétacé ne sera pas abordé le modelé des calcaires marneux qui recouvrent de grandes surfaces au nord des plateaux entourant les gorges de l'Ardèche ; ces calcaires forment un paysage bâtard où se mêlent modelé karstique et modelé non karstique. Par contre, la partie occidentale, jurassique et triasique des plateaux ardéchois, sera étudiée dans ses formes karstiques en roche impure parce qu'y apparaissent des formes particulièrement remarquables.

L'autre but sera une recherche des relations unissant le modelé superficiel, et même, à une échelle plus importante, le relief, avec le modelé souterrain et tout ce que sa présence implique dans les circulations hydrologiques. Aussi, même si des nécessités de construction claire de ce travail nous ont amené à étudier séparément les deux types de formes, cette notion est restée en permanence à notre esprit durant nos recherches et les conséquences des intéractions fond-surface ou surface-fond termineront notre étude.

A une échelle plus générale, les plateaux calcaires ardèchois ont été choisis parce qu'ils se trouvent dans une région frontière entre les influences climatiques méditerranéennes, que l'on limite souvent aux plateaux du Coiron,

---

(1) Une telle quantification n'est pas impossible, mais nécessiterait des mesures en continu des données matériellement irréalisables dans le cadre de l'étude.

et les influences plus continentales de la partie septentrionale du sillon rhodanien. La figure 1 montre la position du secteur étudié par rapport à la vallée du Rhône et au Massif Central, à moins de 100 Km à vol d'oiseau de la Méditerranée, et adossée aux Cévennes.

0. 2 - DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE (Fig. 2)

Les paysages en roche perméable (1) de l'Ardèche peuvent être définis comme un ensemble de secteurs non drainés, si ce n'est par quelques rivières allogènes qu'ils dominent, secteurs calcaires pour l'essentiel où les phénomènes karstiques jouent un grand rôle dans l'élaboration des paysages, mais ne sont qu'une classe parmi les phénomènes qu'implique la perméabilité.

Dans une telle définition, le terme "Ardèche" n'est pas employé dans son sens administratif de département, ni dans sa définition hydrologique de rivière Ardèche, mais dans une acception géographique de secteurs centrés autour de la Basse-Ardèche et de ses affluents, même s'il existe quelques aires (région de Saint-André-de-Cruzières) qui sont drainées par d'autres rivières, comme la Cèze ou ses affluents. La région considérée possède certains caractères différents de ceux des régions environnantes que nous allons examiner dans les lignes qui suivent.

Lorsque l'on cherche à délimiter avec précision une aire d'étude dans ces plateaux ardéchois, il n'apparaît pas de difficultés dans la localisation de ses marges occidentales et orientales. En effet les formes étudiées correspondent à un étagement d'est en ouest allant de la vallée du Rhône aux Cévennes cristallines dont ils constituent un piémont original. Aussi la retombée des plateaux sur la vallée donne-t-elle une limite précise. A l'ouest, les déterminations des marges sont un peu plus difficiles ; en règle générale, nous nous limiterons à la retombée occidentale des plateaux du Jurassique supérieur, limite nette entre la Chapelle-sous-Aubenas et Les Vans, passant par La Croisette, Joyeuse, Lablachère et Les Assions. Plus au sud, cette limite passe par Banne, Saint-Paul-le-Jeune et Courry. Par contre, dans la région des Vans, la limite est plus imprécise et des lambeaux de plateau calcaire, au moins dans la topographie, passent sans solution de continuité au socle prétriasique. Le passage s'effectue par faille à rejet important suivant un large

(1) Nous ne rajoutons plus le terme roche "cohérente" mais il reste sous-entendu.

arc de cercle allant de Banne à 1 Km à l'ouest de Naves.

A l'ouest de cette ligne, se trouve un des étages de l' "escalier" cévenol correspondant aux collines triasiques. Bien qu'il se trouve en marge de l'aire classique des paysages calcaires, nous aurons à en rendre compte car il présente certaines convergences de forme avec ces paysages. Mais, à une exception près, il ne s'agira que de la partie méridionale de ces affleurements, entre Baume et Chassezac.

Les limites nord et sud des régions étudiées sont plus complexes, car il n'apparaît pas de tels étagements. Au nord, apparaît une opposition entre les plateaux crétacés à faciès urgonien et les collines du même étage à faciès marno-calcaire, limite suivant approximativement une ligne Vallon-Pont-d'Arc - Viviers. Plus à l'ouest l'Ardèche, puis la Ligne, ont servi de séparation, délaissant les plateaux jurassiques situés plus au nord en une bande étroite.

Au sud, d'ouest en est, la retombée des plateaux jurassiques de Saint-André-de-Cruzières sur la Cèze et le fossé oligocène de Barjac est géologiquement et topographiquement nette. Mais entre Barjac et l'Ardèche, la marge entre les paysages calcaires ardèchois et les aires mériodionales est plus difficile à déterminer : on peut se limiter à la coupure topographique de la Cèze, mais cela amène à inclure à l'étude une aire de collines crétacées et tertiaires en calcaires tendres ou en roches non calcaires sans caractères karstiques. Aussi faut-il introduire une limite géologique, correspondant par ailleurs à une différence marquée de paysage ; cette limite est celle des affleurements oligocènes recouvrant l'Urgonien. Partant de Barjac, elle suit une ligne presque rectiligne passant par Orgnac-l'Aven, Le Garn, Laval-St-Roman et Saint-Julien-de-Peyrolas ; au sud les phénomènes karstiques disparaissent presque totalement sous le Miocène malgré la présence d'Urgonien sous-jacent qui réapparaît à proximité de la Cèze dans la région de Montclus.

O. 3 - LES DIFFERENTS TYPES DE PAYSAGES.

Les régions délimitées précédemment représentent une aire de 50 Km d'est en ouest et de 20 à 25 km du nord au sud. Dans une aussi vaste superficie, les paysages sont variés selon un découpage méridien correspondant aux différents étagements du relief descendant du Massif Central vers la vallée du Rhône. Si l'on part de cette dernière, il apparaît trois paysages distincts en roche perméable :

0. 3. 1 - Les plateaux du Rhône crétacés à faciès urgonien forment la première unité, la plus massive, limitée au sud par les affleurements oligocènes de Saint-Julien à Barjac, au nord par la transition avec les calcaires marneux, à l'ouest par le fossé de Barjac et sa prolongation jusqu'à Vallon-Pont-d'Arc par l'aire tectonisée à topographie confuse allant de Vagnas vers Salavas. Un autre affleurement urgonien isolé forme la partie sommitale de la Montagne de la Serre au sud-ouest de Vallon-Pont-d'Arc, mais il ne détermine pas de formes karstiques remarquables connues si ce n'est la résurgence de Font-Vive à 2 Km au sud de Grospierre.

Le plateau du Rhône est traversé de part en part, du nord-ouest au sud-est, par les Gorges de l'Ardèche qui l'entaillent sur une profondeur de 200 à 300 m selon les secteurs. Excepté ces gorges, il constitue un ensemble massif, parcouru par quelques vallées sèches à sa périphérie et à proximité des Gorges, mais constitué ailleurs par des surfaces planes sur lesquelles la garrigue rend impossible l'observation (Bois de Ronze, plateau de Bidon, tout le plateau à l'est de la dépression de Saint-Remèze).

Si l'on cherche à définir succintement le plateau du Rhône, il serait presque nécessaire d'en établir une définition négative : les formes souterraines, non visibles à l'examen d'ensemble du paysage, sont nombreuses. Par contre les formes de surface karstiques sont extrêmement rares dans un paysage cependant calcaire par sa lithologie et par l'absolue absence d'écoulement qui y règne. Les dolines se réduisent à quelques cas mineurs, les lapiés sont rares, les poljés inexistants. Cette pauvreté de formes se retrouvera tout au long de cette étude et les plateaux crétacés se trouvent ainsi étudiés "négativement" en cherchant à expliquer non pas les formes mais leur absence, ainsi que celle de dépôt corrélatifs, notamment dans le quaternaire.

0. 3. 2 - Les plateaux de piémont jurassiques sont à l'opposé des aires crétacées. Ici, point d'unité massive, mais une succession de petites unités indépendantes et assez dissemblables, avec un facteur commun permettant de toutes les relier : le développement remarquable des phénomènes karstiques de surface, lapiés et dolines notamment. La lithologie est par contre beaucoup plus variable que dans l'Urgonien (voir infra le chapitre sur la géologie stratigraphique) : Les couches affectées par la karstification sont en général moins épaisses que dans les plateaux urgoniens du Rhône, mais certaines aires approchent en épaisseur celle de ces derniers (Bois de Banne notamment).

Il existe plusieurs unités dans la sucession de petits paysages calcaires dont les dimensions moyennes se situent autour de 5 Km. On peut distinguer du sud au nord :

- L'aire centrée autour de Saint-André-de-Cruzières, formée par le synclinal de Saint-André-de-Cruzières et l'anticlinal des Ramades, aire peu élevée, surtout dans le synclinal, mais où le paysage calcaire est un des plus remarquables de l'Ardèche.

- Le Bois de Banne, prolongé au nord par la vallée du Granzon, plateau élevé et accidenté.

- Les bois de Païolive et de Casteljau, traversés par le Chassezac et célèbres par leur modelé superficiel en méga-lapiés uiniformes.

- Le plateau sans nom précis - que l'on pourrait dénommer plateau de Saint-Alban-sous-Sampzon - situé au sud des gorges de la Baume et prolongé au nord par une portion de plateau identique autour de Labeaume.

- Le plateau des Gras proprement dit, limité au Kimméridgien et au Tithonique, aux formes souvent peu karstiques, mais totalement privé de drainage superficiel, plateau qui s'étend loin au nord jusqu'aux coulées du Coiron, mais dont nous avons limité l'étude septentrionale aux gorges de la Ligne et de ses affluents.

0. 3. 3 - Les formes marginales, importantes en Ardèche, sont deux aires non calcaires "stricto sensu" mais contenant des formes karstiques nettes dont le rôle sur la formation du paysage sera à discuter. Ces aires sont toutes deux dans la région des Vans :

- La première est une surface de calcaires marneux généralement non karstiques, à l'ouest du village de Naves et au contact des affleurements du socle cristallin. Cet affleurement restreint contient en effet une forme karstique souterraine majeure, la Baume Chamclos, dont les origines doivent être recherchées.

- La seconde se trouve dans des terrains pour l'essentiel NON CALCAIRES, puisqu'il s'agit de grès du Trias, terrains eux aussi situés au contact du socle anté-triasique du Massif Central et de ses bordures sédimentaires. Des formes karstiques se sont formées dans ces affleurements ; elles sont d'un grand intérêt parce qu'elles se sont élaborées dans des conditions assez inhabituelles. Bien qu'il ne s'agisse pas d'un "paysage calcaire", ces formes entrent dans le cadre de l'étude parce qu'elles permettent d'observer d'autres

types d'intégration des formes souterraines à un paysage et parce que les "cas limites" sont souvent plus révélateurs des paramètres influant sur la génèse des formes que les cas habituels moins originaux.

Le cadre de ce travail ainsi délimité, la variété des formes et des paysages que l'on peut y observer devient le facteur le plus intéressant de l'étude puisque nous avons déjà démontré que tous ces paysages sont soumis à un certain nombre de variables d'égale valeur ; aussi les différences observées se trouveront-elles limitées à des paramètres tectoniques, lithologiques et hydrogéologiques ; la diversité des données étant un des facteurs les plus limitatifs dans l'étude, cette limitation ne sera pas un appauvrissement, mais permettra au contraire de mieux préciser les marges "d'influence" des facteurs restant variables dans la genèse des paysages.

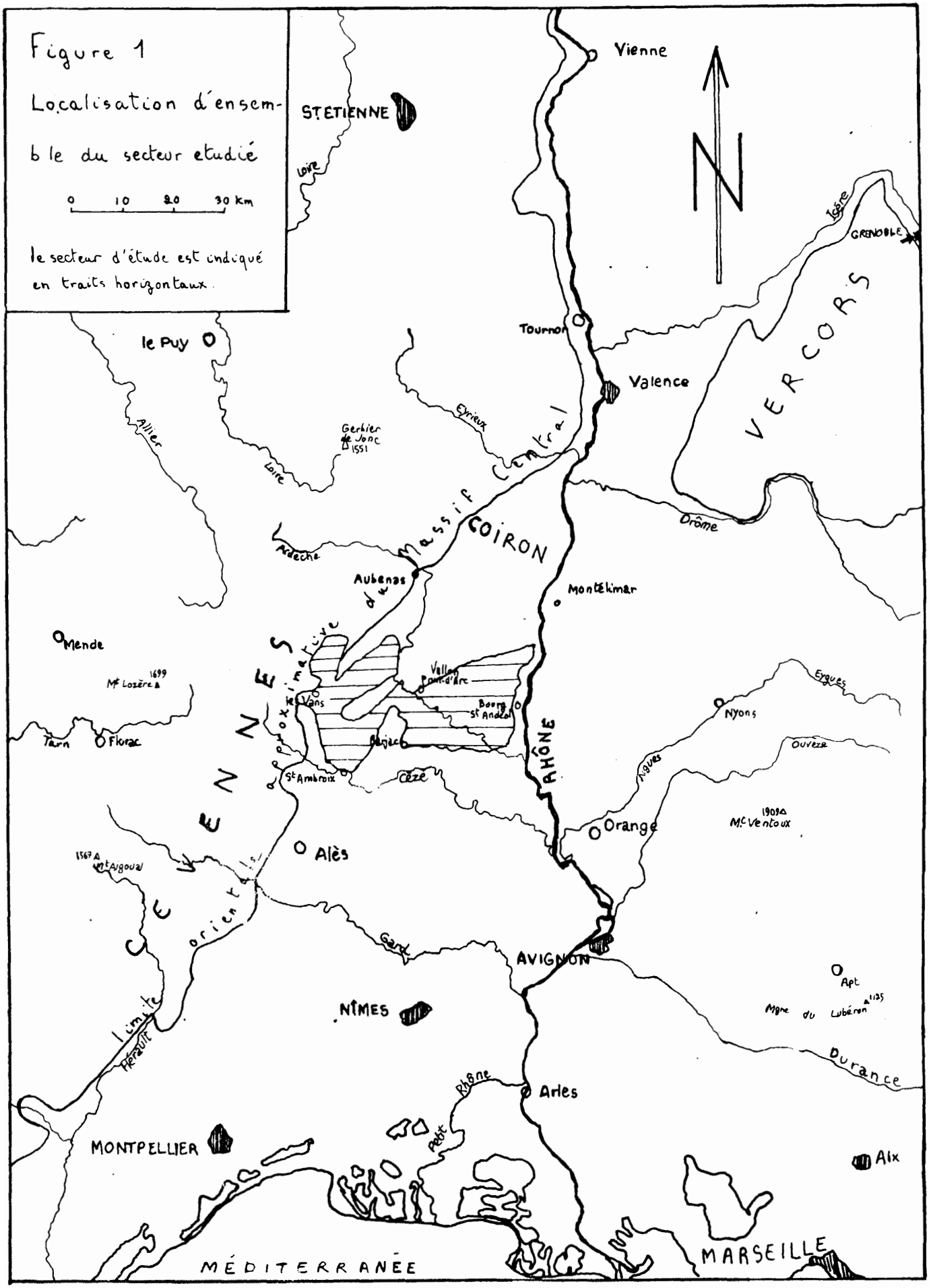


Figure 1
Localisation d'ensemble du secteur etudié
0 10 20 30 km
le secteur d'étude est indiqué en traits horizontaux.
Vienne
ST ETIENNE
Loire
Isère
GRENOBLE
VERCORS
le Puy
Tournon
Valence
Allier
Loire
Gerbier de Jonc 1551
Eyrieux
Massif Central
COIRON
Drôme
Ardèche
Aubenas
Montélimar
Mende
Mt Lozère 1699
CEVENNES
parc national
Vallon Pont-d'Arc
les Vans
Barjac
Bourg St Andéol
Tarn
Florac
St Ambroix
Cèze
RHÔNE
Nyons
Eygues
Ouvèze
Aigues
Orange
Mt Ventoux 1909
Alès
Mt Aigoual 1567
Gard
AVIGNON
Apt
Mont du Luberon 1125
Durance
NÎMES
Rhône
Arles
Hérault
MONTPELLIER
Aix
MÉDITERRANÉE
MARSEILLE

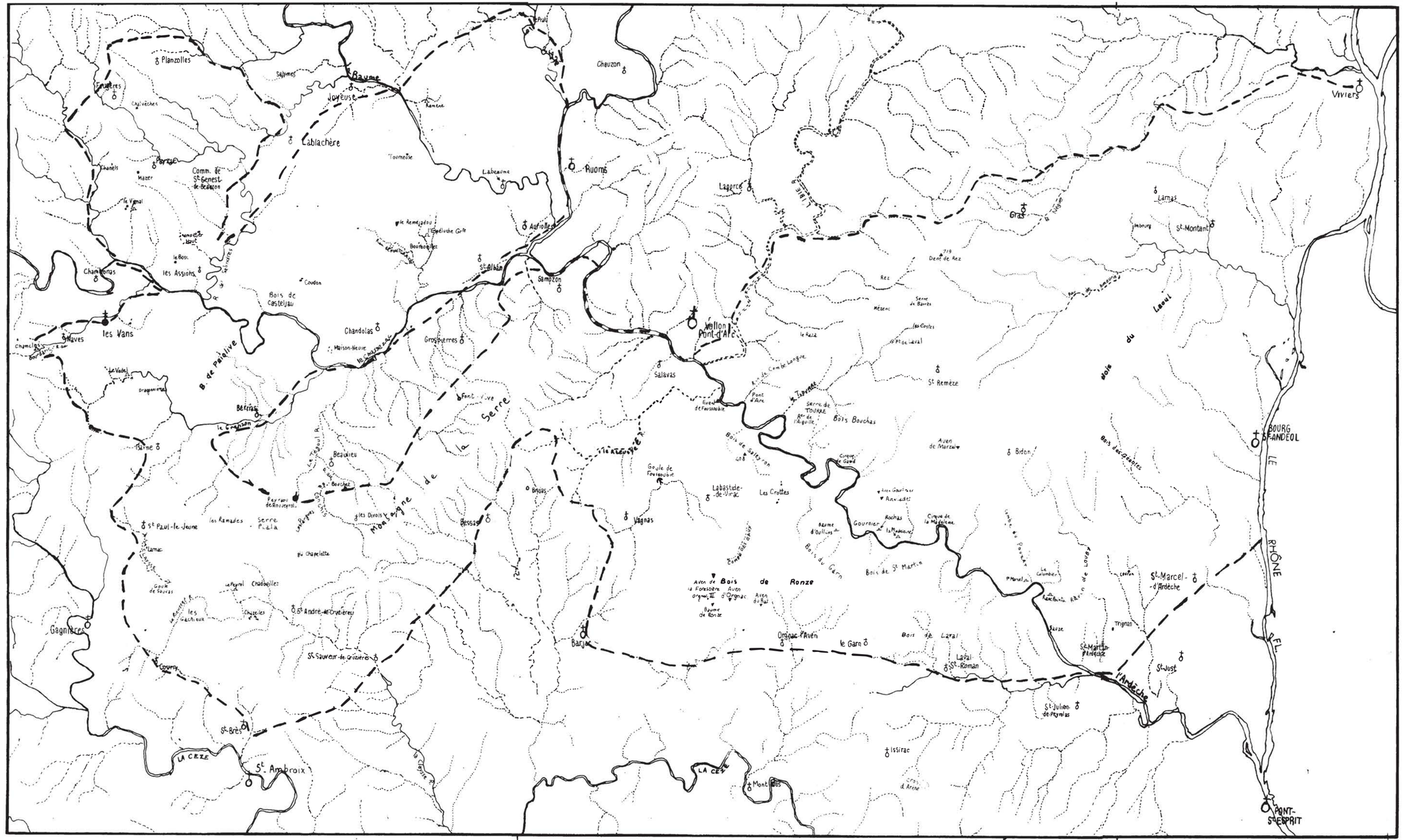


Figure 2

LOCALISATION DES PAYSAGES ETUDIES

et principaux lieux cités dans le texte

N

ECH : 0 1 2 3 4 5 km.

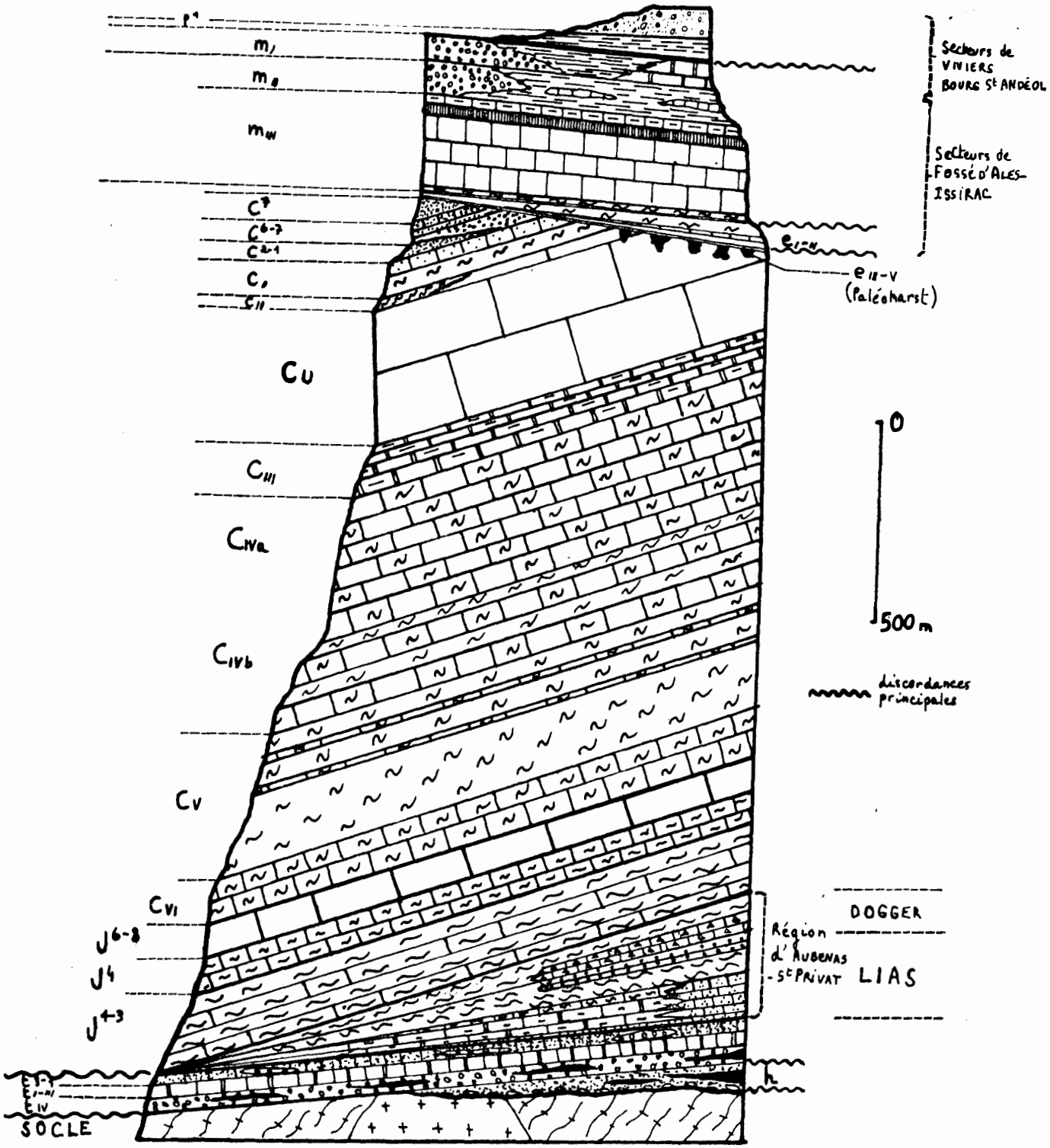


Figure 3 : Série stratigraphique des plateaux ardéchois

(d'après R. Guérin, 1973 et H. Pascal, 1970)

P R E M I E R E P A R T I E

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

LE CADRE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ETUDE

C H A P I T R E 1. 1.

-:-

GEOLOGIE STRATIGRAPHIQUE

1. 1. 1 - Stratigraphie et Lithologie.

1. 1. 1. 1 - Socle anté-triasique et roches volcaniques.

Les paysages calcaires ardèchois possèdent une grande variété de terrains ; leur description doit être complétée par celle des terrains environnants, non calcaires, qui jouent aussi leur rôle dans l'élaboration du paysage. La figure 3 donne une représentation à peu près complète des différentes séries se trouvant dans les paysages ardèchois.

- Le socle, bien que non karstifiable, doit être signalé car on trouve fréquemment des galets de ce socle dans les cavités. Essentiellement constitué de gneiss et de micaschistes, il est traversé par d'importantes masses granitiques.

- Les roches volcaniques apparaissent dans les vallées actuelles du système de l'Ardèche et de ses affluents. Elles aussi se trouvent loin du secteur étudié, mais leur présence dans les remplissages de cavités peut avoir une signification paléoclimatique (grotte de la Madeleine par exemple). De plus, les manifestations volcaniques récentes ont fortement modifié l'hydrologie de certaines rivières cévenoles.

- D'importantes séries carbonifères (Stéphanien) apparaissent à l'ouest du synclinal de Saint-André-de-Cruzières.

1. 1. 1. 2 - Le Trias.

Il s'agit d'un système important, même dans une étude des paysages calcaires, parce que certains étages du Trias comportent des passés calcaires permettant une amorce de karstification. Le long de la bordure cévenole, le Trias correspond à un cycle d'érosion de la chaîne hercynienne. Il est essentiellement

détritique et discordant sur le socle et sur le carbonifère. On y observe de bas en haut :

- Le Trias inférieur : ^{t}IV au sud, ^{t}III-IV au nord, appelé parfois "grès inférieur" (notice de la carte géologique au 1/80 000ème : Alès, 3ème édition), d'une épaisseur variant entre 0 et 80 m. Ce sont des grès grossiers à galets peu roulés avec des niveaux à ciment siliceux, argileux, sulfaté ou sulfuré, ce dernier étant exploité dans la région de Largentière.

- Le Trias moyen, ^{t}I-II au nord, appelé "Calcaire magnésien" ^{t}I-III par les rédacteurs de la feuille Alès. L'épaisseur est de 20 à 50 m. Au sommet et à la base, marnes dolomitiques ou argilites gris sombre à noir. Entre ces deux niveaux, un niveau de calcaire dolomitique ou de dolomie d'une quinzaine de mètres de puissance, parfois karstifié malgré sa position (région de Sanilhac à l'ouest de Largentière).

- Le Trias supérieur, ou "Grès supérieur", d'une épaisseur variant entre 20 et 200 m, localement daté du Keuper : ce sont des grès parfois fins, parfois grossiers, à stratification confuse, avec des niveaux lenticulaires de marnes et d'argiles vertes ou rouges. Le ciment est parfois dolomitique, parfois argilitique.

1. 1. 1. 3 - Le Lias.

Il présente de très importantes variations. Dans la région d'Aubenas, il a une épaisseur maximum de 200 m, avec des calcaires gréseux, des calcaires argileux et des marno-calcaires. Dans la région de Vinezac-Largentière, apparaît dans l'Hettangien un faciès de calcaire dolomitique de 80 m de puissance. Dans la région des Vans, le Lias disparaît presque totalement. Plus au sud il réapparaît pour atteindre de nouveau des épaisseurs importantes vers Saint-Ambroix. Ses possibilités de karstification n'ont pas été étudiées.

1. 1. 1. 4 - Le Jurassique moyen.

Il est comme le Lias, en sédimentation discontinue. Totalement absent dans la région de Les Vans, il n'est bien visible que dans la région de Joyeuse à Aubenas.

- Le Bathonien ^{J}I-III est constitué de calcaire argileux et de marnes parfois schisteuses.

- Le Bathonien ^{J}IV, calcaire siliceux d'une épaisseur croissante vers le nord, avec parfois alternance de marnes. Ces deux étages sont peu karstifiés.

1. 1. 1. 5 - Le Jurassique supérieur.

On peut y distinguer deux ensembles :

- L'ensemble inférieur, appelé "Terres noires", comprend le Callovien, l'Oxfordien, parfois lacunaire, l'Argovien et le Rauracien. D'une épaisseur de 150 m, ces "Terres noires" montrent une alternance de marnes grises ou noires et de marno-calcaires. Les niveaux marno-calcaires sont de plus en plus serrés vers le haut de la série. La partie supérieure du Rauracien est même souvent franchement calcaire.

- L'ensemble supérieur, nettement plus calcaire, comporte le Séquanien, le Kimméridgien et le Portlandien.

Le Séquanien a une épaisseur variant entre 60-70 m dans la région des Vans ; son épaisseur décroît vers le nord ; elle est de 20 m à Lablachère et devient nulle à partir de Chauzon.

Le Kimméridgien-Portlandien (Tithonique) montre un faciès unique d'une épaisseur de 80 à 100 m dans la région des Vans - Saint-Paul-le-Jeune, diminuant de puissance vers le nord par apparition de marno-calcaires à la base du Kimméridgien. Dans la région de Chauzon, il n'y a plus que 40 à 60 m de Tithonique au-dessus d'une alternance marnes - marno-calcaires, et la décroissance se poursuit jusqu'à l'ouest du Coiron où la couche n'atteint plus que 20 m.

Le Jurassique supérieur, s'il présente une aptitude remarquable à la karstification est, nous venons de le voir, d'une grande variabilité. Cette variété de faciès, fondamentale pour l'évolution des formes souterraines, a été reportée sur la figure 4 pour trois secteurs du sud (Les Vans) au nord (Col de Valaurie).

1. 1. 1. 6 - Le Crétacé inférieur.

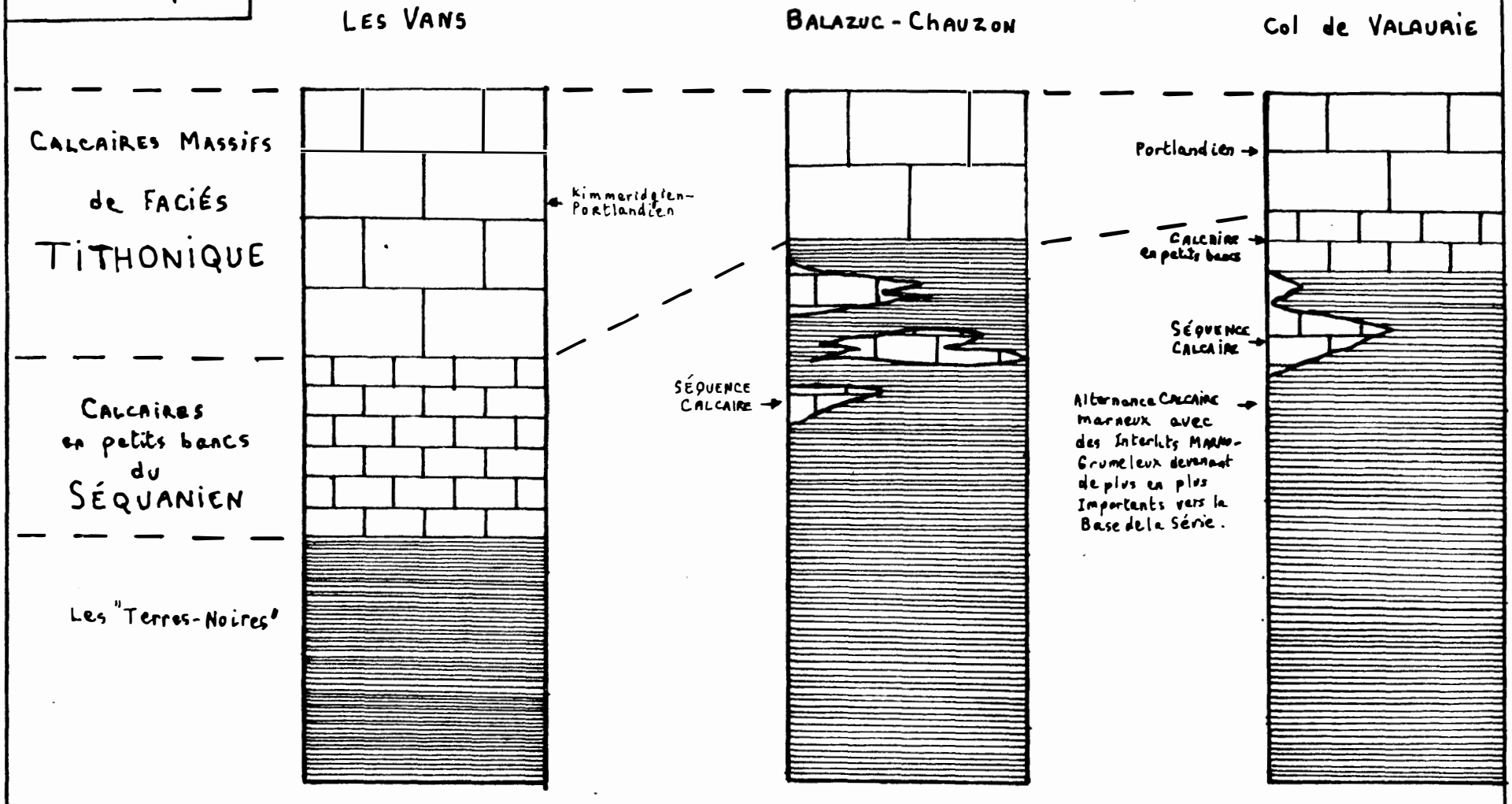
- Le Berriasien ^{c}VI. Ce sont des calcaires marneux et marno-calcaires, d'une épaisseur variant entre 20 et 60 m, souvent bleutés.

- Le Valanginien ^{c}V est une formation très épaisse au nord de l'Ardèche, la carte géologique Privas au 1/80 000ème, 3ème édition, lui donnant une épaisseur de 600 à 700 m. Son épaisseur diminue vers le sud. Il s'agit de marnes et de marno-calcaires, parfois plus franchement calcaires au sommet de la formation.

- L'Hauterivien ^{c}IV. On distingue généralement l'Hauterivien inférieur ^{c}IVa et l'Hauterivien supérieur ^{c}IVb. L'épaisseur est importante, jusqu'à 700 m vers Vallon-Pt-d'Arc, croissant vers le sud-est, pour atteindre 1 100 m vers Pont-Saint-Esprit. L'Hauterivien inférieur est formé de marno-calcaires et de marnes,

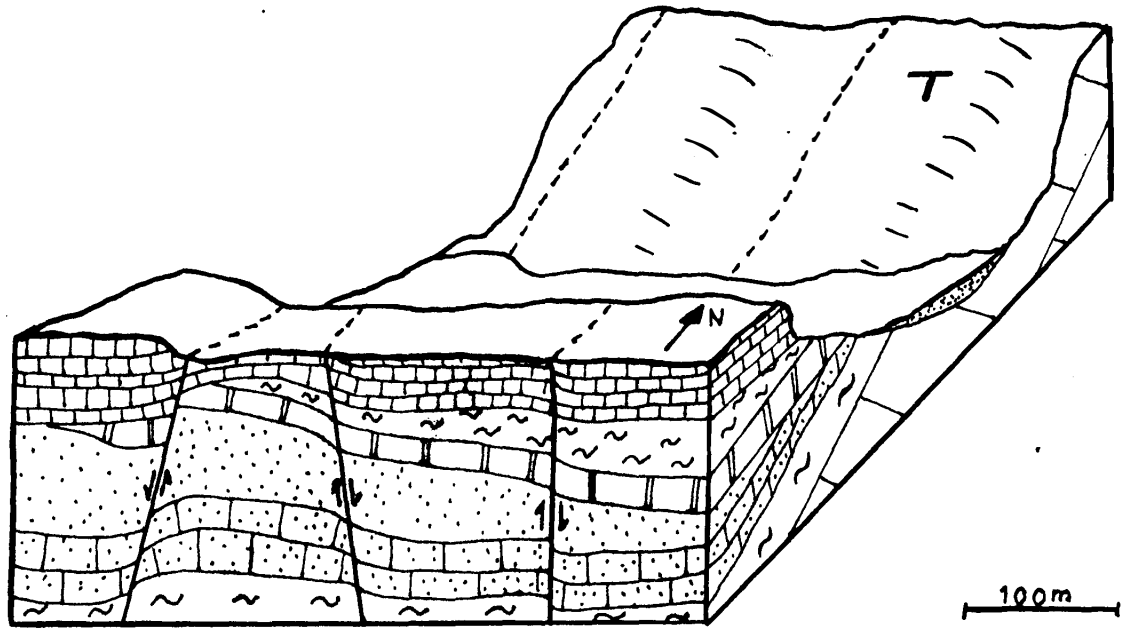
VARIATIONS DE LA SÉRIE CALCAIRE DU JURASSIQUE SUP.

FIG. 4



ECHELLE 1/2 000ème

d'après H. PASCAL, 1970



SANNOISIEN $m_{II}b$

marnes
calcaire
} LUTETIEN $e_{I,II}$

ALBIEN C^{2-1}

cal. greso-glauconieux
marnes
} GARGASIEN C_1

"URGONIEN" C_U

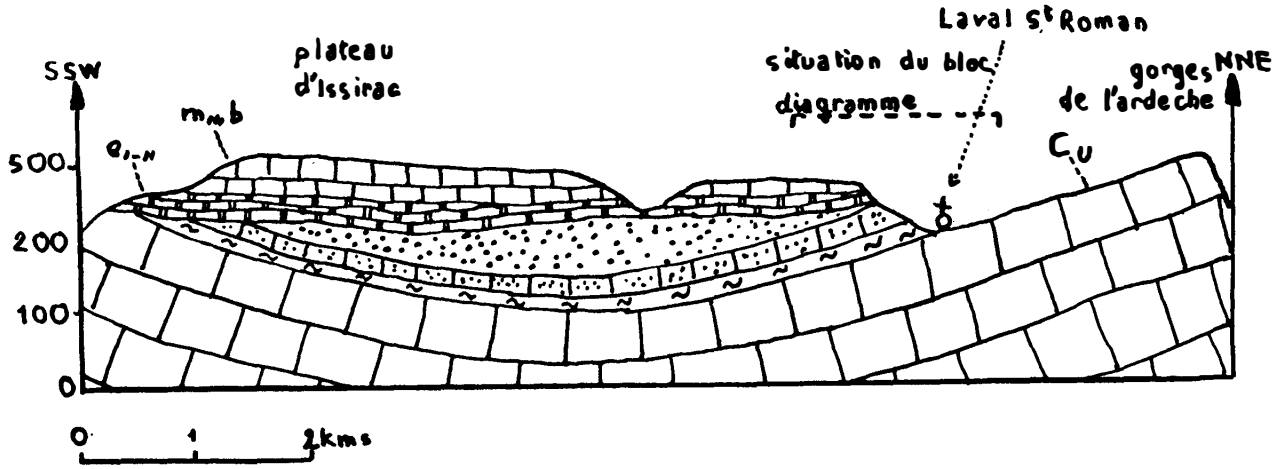


Figure 5 : Représentation schématique de la région de Laval-St-Romans (terminaison méridionale du paysage calcaire urgonien (d'après R. Guérin, 1973)

Figure 6 : coupe schématique du synclinal d'Issirac

alors que l'Hauterivien supérieur se caractérise par des calcaires marneux, avec débit en "miches", sans intercalations marneuses, en bancs réguliers d'une épaisseur de 20 à 30 cm.

- Le Barrémien inférieur ^{C}III, est bien développé aux environs de Saint-Remèze sous forme de calcaires marneux gris clair ; il n'est parfois pas distingué de l'Hauterivien supérieur (Montagne de la Serre ^{C}III-IV).

- Le faciès urgonien, très karstifiable, envahit tout le Barrémien supérieur ^{C}U. C'est un calcaire en général blanc compact, peu stratifié, plus crayeux au sud entre Orgnac et Barjac. Son épaisseur dépasse 300 m. Il présente de nombreux microfaciès et sa lithologie peut être variable : "bancs" décamètriques à décimètriques, absence de stratification visible, stratification entrecroisée, parfois de grande dimension. En certains endroits (Rocher d'Autridge), on a même quelques intercalations marneuses à l'intérieur des calcaires massifs, (R. Guérin, 1973), très visibles sur la route des gorges, entre le Serre de Tiourre et le tunnel de la descente vers le ravin de Tiourre. Il constitue l'étage unique des gorges de l'Ardèche en aval de Vallon-Pont-d'Arc. Il faut noter que ce faciès disparaît rapidement vers le nord pour être remplacé par des marnes et calcaires marneux.

- Le Bédoulien ^{C}II et le Gargasien ^{C}I sont des étages peu épais de calcaires marneux, marnes et localement sables. Les deux étages sont généralement confondus dans la région de Salavas - Labastide-de-Virac.

- L'Albien C^{2-1} est représenté par des sables de 10 à 50 m d'épaisseur avec parfois un cordon phosphaté. Il décroît du sud vers le nord, pour disparaître dans la région de Viviers - Le-Teil où il n'est que parfois représenté par des fossiles remaniés à la base du Cénomanien transgressif, ce qui indique une instabilité de la région pendant cette période (R. Guérin, 1973).

1. 1. 1. 7 - Le Crétacé supérieur.

Il manque le plus souvent, ainsi que la partie supérieure du Crétacé inférieur décrite dans les pages précédentes ; il y a là une grande discordance et bien souvent cette discordance va jusqu'à l'Oligocène inférieur qui recouvre directement l'Urgonien. Cependant certains terrains affleurent parfois localement :

- La base du Cénomanien C^{4} d'une épaisseur de quelques mètres, est peut-être représentée sous le Turonien dans la région de Vallon-Pont-d'Arc, mais cela n'est certain qu'à Labastide-de-Virac où l'étage comprend des marnes ligniteuses et des grès.

- Dans la région de Vallon-Pont-d'Arc - Vagnas, le Turonien et le sommet du Cénomanien sont regroupés C^{6-5}. L'épaisseur est d'environ 40 m et comprend des grès et sables bariolés avec lignites et conglomérats, recouvrant souvent une dizaine de mètres de calcaires gréseux. De même, dans le secteur de Larnas, Viviers, Le-Teil, existe un Cénomanien transgressif constitué de calcaires gréseux, de calcaires à entroques, de calcaires à grains de quartz, et de grès verts phosphatés, surmonté (au Teil) d'un Turonien représenté par des calcaires gréseux et des grès.

- Le Coniacien C^7, limité à la région de Vagnas, est constitué de grès grossiers et de calcaires rognoneux.

- Le Santonien C^8, argiles et lignites, ne se trouve que dans un seul affleurement au nord-ouest de Vagnas.

l. l. l. 8 - Le Tertiaire ancien (Paléogène).

Sa partie inférieure est souvent absente. Il existe un Eocène inférieur ^{e}III-IV qui se présente sporadiquement en argiles versicolores et en sables contenus dans un paléo-karst, mais dont la datation est incertaine, une partie de ces sables et argiles pouvant vraisemblablement appartenir au Crétacé supérieur d'une part et d'autre part à l'Eocène supérieur ou même à l'Oligocène. Des analyses palynologiques effectuées sur des sédiments similaires de Dieulefit ont donné un âge sénonien, (J. Durand, J. Perrin, E. Porthault et J. Sornay, 1964, cité par R. Guérin, 1973).

- Le Lutétien ^{e}I-II affleure localement dans la région de Laval-St-Roman - Issirac où des calcaires oligocènes sont assimilés à cet étage. Il manque partout ailleurs.

- Le Sannoisien est par contre bien représenté, le plus souvent directement discordant sur l'Urgonien (Fig. 5 et 6), entre la Cèze et une ligne Barjac - Orgnac-l'Aven - Le-Garn - Laval-St-Roman, pour le Sannoisien inférieur ^{m}IIIb et dans la région de Vagnas - Barjac pour le Sannoisien supérieur ^{m}IIIa. Le premier est une série puissante de calcaires blanc mat, moins résistants que l'Urgonien et surtout beaucoup plus gélifs. Le second est un calcaire marneux, en série elle aussi épaisse, avec des intercalations de lignite qui furent exploitées à Barjac.

- Le Stampien ^{m}II affleure entre Vagnas et Salavas. L'étage comprend des marnes bariolées et des cailloutis, parfois consolidés et surtout des sables

siliceux rouges avec de nombreux galets siliceux bien roulés et de rares galets calcaires plus gros (J. Goguel, 1938). Mais il est généralement regroupé, dans le bassin d'Alès où il affleure principalement, avec l'Aquitanien sous l'appellation d'Oligocène supérieur ^{m}I-II, épais complexe lacustre (400 à 650 m) comprenant des grès, des argiles rouges et des marnes bariolées ainsi qu'un important niveau de conglomérats et poudingues à gros éléments, déposés selon la disposition définie par (C. Sittler, 1965) au pied de failles normales en mouvement : les éléments grossiers se déposent en bordure de la faille et les éléments plus fins remplacent latéralement vers le centre du bassin les éléments grossiers.

- L'Aquitanien isolé affleure, discordant sur l'Urgonien, au nord de la zone étudiée, entre Saint-Montant et Viviers et, pour un affleurement discordant sur le Bédoulien, au nord de Saint-Marcel-d'Ardèche. Il s'agit d'un faciès littoral de génèse identique à celle du Stampien : on y observe des poudingues (avec galets striés parfois) en bordure d'accidents plurikilomètriques (secteur du Teil), passant latéralement à des marnes puis à des argiles et des calcaires lacustres dans le secteur de Saint-Marcel (R. Guérin, 1973).

1. 1. 1. 9 - Le Tertiaire récent (Néogène).

Il n'est quasiment pas représenté dans la zone étudiée, qui n'a pas été recouverte par les transgressions miocènes et pliocènes. Néanmoins, au Pliocène, la transgression a déposé des argiles plaisanciennes p^{1} dans les vallées, à proximité du Rhône (basse Ardèche dans la région de Saint-Martin-d'Ardèche notamment). R. Guérin, 1973, fait justement remarquer que :

> "la présence de ces argiles marines pliocènes jusqu'à plus d'un kilomètre en amont de la sortie des gorges de l'Ardèche (Sauze) est une preuve de l'existence de celles-ci, ou du moins d'un stade avancé de creusement de celles-ci, lors de la transgression pliocène. C'est donc une preuve du creusement antépliocène d'une partie des gorges de l'Ardèche et du réseau hydrographique d'une manière plus générale".

- Sur les plateaux jurassiques, surtout autour des Vans, apparaissent des placages de cailloutis pliocènes de couleur ferrugineuse aux éléments très altérés, d'âge indéterminé dans le système. Ils marquent sans discontinuité

l'emplacement d'un ancien affluent du Chassezac de Naves à Casteljau, à travers le Bois de Païolive et indiquent le lit d'anciens cours d'eau. Vers Casteljau leur position permet de supposer qu'ils jalonnent l'enfoncement et l'accentuation des méandres du Chassezac.

- Le Villafranchien forme les plus hautes terrasses du Rhône, limitées à quelques lambeaux, sauf à l'ouest et au nord de Saint-Marcel-d'Ardèche ; la terrasse est très dégradée et les galets sont uniquement siliceux. Mais elle est suffisamment ancienne pour avoir perdu tous ses éléments carbonatés par dissolution, ce qui ne permet pas de tirer des conclusions de cette prédominance de la silice. L'altitude est élevée par rapport au Rhône, 180 m contre 45 m pour ce dernier.

1. 1. 1. 10 - Le Plistocène (Quaternaire ancien).

- Les terrasses rissiennes anciennes sont presque continues sur la rive droite du Rhône, à une altitude moyenne de 80 m. Elles sont souvent recouvertes de limons loessiques, notamment au débouché de l'Ardèche dans la vallée du Rhône.

- Les terrasses wurmiennes sont encore plus fréquentes, non seulement au bord de l'Ardèche, mais aussi et surtout dans les vallées affluentes ; l'Ardèche n'en est pratiquement pas bordée dans les gorges où la forte pente des versants n'a pas permis le maintien de telles terrasses. A l'ouest de Vallon-Pont-d'Arc la terrasse domine d'une vingtaine de mètres, parfois de 30 m, le niveau actuel de l'Ardèche.

- Sur la nouvelle route des gorges, à 200 m en aval du Pont d'Arc, nous avons trouvé un lambeau de terrasse, à la cote 102 m, soit environ 30 m au-dessus du niveau actuel de l'Ardèche. Son altitude le placerait donc juste au-dessus des niveaux de terrasse wurmiens, dont il pourrait être un lambeau sommital. Mais ce lambeau est très altéré, composé de galets cristallins et métamorphiques arénisés partant en poussière lorsqu'on les prend, ce qui nous amène à leur attribuer un âge plus ancien (Riss).

1. 1. 1. 11 - L'Holocène (Quaternaire récent).

Il est important dans les fonds de vallées où les alluvions modernes forment la nappe continue sur laquelle coulent actuellement les cours d'eau. La composition varie localement en fonction des apports latéraux. Ces alluvions sont encore déposés de nos jours lors des crues des cours d'eau.

1. 1. 1. 12 - Conclusion : Possibilités de "karstification" dans les étages des paysages ardéchois.

Trois séries sont susceptibles d'avoir une perméabilité en grand permettant une apparition de formes karstiques ou pseudo-karstiques parce que leur perméabilité s'accompagne d'une résistance suffisante de la roche - ce qui élimine les sables, perméables mais non cohérents -

- Le Trias "gréseux", avec ses intercalations carbonatées.
- Le Jurassique supérieur, essentiellement les étages Kimméridgien et Portlandien.
- Le faciès urgonien du Barrémien supérieur.

Les calcaires blancs du Sannoisien inférieur pourraient aussi être karstifiés mais ne présentent quasiment pas de formes karstiques, ce qui n'implique pas qu'elles sont inexistantes sous terre, parce qu'ils semblent trop gélifs pour conserver de telles formes.

Les trois ensembles précédents sont séparés par deux séries imperméables :

- Les "Terres Noires" du Jurassique supérieur.
- Les marnes valanginiennes-hauteriviennes.

1. 1. 2 - Les formations superficielles.

Il s'agit de formations généralement de faible épaisseur et de datation incertaine, dont le rôle dans le paysage n'est pas à rappeler puisque ces dépôts superficiels forment la dernière enveloppe géologique - et aussi géomorphologique - qui commande l'évolution pédologique et biogéographique du paysage.

Ces formations superficielles peuvent avoir plusieurs positions topographiques, soit sur les plateaux, en position plane ou en pente faible, soit sur les versants ou au pied de ceux-ci, avec généralement une forte pente. Nous allons d'abord étudier les formations de plateaux, puis nous examinerons les dépôts de versants.

1. 1. 2. 1 - Les champs de cailloux.

Nous nous trouvons ici à la limite entre la pédologie, la géologie et la géomorphologie. Le champ de cailloux est un des traits dominants du paysage calcaire ardéchois, surtout sur les affleurements urgoniens. Il ne s'agit pas à proprement parler d'un champ de cailloux tel que l'on peut en rencontrer en zone aride, mais d'une surface où les petits blocs anguleux et les cailloux dominent un sol squelettique. La couverture végétale peut parfois être trompeuse et donner une impression de sol assez développé, parce que les buissons

xérophytes des plateaux ardéchois sont très denses, mais un examen de leur pied montre qu'ils poussent le plus souvent entre les blocs calcaires.

Il existe plusieurs stades de croissance des champs de cailloux, depuis le champ "digéré" par un sol où les blocs isolés sont entourés d'un sol suffisamment développé pour avoir une couverture herbeuse continue jusqu'au champ totalement dénudé. Ce dernier cas s'observe par plaques, séparées par des aires couvertes de végétation. Le nord du "Bois des Géantes" en renferme de beaux exemples (Lambert approx. 233,5 - 778,5) ainsi que le versant occidental de la dent de Rez. On se trouve devant des aires de lapiaz désagrégé sur place, sur un fond de roche en place. Les cailloux, dans ce secteur, sont souvent recouverts de lichens, ce qui implique une relative stabilité de ces aires et une amorce de "colonisation" de ces champs de cailloux.

Au nord de Bidon, au sud-ouest de l'épingle à cheveux côte 340 sur la carte d'état-major au 1/25 000ème, dans un petit vallon sec, se trouve un secteur de "champ de cailloux" intermédiaire entre les formes de plateaux et les formes de versants : dans la roche en place une amorce de lapiaz structural est submergée par des blocs de calcaire dont les dimensions sont décimetriques pour les plus importantes, bien que la pente soit bien faible pour que "coule", l'éboulis.

Devant de telles formes de recouvrement deux possibilités d'évolution peuvent être envisagées : le lapiaz est-il de nos jours en cours de recouvrement par ses propres débris, ou au contraire n'y a-t-il pas lente réapparition du lapiaz sous ses débris élaborés en période plus froide permettant des actions périglaciaires capables de détruire le lapiaz? La présence d'arêtes vives entre lesquelles sont coincés des débris dans les fentes de lapiaz, arêtes sans traces de rupture cryoclastique , nous fait pencher pour la seconde hypothèse, au moins dans les secteurs de faciès urgonien.

Il ne faudrait cependant pas imaginer que de telles surfaces couvertes de cailloux et de petits blocs sont révélatrices d'une roche particulièrement gélive. Il nous semble qu'elles ne sont révélatrices que d'une roche à forte gélivité en grand et faible gélivité fine, donc d'une roche très cohérente, à faible porosité, qui se brise sous l'action du gel à l'échelle de fissures importantes, mais qui se trouve ensuite relativement immunisée. Cela se confirme si l'on examine les aires de calcaire recouvertes d'un sol un peu plus évolué : ces aires correspondent à des affleurements de calcaire plus poreux, ou moins

pur (calcaires miocènes par exemple) qui, lorsqu'ils sont soumis à la désagrégation périglaciaire, sont attaqués par le gel au niveau des pores mêmes de la roche, gel qui les amenuise jusqu'à ce qu'ils s'intègrent à un sol.

1. 1. 2. 2 - Les dépôts meubles du hameau des Crottes.

Au milieu des formes de recouvrement décrites dans les lignes précédentes, l'apparition de dépôts meubles apporte souvent de nets contrastes de végétation, souvent amplifiés par l'utilisation anthropique. Nous ne traiterons ici que des dépôts situés sur les plateaux, les très importants recouvrements des terrasses du Rhône, surtout sur les terrasses rissiennes, n'étant pas de notre propos.

De tels affleurements sont rares sur les plateaux calcaires ardéchois, si ce n'est quelques remplissages de dépressions karstiques, ou sols d'altération du calcaire qui font partie du paysage "calcaire normal". Cependant, en un lieu du plateau du Rhône crétacé où il est peu élevé, à l'est de Labastide-de-Virac, entre les hauteurs du Bois de Saleyron au nord (côte 408), les hauteurs du Bois de Ronze au sud (d'une altitude à peu près constante de 370 m) et l'Ardèche à l'est, apparaissent des champs d'asperges, culture peu compatible avec les sols courants des paysages calcaires méditerranéens. Ces champs, souvent en vigne, ont un aspect sableux qu'a confirmé la granulométrie d'un échantillon prélevé au point A (voir fig. 7 jointe). Cette granulométrie (fig. 8) montre une courbe très redressée entre 50 et 400 microns, avec une médiane de 140 microns, un premier quartile de 65 microns et un troisième quartile de 220 microns, le Sorting Index (ou So) de Trask, coefficient de mauvais triage d'autant plus élevé que le sédiment est mal trié, puisque

$$So = \sqrt{\frac{Q\,1}{Q\,3}}$$

(premier quartile)

(troisième quartile)

est égal dans cet échantillon à :

$$So = \sqrt{\frac{65}{220}} = \sqrt{0,30} = 0,545$$

Cette valeur faible confirme que nous nous trouvons devant un sédiment bien trié, ce qu'annonçaient déjà le mode et les médianes très proches. Une comparaison avec les tableaux types de A. CAILLEUX et J. TRICART (1959) donnant les interprétations des courbes granulométriques et de leurs indices pour diverses formations montre une nette corrélation entre la courbe observée et les courbes de loess ou de limons éoliens.

Sur trois autres échantillons, prélevés en B, C et D (voir fig. 7), la granulométrie grossière du sédiment a été effectuée. Nous avons reporté sur la figure 9 la courbe cumulative de ces échantillons, en y ajoutant la fraction grossière de l'échantillon précédemment étudié et, à titre de comparaison, un échantillon "sableux" de la berge de la vallée du Rieussec, en aval de sa confluence avec la vallée sèche de la Goule de Foussoubie (voir infra).

La comparaison de ces courbes montre une origine commune aux échantillons A, B, C, D, alors que l'échantillon E montre une courbe tout à fait différente, révélatrice d'un dépôt en vrac de type fluviatile. Il apparaît cependant une différence entre A et B, où la proportion de fines se situe entre 20 et 25 %, et C et D où cette proportion avoisine 50 %. Aussi, avons-nous, sur la figure 9, construit la courbe granulométrique de la seule fraction grossière de ces dépôts, sans tenir aucun compte de la fraction fine. Cette courbe "artificielle" montre plus nettement encore que la précédente la similitude entre tous les sédiments prélevés autour du hameau des Crottes, similitude dans la fraction grossière uniquement, puisque la proportion de fines est variable entre 20 et 42 %.

Cette variabilité nous a amené à penser que la fraction éolienne des sédiments étudiés était mélangée à une proportion variable d'autres sédiments, non éoliens. L'examen des aires de dépôt confirme cette hypothèse.

En effet, un des traits les plus spécifiques de ces dépôts "éoliens" réside dans leur localisation, et ce à deux échelles taxonomiques différentes.

A l'échelle la plus réduite, celle des modalités locales de localisation, la figure 7 montre bien la position de ces "sables" dans un système de vallées sèches, surtout à l'est. Localement, on observe sur le terrain, surtout autour des Basses Crottes, une disposition en alvéoles presque fermées séparées par des seuils. La difficulté d'interprétation réside dans l'ampleur des actions anthropiques qui ont retouché un modelé original probablement différent : chaque alvéole correspond à un champ et a donc été aménagée sans qu'il soit possible de savoir s'il s'agit d'une simple "installation" dans un système préexistant ou si l'homme a apporté de profonds remaniements pour la mise en culture. De toute manière, ces modifications ne concernent que la disposition verticale en alvéole et n'affectent que fort peu la disposition en plan des dépôts dans un système de vallées "sèches".

Si l'on examine la position des sédiments analysés, on constate que les sédiments A et B, qui contiennent une faible proportion de fines, se trouvent dans la partie amont des dépôts, dans des aires apparemment peu remaniées. Le sédiment C, au contraire, qui contient la plus forte proportion de fines,

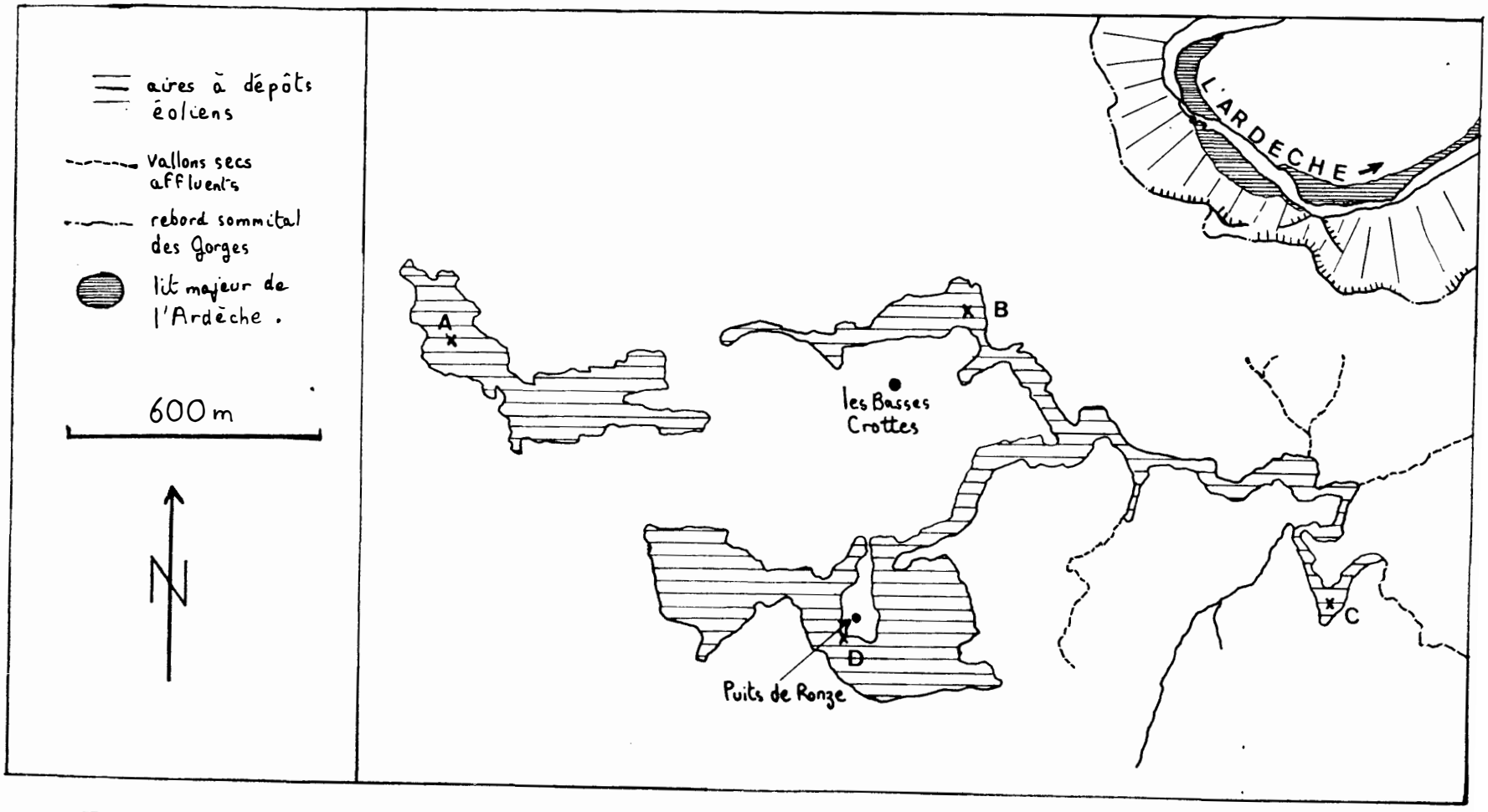
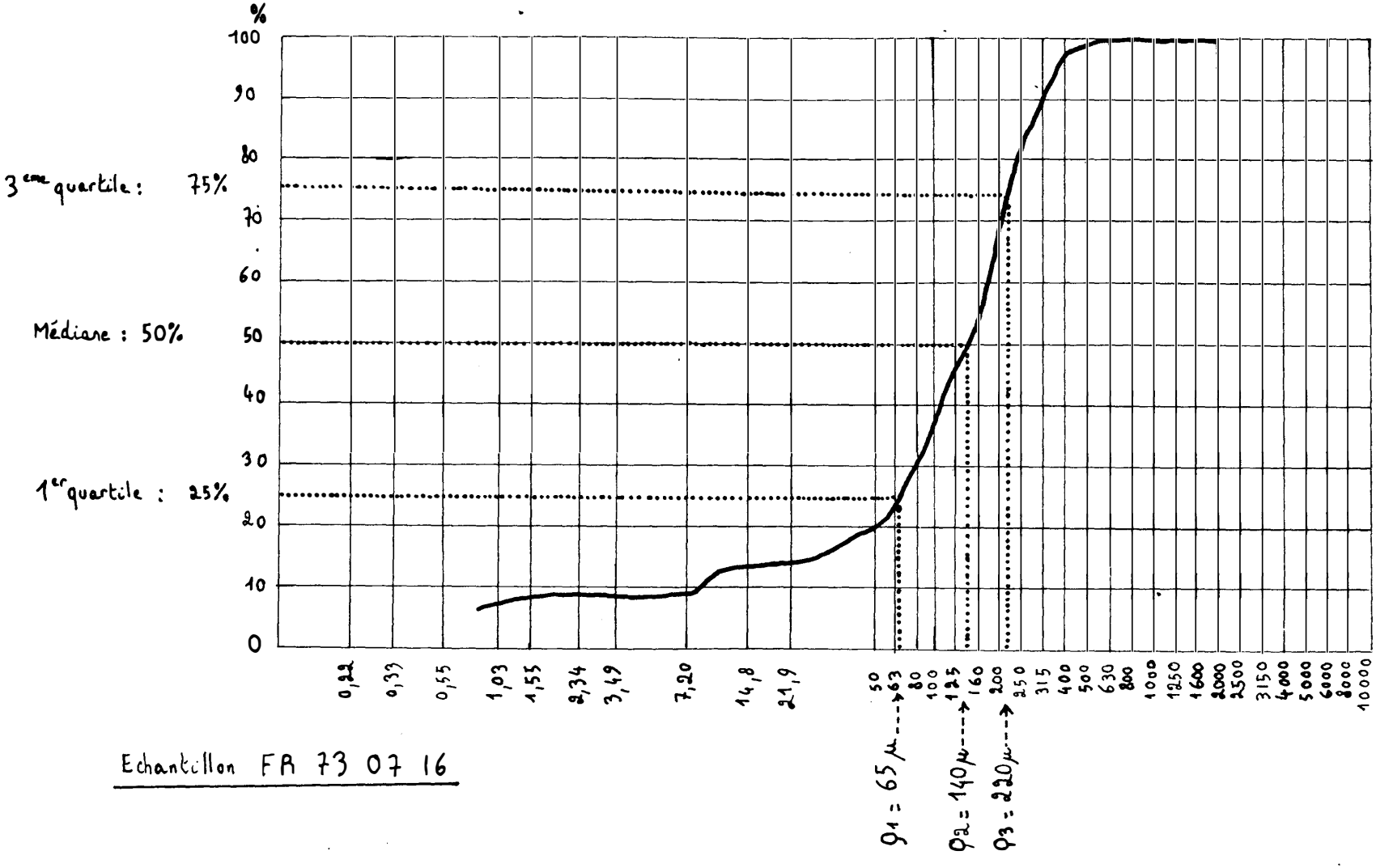


Figure 7 : Localisation des affleurements de "loess" ou limons éoliens sur les plateaux du Rhône crétacés (d'après photographie aérienne au 1/15 000 ème, mission I.G.N. 70 FR 1960/150, nº 1754).

Les points A, B, C, D, correspondent aux prélèvements dont il a été fait une analyse granulométrique.

sur 100 g. Fraction grossière > 50µ : 81,28 g
Fraction fine entre 40 et 50µ : 1,17 g
Fraction fine < 40µ : 17,86 g
} erreur : 0,31 %



Echantillon FR 73 07 16

Figure 8 : Courbe granulométrique de l'échantillon prélevé au point A de la figure 7

se trouve en aval des alvéoles, dans la vallée sèche les prolongeant. Quant au sédiment D, il a été prélevé près du Puits de Ronze, sur le bord d'une alvéole vaste mais moins nette que dans les dépôts situés plus au nord, dans un sol d'apparence moins sableuse contenant de nombreux débris de calcaires (mais pas de galets). La teinte au sol était plus rouge que en A et B, comme si la terra rossa était plus abondante.

Les variations des proportions de fines, la limitation des dépôts sableux aux alvéoles et au fond des vallées sèches sont des signes d'un remaniement de ces "sables". Si on attribue en effet à leur mise en place primitive une origine éolienne, leur répartition en surface, non modifiée, serait tout autre : les "sables" couvriraient aussi bien les collines peu élevées séparant les alvéoles, et la répartition ne serait pas aussi limitée aux secteurs déprimés. Aussi faut-il admettre que les dépôts éoliens ont été remaniés par des action;probablement fluviatiles qui ont concentré les sables dans les aires basses en les mélangeant avec des sédiments locaux, non éoliens, et fins, que leur couleur nous fait supposer être une "terra rossa" ou plutôt une "terra fusca". Leur présence assez en aval de la vallée sèche implique même un transport longitudinal important et différent d'une simple migration transversale le long des versants. L'absence de dépôts en aval dans la "Combe" de la Baume d'Oulins résulte de l'approfondissement de la vallée ne permettant pas le maintien de dépôts résiduels, mais une migration fluviale des sables vers l'Ardèche est évidente puisque les sables atteignent le secteur d'approfondissement de la vallée. Quant à déterminer la proportion de sable évacué par rapport à la part résiduelle, aucun élément ne permet de l'estimer, mais la possibilité de simples traces par rapport à l'ampleur du dépôt originel doit être signalée. Il faut par ailleurs noter que ce remaniement peut être interprété comme un signe de relative ancienneté de ces dépôts éoliens, au moins contemporains de la dernière période froide (Würm).

A l'échelle supérieure, qui est celle du plateau crétacé ardéchois en général, quelles sont les causes de la localisation de ces sables éoliens dans le secteur des Basses Crottes ? Nous nous trouvons à plus de 15 Km à vol d'oiseau de la vallée du Rhône qui a pu fournir le matériau originel que le vent a transporté et pourtant aucun autre affleurement n'apparaît entre le Rhône et ces dépôts. Deux possibilités d'explication, complémentaires, peuvent être avancées :

- 1 - Les affleurements sableux se trouvent dans le secteur le plus déprimé de la surface inférieure des plateaux crétacés (voir infra) à une altitude comprise entre 230 et 260 m. Il a pu se produire un effet de piège, les dépôts éoliens restant bloqués dans cette petite dépression.

2 - Cette zone déprimée se trouve entre les hauteurs de Bois de Saleyron au nord et du Bois de Ronze au sud. Elle forme approximativement un triangle ouvert vers l'est, d'une altitude plus faible que les "Bois" de Ronze, du Garn et de Laval au sud, les "Bois" Bouchas, les hauteurs dominant Bidon et le "Bois" des Géantes au nord. Y aurait-il eu une canalisation du transport éolien entre ces deux lignes de hauteurs, qui aurait convergé vers le secteur des Crottes.? L'hypothèse est séduisante, mais la coupure qu'introduit l'Ardèche n'est-elle pas suffisante pour limiter le transport vers l'ouest ? Elle ne peut l'arrêter puisque l'on voit mal des apports éoliens venir de l'ouest où il ne paraît pas s'être développés des phénomènes glaciaires importants (voir infra chapitre sur la paléogéographie), aussi ne peut-on invoquer l'Ardèche et son canyon comme conditions suffisantes pour rejeter l'hypothèse ; l'on peut aussi admettre que le canyon était nettement moins profond lors des dépôts (Quaternaire ancien).

1. 1. 2. 3 - Les éboulis de versants.

Ils sont fréquents, que ce soit au pied des corniches calcaires ou sur les versants sans abrupts. Leur caractère le plus remarquable est leur fixation totale par la végétation, à quelques rares secteurs près.

Cette fixation est particulièrement remarquable dans les gorges de l'Ardèche, où de nombreux versants très raides sont colonisés par une végétation arborescente qui s'accroche aux moindres recoins de la pente. Dans ce cas, l'éboulis reçoit encore une faible fourniture de la paroi qui le domine, mais cet apport est rapidement fixé par la végétation. Nos observations au pied des parois des gorges, notamment sur le versant exposé au nord du cirque de Gournier, à l'est de la Baume d'Oulins, sous la côte 284 m de la carte au 1/25 000ème

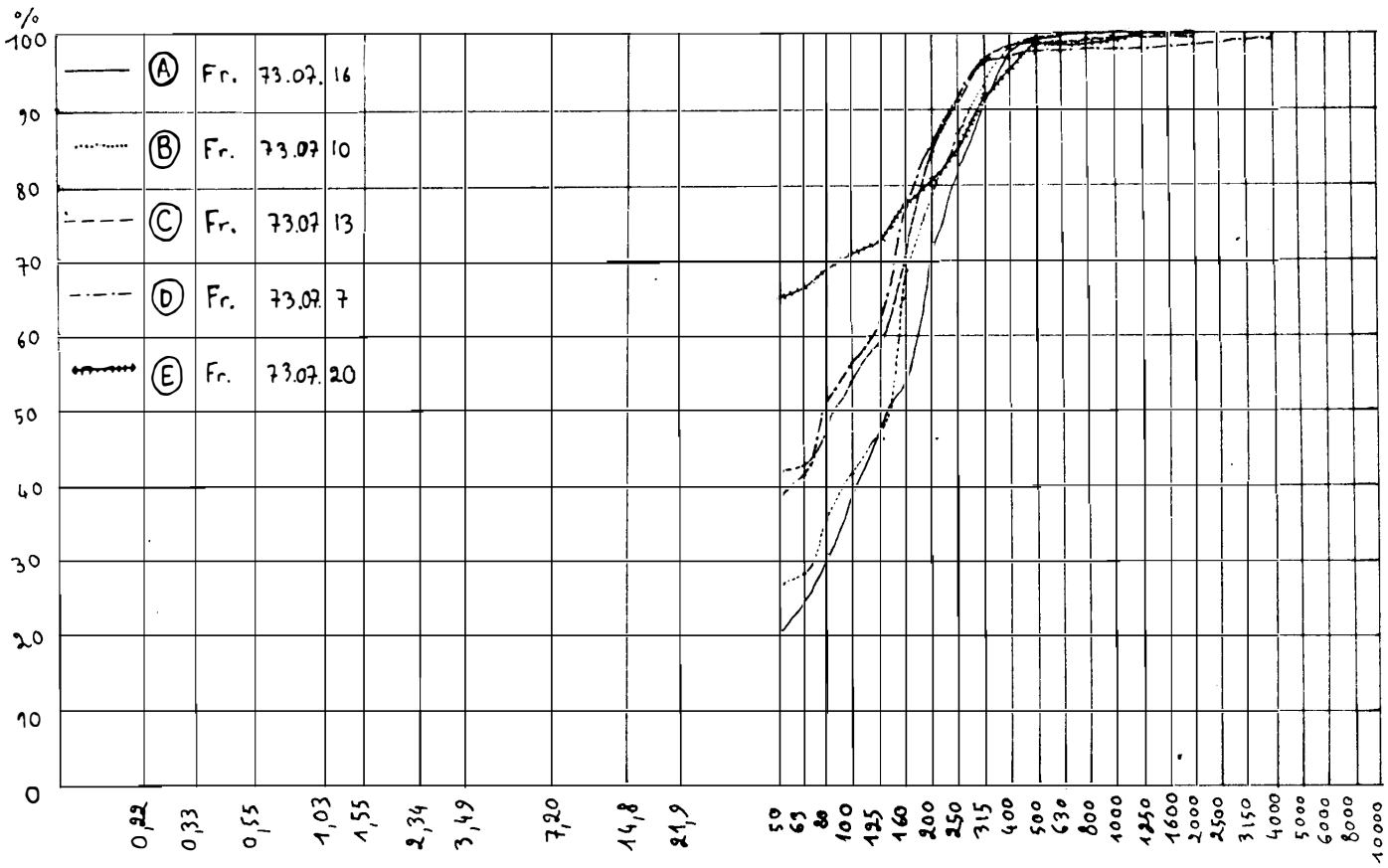


figure 9 : courbes cumulatives des echantillons étudiés, en granulométrie grossière, en tenant compte de la proportion de fines.

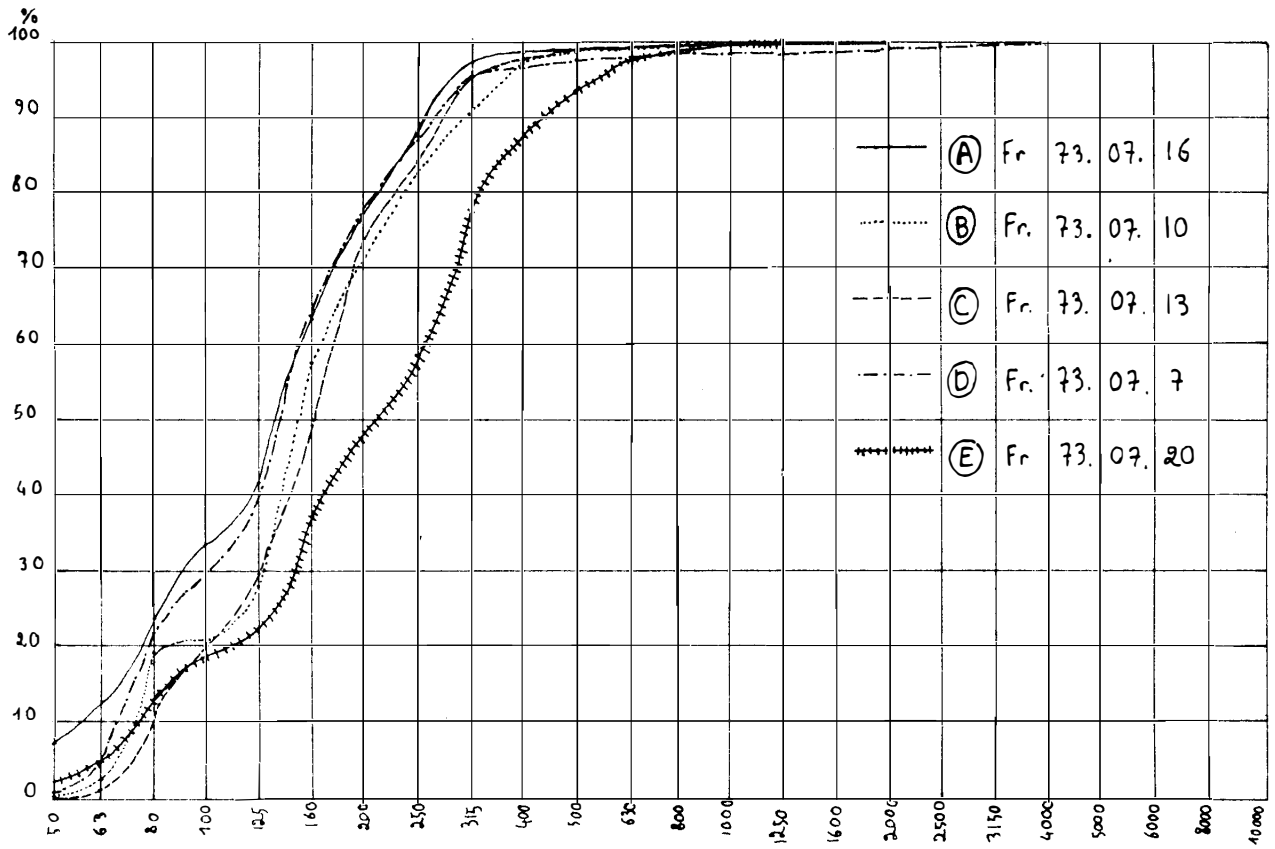


Figure 10 : courbes cumulatives des echantillons étudiés en ne tenant compte que de la fraction grossière dans les calculs de pourcentage.

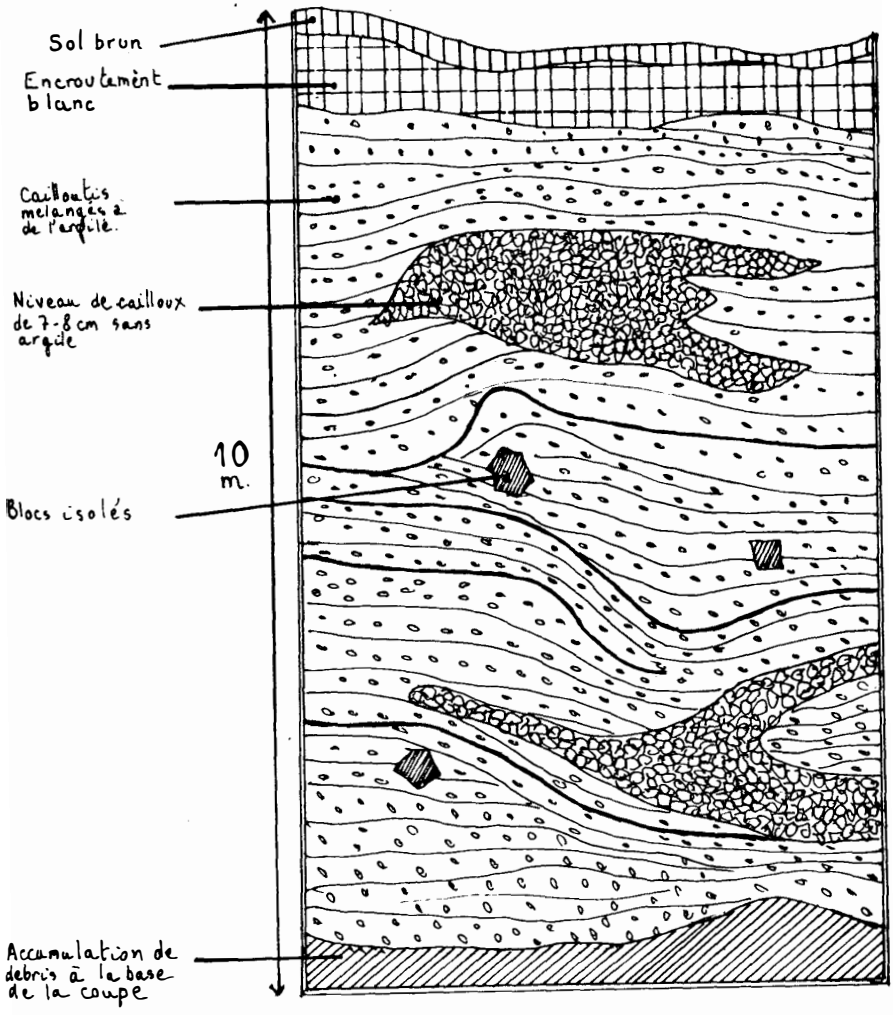


Figure 11 : coupe de la carrière de cailloutis au debouché du ravin de Tiourre dans les gorges de l'Ardèche.

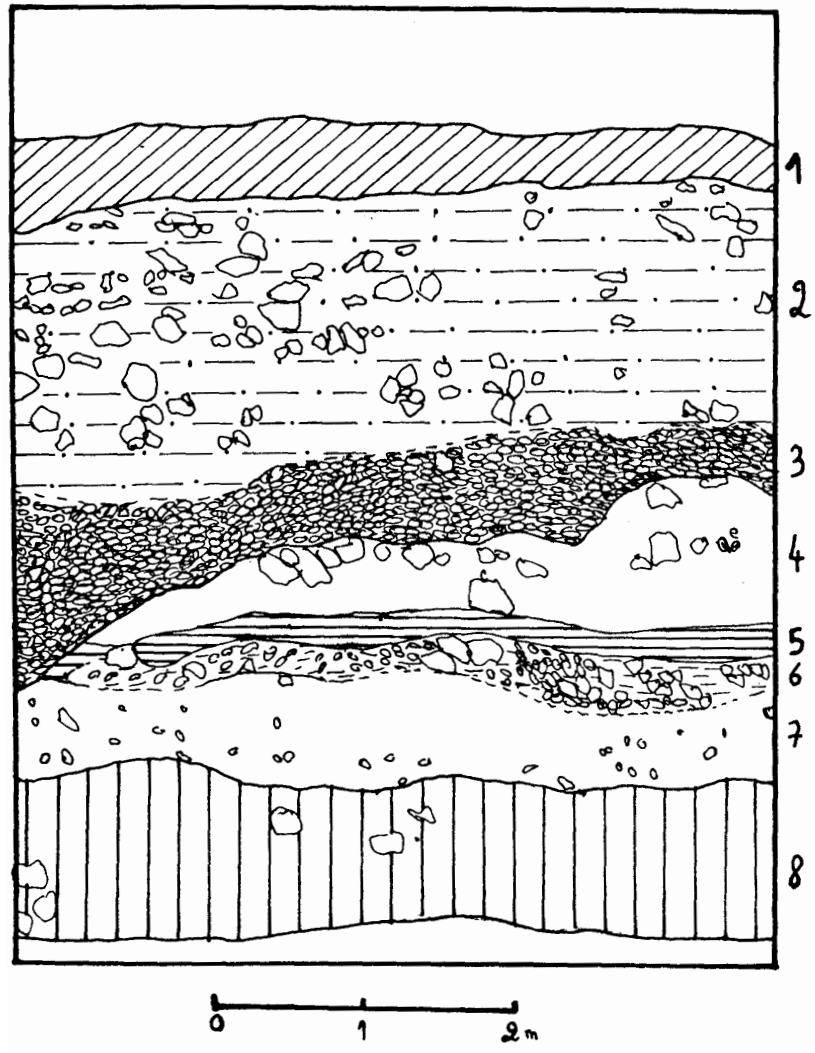


Figure 12 : Coupe du Pont de LAVAL en St Remèze. (voir légende dans le texte)

note: les blocs de la coupe sont représentés à l'échelle et dans leur position réelle non schématisée

Bourg-Saint-Andéol, n° 5-6, dans des aires suffisamment inaccessibles pour ne pas être modifiées par les actions anthropiques, nous ont confirmé la faiblesse des actions actuelles, seuls quelques rares débris "frais" recouvrant l'éboulis fixé et recouvert de mousses, de feuilles mortes et de débris divers (petit bois surtout).

En quelques lieux apparaissent cependant des éboulis non fixés, surtout dans le ravin de Tiourre et autour de Saint-Montant.

Dans le ravin de Tiourre, les éboulis forment des coulées au pied d'une corniche calcaire élevée. Bien que non couverts, ils doivent être relativement stabilisés car leur teinte un peu foncée révèle une altération superficielle de la roche. Leur localisation est assymètrique, les éboulis n'apparaissant que sur le versant sud-est.

La région de Saint-Montant dans le ravin de la Sainte-Baume à l'WNW du village, est le site le plus couvert d'éboulis des plateaux ardéchois, bien qu'ils se trouvent sur des versants sans corniche sommitale, avec seulement quelques abrupts isolés à mi-versant. Ils sont plus instables que ceux du ravin de Tiourre, bien qu'eux aussi presque figés.

La localisation de ces deux secteurs ne semble pas correspondre à ces causes lithologiques, car nous nous trouvons dans les deux cas dans des aires de calcaire urgonien. Les critères d'exposition ne peuvent pas plus être invoqués, de nombreux autres versants présentant des expositions identiques. Aussi la seule explication est-elle tectonique ; les deux aires à éboulis se trouvent dans des zones fortement tectonisées, situées sur la grande zone de fracturation de la "faille des Cévennes" (voir infra). Aussi le faciès urgonien, très rigide, a-t-il subi des contraintes qui ont fragilisé la roche et permis son fractionnement en éboulis sous l'action du gel. Il faut remarquer que les éboulis des versants, surtout vifs, sont spécifiques des plateaux du Rhône et spécialement urgoniens et que les plateaux jurassiques de piémont Cévenol n'en possèdent quasiment pas. La faible altitude relative de ces plateaux est peut-être un élément d'explication de cette absence, mais des causes lithologiques doivent aussi intervenir.

1. 1. 2. 4 - Les Groises des plateaux du Rhône.

Les grèzes sont une forme d'éboulis ordonné spécifique des versants calcaires en domaine périglaciaire. Il existe en fait deux types de grèzes, les grèzes litées, à stratification très nette, qui ont été étudiées dans les Charentes par A. Guilien et A. Rondeau, et les grèzes non litées, ou groises, plus

fréquentes, notamment dans le Jura, et en plus forte pente. Les rares dépôts de ce type que nous avons pu observer sur les versants ardéchois appartenaient au second type.

La première coupe observée se trouve dans les Gorges de l'Ardèche, au débouché du Ruisseau de Tiourre dans les gorges, en contrebas des grands éboulis précédemment signalés, face au sud-est. La base du versant est constituée de calcaires marneux du Barrémien inférieur ^{c}III et de l'Hauterivien supérieur ^{c}IVa qui ont fourni un matériau plus divisible.

La coupe (fig.11) est importante, haute d'une dizaine de mètres. Elle montre une alternance de cailloutis mélangés à de l'argile, avec des niveaux de cailloux de 7 à 8 cm de plus grand axe, niveaux lacunaires, non horizontaux, parfois très hétérogènes ; certains petits blocs y atteignent des dimensions de 15 à 20 cm. Ces niveaux révèlent des apports en masse d'Urgonien parmi les apports plus réguliers des étages géologiques inférieurs. Epars au milieu de la coupe, se trouvent quelques blocs de 30 à 60 cm d'arête tombés de la paroi dominante. Il n'apparaît aucun émoussé des débris, alors que la base de la coupe se trouve à 20 m au-dessus de niveau actuel de l'Ardèche. Cette absence d'émoussé excluant tout apport ou remaniement par la rivière, la formation de ces dépôts est récente car ils se trouvent plus bas que les terrasses rissiennes ; aussi sont-ils probablement wurmiens ou tardi-glaciaires.

Une coupe du même matériel se trouve dans les calcaires marneux du Barrémien inférieur ^{c}III, sur la route départementale D. 262, à 2 Km par la route au sud du village de Gras, 150 m avant le virage, côte 296 sur la carte au 1/25 000ème Bourg-Saint-Andéol 3-4, par lequel la route traverse le ruisseau de Nègue. La coupe est constituée par une groise très argileuse ; sur une hauteur de 3 m, elle ne présente ni litage ni stratification, si ce n'est une augmentation de la dimension des cailloux le long de quelques "strates". L'absence de blocs s'explique par la position de la coupe au pied d'un versant en pente faible, à petite corniche sommitale émoussée.

Une troisième coupe, plus complète, se trouve à l'ouest de Saint-Remèze, à proximité du Pont de Laval par lequel la route départementale D. 4 traverse en épingle à cheveux le ruisseau de Laval. Si l'on remonte ce ruisseau vers l'amont, on observe sur le versant exposé au sud-est, versant d'une dénivelée supérieure à 200 m, une coupe épaisse de 5 m dans les dépôts de versants.

Cette coupe (fig. 12) comporte huit niveaux distincts :

- un sol (1) épais parce que formé aux dépens de la formation sous-jacente fournissant le matériau fin.

- un niveau (2) à forte proportion de blocs inclus dans une matrice argilo-sableuse, sans que les classes intermédiaires soient beaucoup représentées.

- un niveau (3) de cailloutis et de graviers, sans matrice.

- un niveau (4) à grande hétérométrie, sans aucun classement.

- un niveau (5) brun, probable paléo-sol-fossile, dont nous n'avons pas trouvé trace en d'autres lieux.

- un niveau (6) de cailloux dans une matrice argileuse.

- un niveau (7) très hétérométrique assez semblable au niveau 4.

- un niveau (8) de débris tombés de la coupe et masquant sa base.

Une coupe aussi complète souligne l'extrême variabilité des processus de migrations des débris le long d'un même versant. Un des traits les plus significatifs qu'elle révèle est la simultanéité de production de débris fins avec l'apport de gros blocs issus de la paroi pourtant éloignée, alors que les périodes de production de graviers sans matrice ne sont pas accompagnées d'une telle production de blocs. Il en était de même dans la coupe précédente.

Les dépôts de versants décrits jusqu'à présent se trouvaient tous au pied d'escarpements de lithologie variée comprenant des affleurements de moindre résistance. Mais il existe quelques coupes des secteurs strictement urgoniens, notamment dans la partie aval des Gorges de l'Ardèche.

La coupe la plus vaste se trouve en rive gauche du ruisseau de Louby - une des rares vallées sèches à avoir profondément entaillé les plateaux entourant les gorges de l'Ardèche, puisqu'elle s'y enfonce de 100 m, et qu'elle se raccorde presque de plain-pied avec le cours de l'Ardèche - Elle est située juste en amont du pont par lequel la route touristique traverse le ruisseau, avec une exposition au nord.

La coupe est vaste, une centaine de mètres de longueur, mais ancienne et souvent recouverte par ses propres débris. On y observe seulement, dans sa plus grande partie, un niveau inférieur de roche en place disloquée par le gel, un niveau de graviers et de cailloux sans matrice ou tout au moins avec des vides entre les éléments, puis un niveau identique où les éléments sont inclus dans une matrice blanchâtre de calcaire reconcrétionné.

L'extrémité est de la coupe se révèle beaucoup plus intéressante parce qu'elle a été récemment "rafraîchie" et qu'elle montre de plus les dépôts selon leur plus grande pente, ce qui permet d'estimer leur pendage. On y observe du haut en bas (fig. 13) :

- un niveau (1) de sol rougeâtre avec beaucoup de pierrailles issues d'apports récents puisque le dépôt sous-jacent n'en comporte pas.

- un niveau (2) épais formé par des sables argileux non stratifiés et presque totalement démunis de cailloux et de graviers. Ce niveau ressemble à du calcaire reconcrétionné après une période de transport à l'état soluble.

- un niveau (3) de graviers liés par une matrice blanchâtre qui est du calcaire redéposé entre les graviers par percolation d'eaux saturées en carbonates.

- un niveau (4) de cailloux de taille croissante vers le bas, sans matrice, liés seulement par un faible concrétionnement intersticiel.

- un niveau (5), passée argilo-sableuse de faible pendage.

- un niveau (6) de gros cailloux (10 cm et plus) liés par un peu de matrice argileuse.

- un niveau (7) de roche mère disloquée par le gel mais non déplacée apparemment le long du versant.

- un niveau (8) de débris tombés de la coupe.

En dehors de la passée argilo-sableuse (5) qui a un pendage de 10°, les pendages des différents niveaux sont décroissants du bas au sommet de la coupe, passant de 35° à 15-20°.

Toutes les coupes décrites jusqu'à présent se trouvaient dans des positions topographiques peu caractéristiques, les trois premières le long des versants qu'elles nappaient totalement à la base, la dernière dans une sorte de vallon pré-périglaciaire ou contemporain qu'elle avait comblé, cas qui s'observe de nouveau dans la coupe de la route des Gorges de l'Ardèche à 300 m à l'ouest de la coupe que nous venons d'étudier. Mais il apparaît dans l'Urgonien des dépôts de versants de groises périglaciaires dans des positions topographiques plus particulières.

Il existe deux coupes de ce type dans la partie aval des Gorges de l'Ardèche, coupes qui ne sont pas véritablement des groises périglaciaires, mais qui en possèdent suffisamment de caractères pour pouvoir être rattachées à ces dernières.

La première coupe se trouve à la base du Rocher du Colombier, sur un versant en forte pente (environ 45°), entre deux parois rocheuses écartées d'une vingtaine de mètres. Elle est malheureusement ancienne et envahie par la végétation, ce qui rend son interprétation délicate. On y distingue cependant deux

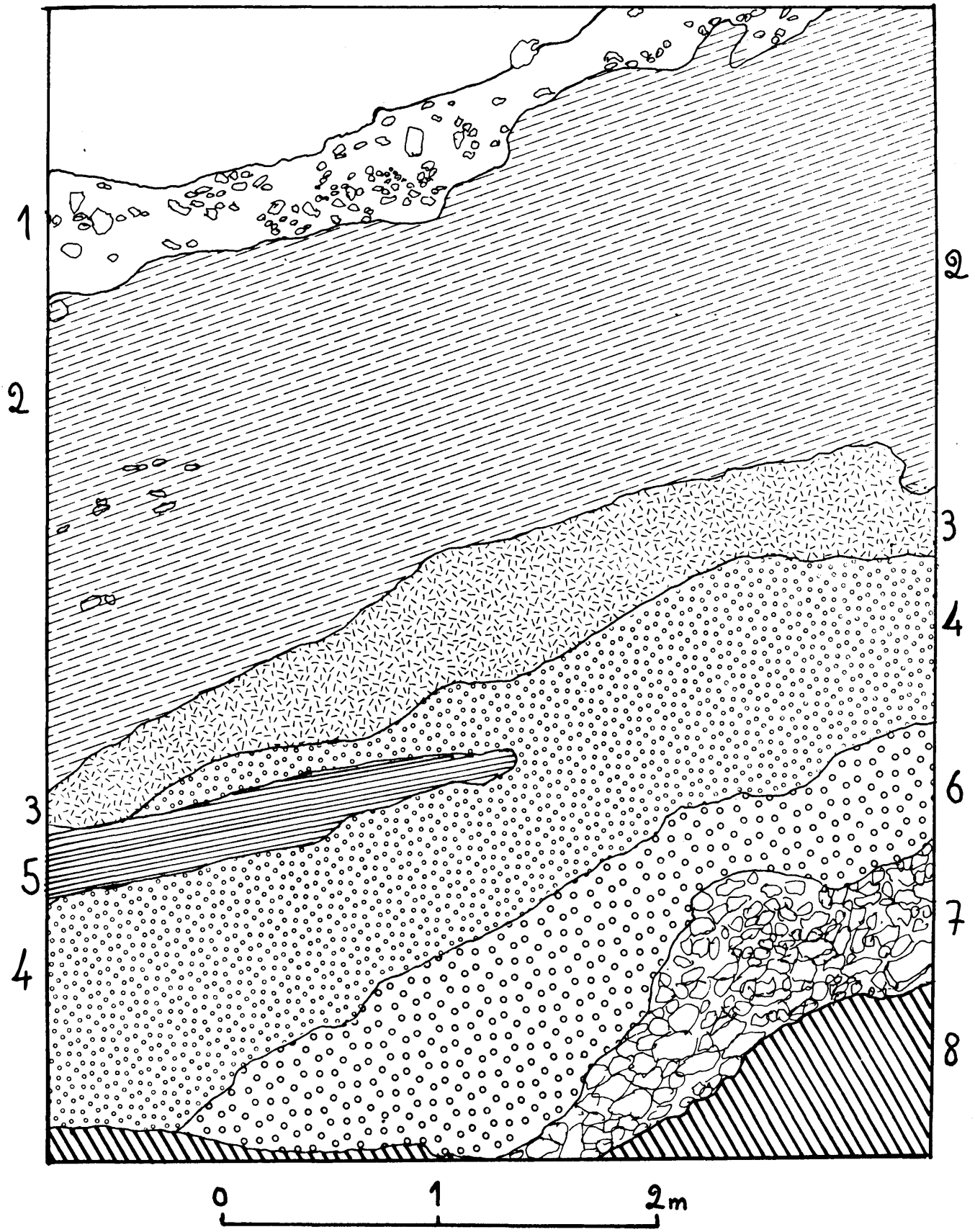


Figure 13 : Les dépôts de versant du Ravin de Louby (Saint - Martin - d'Ardèche). Voir légende dans le texte. Les cailloux des niveaux 1, 2 et 7 sont dessinés à l'échelle et dans leur position réelle non schématisée.

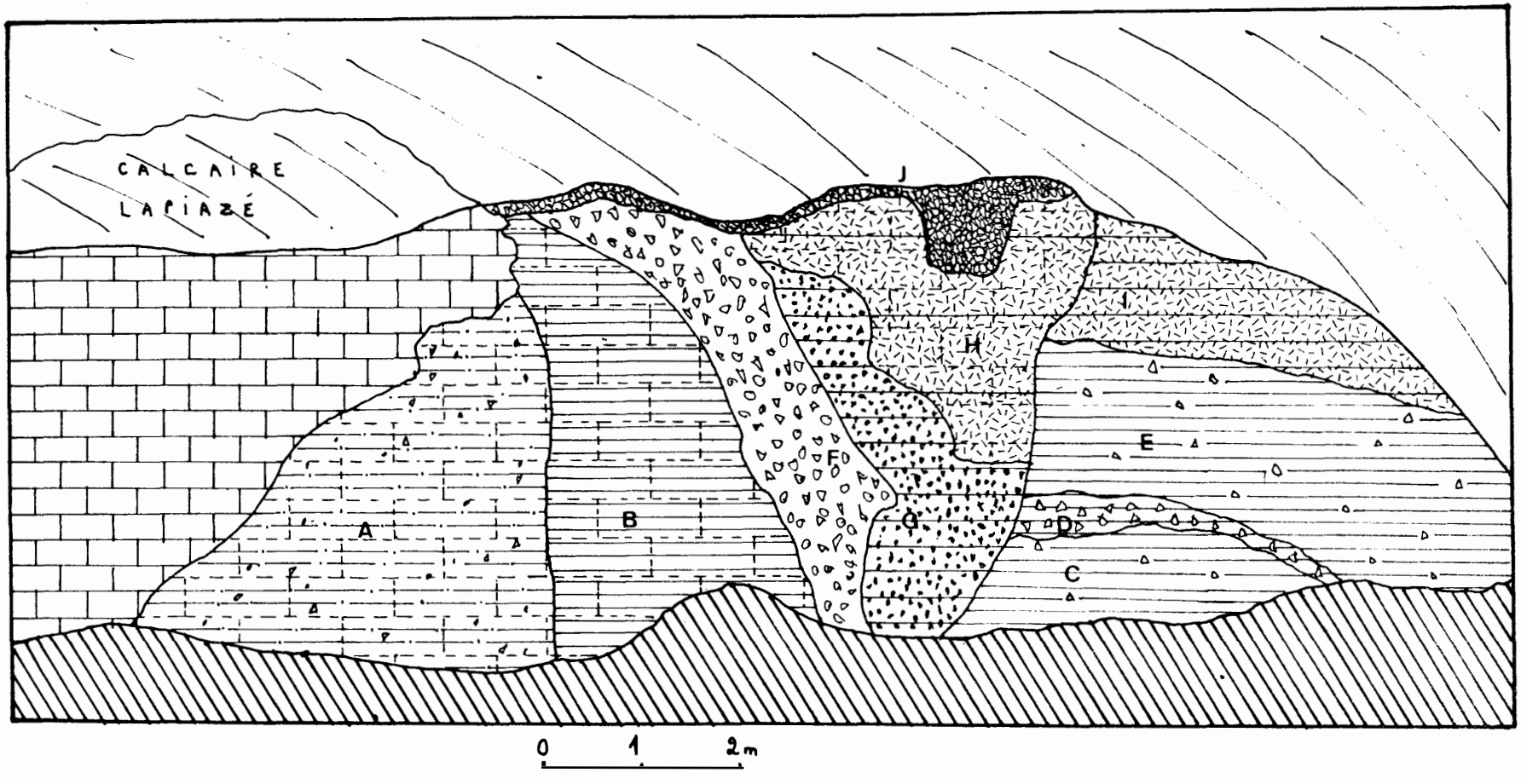


FIGURE 14 : Coupe d'une poche à remplissage complexe près de Sauze (aval des gorges de l'Ardèche. Orientation face au NW)

niveaux de périglaciaire fin consolidé en brèche résistante donnant un abrupt, le niveau supérieur étant bien plus important que le niveau inférieur, et atteignant 1,50 à 2 m d'épaisseur. Entre les deux, un niveau fin non consolidé est envahi par la végétation. L'ensemble remplit une "poche" entre les deux parois et est surplombé par un abrupt urgonien haut de 20 m. L'aspect des niveaux indurés suggère un périglaciaire ancien fortement altéré, du Riss ou même antérieur.

La seconde coupe - beaucoup plus complexe et plus "fraîche", se trouve en aval de la précédente, à 500 m au nord du hameau de Sauze, dans un virage de la route touristique des Gorges de l'Ardèche, virage d'où part un chemin de terre remontant une vallée sèche. La coupe, exposée à l'ouest, est haute de 5 m et large de 15 m. Elle présente le défaut de n'être pas parfaitement plane, ayant été excavée au buldozer, et est encombrée de débris à sa base.

Comme la précédente - cette coupe a une position plus en "poche" qu'en nappage de versant, notamment (fig. 14) dans son extrémité nord qui plonge sous une masse de calcaire urgonien lapiazé en surface, effet accentué d'ailleurs par la courbure de l'excavation. Cette position a influé fort sur la stratigraphie, très différente de celle des dépôts précédents. En effet, si l'on examine la coupe de la figure 14, on constate que les différentes couches ne sont plus superposées mais juxtaposées en trois séries distinctes :

1) un dépôt argilo-sableux avec quelques graviers et cailloux (A), rappelant fort un remplissage fossilisant une grotte.

2) des dépôts argileux, B, C, D, E ; le dépôt B, situé au nord, paraît s'être déposé après une phase d'érosion du dépôt A, mais nous n'avons pas trouvé trace d'un ravinement entre les deux dépôts. Cependant il existe fréquemment dans les grottes et abris sous roche des parois de terrain assez meuble ; aussi a-t-il pu se produire une érosion de ce type du dépôt A protégé par la couverture urgonienne. Le dépôt B a été induré par des dépôts de calcaire, alors que les dépôts C, D et E ne l'ont pas été ; de plus ces derniers comportent quelques graviers et cailloutis, surtout le niveau D, aussi la contemporanéité de B avec C, D et E n'est-elle pas prouvée.

3) Les dépôts précédents ont eux-aussi été érodés et il s'est déposé en leur centre et au-dessus d'eux plusieurs dépôts nettement périglaciaires F, G, H, I, J. Le dépôt F est formé de cailloutis mal triés dans une matrice tout aussi hétérogène. G est constitué de graviers plus fins dans une matrice argileuse, passant en H à une poche de périglaciaire fin (graviers et cailloutis) dans une matrice à reconcrétionnement de calcaire, alors que le même dépôt en I

n'est pas affecté par ce reconcrétionnement. Une poche de cailloux récents J recouvre cette partie centrale de la coupe, poche qui se prolonge sur une faible épaisseur jusqu'au calcaire lapiazé.

La formation d'une telle coupe relève d'un tout autre processus que les groises. L'importance des argiles notamment amène à envisager l'existence de phénomènes de solifluxion qui auraient transporté un matériel peu trié, mais plus ou moins ameubli par le gel qui fragmentait parfois la roche en cailloux grossiers, parfois l'amenuisait jusqu'à la dimension de graviers fins (en I notamment). Mais la position des différents dépôts oblige à supposer l'existence de périodes d'érosion, correspondant peut-être à des actions torrentielles lors de pulsations un peu plus chaudes, érosion qui creusait des ravins dans lesquels étaient dirigées les coulées de solifluxion suivantes. Le phénomène se serait poursuivi tardivement car la poche de matériel récent peut elle aussi correspondre au comblement par des dépôts de versant d'un petit ravinement creusé dans le matériel périglaciaire, ravinement favorisé par la relative imperméabilité du matériel.

Quant à la datation des couches, elle demeure incertaine ; leur altitude leur permet d'être rissiennes ou wurmiennes, mais peu d'autres éléments autorisent l'attribution d'une date. La coupe paraît fraîche et peu indurée, mais sa position sur un versant sans abrupt sommital et en faible pente a pu lui assurer une relative protection lors des phases froides ayant éventuellement suivi sa formation.

Notons enfin qu'il existe sur le versant nord-ouest du ravin de Tiourre, le long de la route touristique, des affleurements de groise indurée, probablement plus ancienne, bien que des percolations locales d'eaux puissent expliquer une telle induration : il y a des sources proches qui déposent des tufs.

1. 1. 2. 5 - Les groisés des plateaux de piémont cévenol.

Elles semblent assez abondantes dans certains canyons, mais l'absence de coupes ne permet pas leur étude. Les seules coupes importantes que nous ayons pu observer se trouvent dans le canyon de la Ligne, exposées face au nord-est. Elles sont élevées, atteignant une vingtaine de mètres de hauteur, mais sont relativement anciennes et nappées de leurs propres débris, ce qui rend leur interprétation délicate. On y observe cependant quelques différences avec les groises des plateaux proches du Rhône ; les plus remarquables sont la stratification plus nette, qui ne permet pas d'utiliser le terme "grèzes litées" mais s'en approche, et la présence dans la coupe de quelques blocs de grande dimen-

sion, d'ordre métrique. Dans une des coupes de la Ligne, ces blocs correspondent à un niveau continu de cailloux et de blocs. Les matrices sont plus abondantes que dans les coupes du canyon de l'Ardèche.

Dans le même canyon, au sud-ouest du hameau du Prat, une petite coupe montre des grèzes à litage plus nettes, mais très indurées, transformées en brèches, qui doivent être rattachées probablement au Quaternaire ancien, et tout au moins à une époque antérieure à celle où se sont formés les grands dépôts de versants non indurés, pourtant fort proches. Il n'apparaît malheureusement pas trace de recouvrement de cette formation par la précédente.

1. 1. 2. 6 - Les Tufs.

Ils sont fort rares sur les plateaux ardéchois. On peut observer quelques "cascades pétrifiées" dans le défilé de Ruoms, ou au nord de notre aire d'étude, au débouché du ruisseau de Vendoule sur le village de Rochecolombe. Des petits dépôts actuels de suintements s'observent par endroits, comme au débouché du ravin de Tiourre sur l'Ardèche, au pied du rocher de l'Aiguille, où une petite source alimente des tufs actuels.

Une coupe nette de ce type se trouve dans l'amont du ruisseau d'Imbourg, affluent de rive gauche des gorges du Rimourén, dans la commune de Larnas. Un chemin piétonnier ouvert à la base d'un versant calcaire mais sans corniche, exposé au sud-ouest, avec un éboulis presque totalement fixé sur le tiers inférieur du versant (voir fig. 15) présente en coupe des tufs calcaires.

Cette position des tufs sous un éboulis pourrait être interprétée comme une preuve d'antériorité des tufs par rapport à l'éboulis, mais ces derniers ont pu se former par percolation des eaux à travers les cailloux.

Ce recouvrement des tufs par les éboulis peut être une explication de leur rareté. Comme les tufs croissent lentement, ils sont noyés sous la masse de cailloux, issus des falaises dominantes, qui se déposent beaucoup plus rapidement. La lithologie peut jouer aussi, les calcaires un peu marneux étant plus favorables à l'apparition de tufs, au moins formés en circulation aérienne, que les calcaires francs qui donnent des tufs de résurgences.

Il faut remarquer que le ruisseau d'Imbourg, à hauteur des tufs, présente dans son lit des barrages de calcite identiques aux "gours" que l'on observe dans les rivières souterraines, gours qui peuvent indiquer des apports latéraux d'eaux sursaturées en carbonate de calcium.

Un seul dépôt de tufs important existe en fait dans la région, et a été signalé par André Rey, 1975. Il se trouve en rive gauche de la Baume, à l'entrée

des gorges de cette rivière, à la source et grotte de Remène. A. Rey y décrit des tufs inférieurs comblant une vallée encaissée sur une hauteur de 20 m, et des tufs supérieurs, postérieurs aux précédents, sur une hauteur de 1,50 m et sur une longueur de 150 m le long d'une vallée sèche ; chaque niveau a une composition chimique différente et est différemment karstifié : le niveau supérieur est moins carbonaté et plus karstifié. Un canyon miniature d'une profondeur de 4 m, entaille le niveau supérieur pour se raccorder au niveau inférieur qu'il évite latéralement. L'auteur, sans prendre nettement position, semble attribuer à ces tufs un âge récent puisqu'il date le vallon "périglaciaire" dans lequel ils sont installés "vraisemblablement de la fin du Würm". L'importance des dépôts nous pousse à leur attribuer un âge plus ancien ; ils sont presque certainement polygéniques.

1. 1. 2. 7 - Conclusion.

Nous voudrions terminer cette partie sur les dépôts superficiels quaternaires par une remarque d'ordre général concernant tous les terrains rencontrés et plus précisément leur âge : nous manquons totalement d'éléments de datation les concernant et seules quelques datations relatives à partir de l'état des terrains ont pu être tentées. Plutôt que d'aborder des hypothèses généralement incontrôlables, nous avons préféré nous limiter aux faits, réservant pour d'autres études la recherche systématique de l'âge véritable et non pas supposé des dépôts superficiels. Enfin l'absence de coupe rend délicate l'interprétation des versants des gorges entaillant les plateaux. Eboulis, groises, tufs ? Probablement les trois, imbriqués en séries complexes dont l'étude, malheureusement impossible, pourrait beaucoup apprendre sur l'âge et le mode de formation des versants.

Si l'on se place dans un contexte plus large que celui des plateaux ardèchois, il apparaît cependant des éléments plus généraux, concernant l'ensemble du pourtour méditerranéen , qui permettent d'introduire des hypothèses de datation de ces dépôts superficiels avec des probabilités d'exactitude raisonnables. Nous reviendrons sur ces datations dans le prochain chapitre consacré à la tectonique et à la paléogéographie, et pourrons alors remplacer les dépôts superficiels dans un cadre chronologique plus précis.

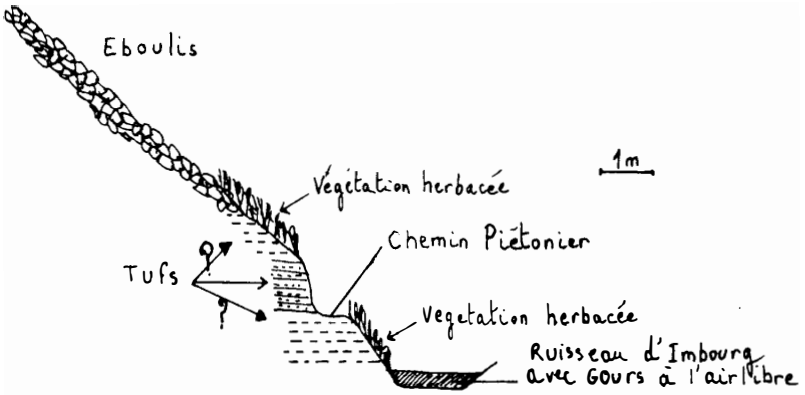


Fig. 15 : Position sur le versant des Tufs du Ruisseau d'Imbourg

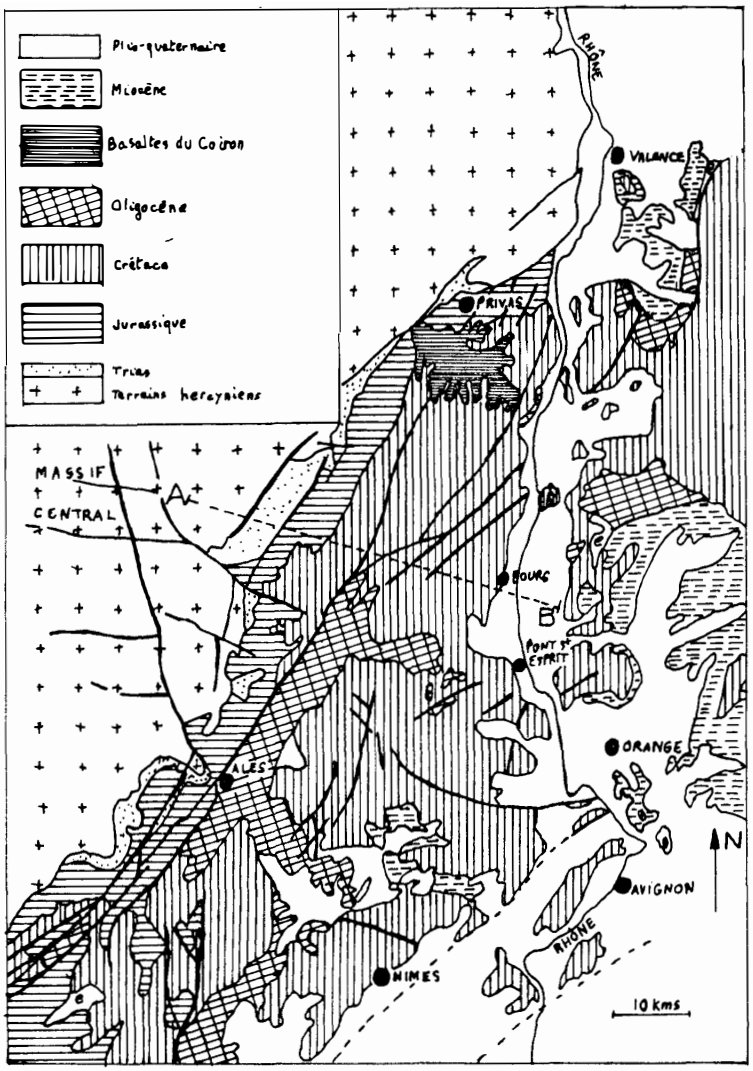
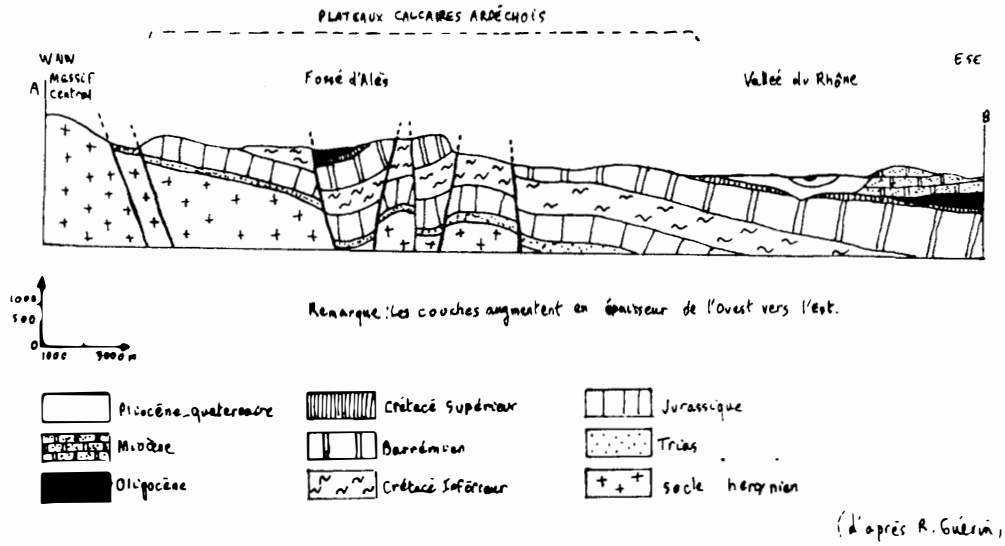
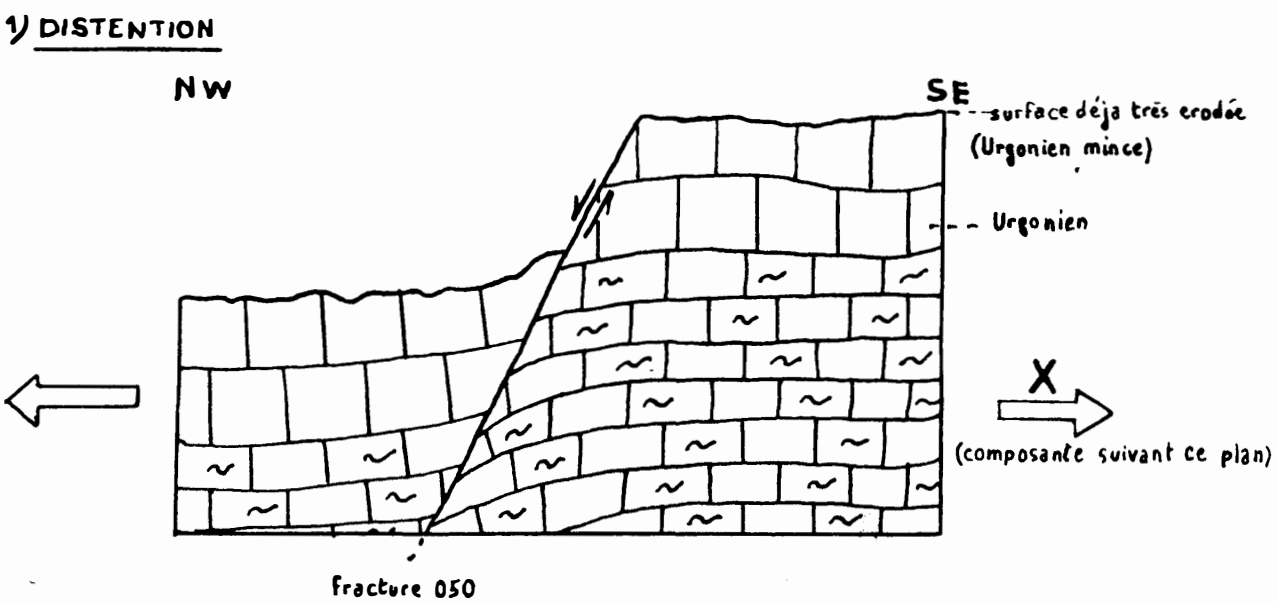


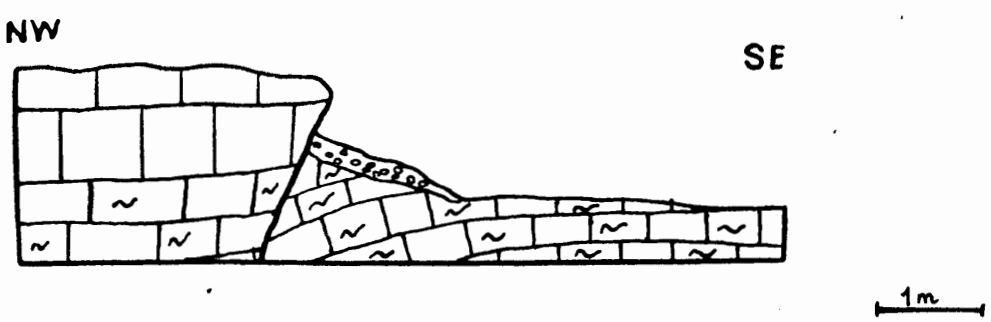
Figure 16 : Contexte géologique et structural des plateaux ardéchois (d'après R. Guérin, 1973). La droite AB donne la localisation de la coupe de la figure 17.



(d'après R. Guérin, 1973)

Figure 17 : Coupe très schématique du Massif Central à la Vallée du Rhône.





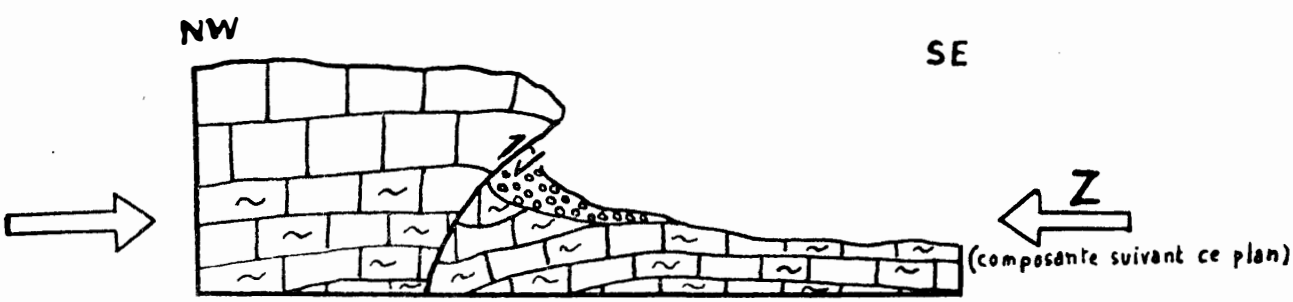


Figure 18 : Failles inverses de la région de St Remèze (influence du paléorelief). (d'après R. GUERIN, 1973).

C H A P I T R E 1. 2.

-:-

TECTONIQUE

ET

PALEOGEOGRAPHIE

Nous allons dans ce chapitre préciser quelles furent les grandes phases tectoniques de l'histoire géologique des plateaux ardéchois, en les mettant en parallèle avec les différentes phases de la paléogéographie de la région, cette dernière étant essentiellement commandée par les phases tectoniques pour ses manifestations Pré-quaternaires. Puis nous verrons quelle fut l'évolution paléogéographique récente, où les variations climatiques du Quaternaire ont joué le plus grand rôle.

De nombreuses études tectoniques ont été effectuées dans la vallée du Rhône. Les travaux les plus récents, malheureusement centrés uniquement sur les plateaux crétacés, sont ceux de R. Guérin (1973 et 1975). Dans les plateaux jurassiques, les études sont moins nombreuses ; les travaux de H. Pascal (1970), moins complets que ceux de R. Guérin, ont été consultés.

1. 2. 1 - Localisation structurale.

Les paysages calcaires ardéchois se trouvent soumis à trois données différentes (fig. 16) :

- Ils se trouvent dans la zone bordière du Massif Central, ou avant-pays cévenol, qui est constitué d'un "escalier" de failles permettant la transition sans grande dénivelée topographique des terrains hercyniens du socle aux terrains crétacés en passant par tous les étages intermédiaires. La région est de plus traversée par un important faisceau de failles orienté NE-SW. Ce faisceau, dit "Cévenol", est en fait la manifestation de fractures majeures du socle sous-jacent sur la couverture sédimentaire ; il faut noter que la "faille des Cévennes", qui est en fait la conjonction de nombreuses failles, se suit depuis le Languedoc jusqu'au sud du Vercors et au Massif de Belledone (Ball, E, 1973 ; Arnaud, H, 1971 ; Carme, F, 1970).

- Ils se trouvent à peu près à une égale distance des zones axiales des Alpes et des Pyrénées, ce qui les a conduits à subir les actions des deux orogénèses en parts à peu près égales, avec une tendance à la suprématie des actions pyrénéennes au sud et au sud-ouest de la région, et une tendance à la suprématie des contraintes alpines à l'est de la région.

- Ils sont traversés par la terminaison septentrionale du bassin d'Alès, bassin résultant de grandes distensions à partir de l'Oligocène ; ces distensions ont joué un rôle important dans la tectonique des régions avoisinantes.

Les travaux les plus récents, notamment ceux de R. Guérin, ont utilisé avec profit les photographies aériennes, l'étude classique des macrostructures

tectoniques (failles et stratification), et surtout l'étude des microstructures par la microtectonique, dont les méthodes permettent la définition d'un grand nombre de phases tectoniques et de styles de fractures et microfractures plus ou moins karstifiables qui sont d'un grand intérêt pour le géomorphologue.

1. 2. 2 - Les rapports entre la lithologie et la tectonique.

Les contrastes lithologiques très marqués sur les plateaux ardéchois ont influé grandement sur le style tectonique de la région.

Le contraste majeur réside entre l'Urgonien remarquablement massif qui "constitue une ossature rigide qui réagira de manière globalement cassante aux mises sous contrainte" (R. Guérin, 1973), alors que les terrains du Crétacé supérieur et inférieur et du Jurassique réagiront en se fracturant également, mais avec accompagnement de structures plus souples.

Enfin, lorsqu'il y a tectonique "cassante", la fracturation varie selon la nature du terrain : R. Guérin (1973) montre qu'une fracture plurikilométrique, unique dans l'Urgonien, se divise en multiples fractures dans le Barrémien inférieur de la région de Saint-Remèze.

L'influence lithologique ne se manifeste pas seulement par la résistance de la roche mais aussi par l'épaisseur des strates et l'épaisseur des ensembles lithologiques. Un terrain composé de strates très minces, comme le Barrémien inférieur, à strates décimétriques, réagira différemment du Kimméridgien, calcaire massif à strates métriques, lequel réagira différemment de l'Urgonien dont les rares strates ont 30 à 40 m d'épaisseur. Cette différence se manifeste par une plus grande possibilité de plissement des étages à strates minces, surtout dans les plis de longueur d'onde courte qui seront d'autant plus réduits que les strates seront minces. Un exemple de cette variation d'étage à étage est montré dans la figure 23, pour un affleurement situé au nord de l'aire étudiée.

Enfin les joints de stratification sont des aires de faiblesse de la roche, susceptibles de permettre des glissements banc sur banc. Il en résulte des possibilités de fracturation indépendante à l'intérieur de chaque strate (décrochements interbancs) et de cisaillement horizontal des fractures par ripage banc sur banc. Cela n'est pas le cas dans les calcaires massifs.

Il semble enfin qu'il y ait eu sur les plateaux ardéchois une influence du paléorelief sur la tectonique, et ce essentiellement sur les plateaux crétacés qui ont été soumis à des actions tectoniques plus intenses lors de la

phase alpine (voir infra) que les plateaux crétacés plus occidentaux. Ces actions ont été découvertes par R. Guérin (1973) qui remarque que dans la région située entre Saint-Remèze et Gras, et dans le secteur de la Dent de Rez, lieux très érodés depuis le Crétacé supérieur, les manifestations tectoniques sont différentes. Les affleurements y sont de Barrémien inférieur, d'Hauterivien, et d'Urgonien d'une épaisseur réduite par l'érosion et la tendance à l'amincissement de ce faciès vers le nord. Les accidents cévenols de direction 050 à 060 (voir infra) y ont souvent joué en faille inverse à la phase pyrénéenne ou à la phase alpine avec une fréquence bien supérieure par rapport aux accidents de même direction se trouvant dans des secteurs lithologiquement identiques mais moins érodé (région du Pont-d'Arc ou de Saint-Montant).

R. Guérin voit dans ce cas deux explications complémentaires :

- L'influence de l'épaisseur globale de l'ensemble lithologique sur l'angle de rupture donc sur le pendage des failles. Là où dans 200 à 300 m de calcaire massif urgonien une contrainte aurait provoqué un décrochement, dans 30 à 40 m d'Urgonien la même contrainte provoquera une faille inverse.

- L'influence des paléoreliefs due à l'érosion, qui a affecté une région déjà très érodée : R. Guérin pense que les failles normales formées probablement durant la distension oligocène et mettant en contact de l'Urgonien aminci et du Barrémien inférieur, notamment dans la région de Saint-Remèze ont facilité des inversions de reliefs (voir fig. 18) ; lors de la phase alpine ces failles normales ont alors joué en faille inverse en faisant chevaucher (avec un rejet métrique) l'Urgonien sur le Barrémien inférieur. Cet exemple local montre bien la complexité des formes structurales, même les plus réduites, sur les plateaux ardéchois.

Les lignes qui précèdent sont autant de facteurs annonçant une grande différence de style tectonique entre les paysages calcaires dans le Jurassique et les paysages calcaires dans le Crétacé. Nous allons maintenant voir si de telles différences se sont aussi manifestées lors des phases tectoniques ayant affecté la région.

1. 2. 3 - Les phases tectoniques.

1. 2. 3. 1 - Les mouvements anté-pyrénéens.

Ces mouvements sont connus par les travaux de S. Elmi (1967) sur le Lias supérieur et le Jurassique de l'Ardèche ; ils ont montré que le Jurassique a

été soumis à une distension importante qui a eu des répercussions sur la sédimentation : les étages ont varié d'épaisseur de part et d'autre des failles normales et les failles ont limité des bassins. Le phénomène a particulièrement joué au Lias et au Bathonien, donnant des failles normales synsédimentaires.

Le Crétacé, bien que n'ayant pas été affecté par des failles synsédimentaires, a été l'époque de mouvements verticaux d'ampleur dus à la proximité de la fosse vocontienne. Il en a résulté une augmentation très marquée de l'épaisseur des sédiments du nord-ouest vers le sud-est.

Au nord de la région étudiée, vers Larnas et Saint-Montant, se trouvent quelques affleurements de Cénomanien discordant tantôt sur l'Urgonien, tantôt sur l'Aptien - généralement l'Aptien supérieur - avec lacune de l'Albien. Ces affleurements sont généralement limités par des failles. Si ces terrains n'indiquent pas une grande phase tectonique, ils révèlent cependant des mouvements de moindre importance avant la transgression cénomanienne, mouvements que R. Guérin suppose verticaux. Il faut aussi remarquer que ce secteur où l'Albien, et parfois aussi l'Aptien manquent, se situent justement dans la zone de passage des grandes fractures plurikilométriques cévenoles.

A la fin du Crétacé, apparaît une nouvelle phase difficilement définissable : y a-t-il eu tectonique avec compression horizontale, ou simples mouvements verticaux ? La conséquence sur la région en a été une émersion généralisée au Crétacé supérieur, déjà amorcée depuis le début du Crétacé supérieur dont tous les faciès sont littoraux. Il faut noter qu'autour des plateaux jurassiques, aucun étage n'est plus récent que le Barrémien, ce qui permet d'envisager une émersion, donc un début de karstification, depuis l'Aptien.

Cette émersion s'est accompagnée de gauchissements tectoniques, puisque dans la région de Laval-Saint-Roman (voir fig. 5 et 6) apparaît une discordance angulaire entre les terrains du début de l'Eocène et du Lutétien et les terrains crétacés sous-jacents, discordance pouvant atteindre 20° ; à un tel stade de gauchissement, on peut presque parler de plis d'axe est-ouest.

L'érosion consécutive à cette émersion fut considérable. C'est probablement à cette époque que le Crétacé supérieur a été érodé, ne laissant que quelques lambeaux résiduels. Sur les plateaux jurassiques, il n'y a pas de données concernant cette époque par manque de dépôts corrélatifs, mais il est probable qu'une érosion s'exerça aussi, si l'orographie le permettait. R. Guérin suppose que c'est à cette époque que s'amorça le grand bombement axé sur la région

de Saint-Remèze, ce qui permit une grande érosion de cette région dès le début de l'Eocène. Il considère comme très importante pour la paléogéographie cette phase d'émersion, aussi le citerons-nous :

> "Deux faits montrent l'intensité qu'a pris l'érosion à cette époque : en plusieurs endroits de la région (le Garn, Orgnac, Lagorce) existe un paléokarst, creusé dans l'Urgonien, à remplissage d'argilesversicolores qui ont été attribuées (voir contexte stratigraphique) au Sénonien et à l'Eocène inférieur. Donc, dès le Sénonien l'érosion avait été suffisante pour que l'Urgonien soit karstifié et pour permettre à ce karst de subir un remplissage d'argiles (sénoniennes). De plus le Lutétien (calcaires lacustres) dans la région de Laval-Saint-Romans, repose en discordance angulaire, tantôt sur l'Urgonien, tantôt sur le Gargasien et même parfois sur l'Albien. Cette discordance cartographique /.../ montre, et l'existence d'une émersion différentielle accompagnée de flexures, des terrains du Crétacé, ou l'existence de véritables plis, et elle montre également l'intensité de l'érosion avant le dépôt de ces terrains lacustres.
>
> Cette zone tectonique (à composante verticale ou horizontale) a été sans doute à l'origine d'une grande partie des fractures qui affectent la région, car les trois phases tectoniques principales ultérieures utiliseront ces fractures selon leurs orientations par rapport à leurs directions de déformation, mais sans beaucoup en créer de nouvelles semble-t-il.
>
> Mais le rejet multiple de ces fractures masque toute trace du premier sens de déplacement le long de celles-ci. Il est possible d'ailleurs que la phase fini-crétacé, dans le cas de mouvements à dominante verticale, n'ait créé que des diaclases ou des fractures à très faible rejet". (1973, p. 18)

1. 2. 3. 2 - La phase pyrénéenne.

Elle est la première phase ayant formé des structures encore en place de nos jours. Il s'agit d'une tectonique de "compression" à direction de raccourcissement sud-nord horizontale, d'âge éocène.

Les plateaux ardéchois, qu'ils soient jurassiques ou crétacés, se trouvent très au nord de la zone axiale pyrénéenne - environ 150 Km - aussi les actions de cette phase se trouvent-elles en fin de course : elles n'ont donné des grandes formes plissées que dans la partie méridionale des plateaux, c'est-à-dire le synclinal de Saint-André-de-Cruzières et l'anticlinal des Ramades au sud des affleurements jurassiques ; ces phénomènes étaient probablement ébauchés sûrement même en ce qui concerne le synclinal d'Issirac - avant la poussée pyrénéenne, qui les a accentués. Dans les régions plus septentrionales, la phase pyrénéenne a essentiellement provoqué de très nombreuses fractures, et quelques rares plis de longueur d'onde kilométrique dans les gorges de l'Ardèche et près de Viviers (R. Guérin), notamment au sud et sud-est de la ville, où la

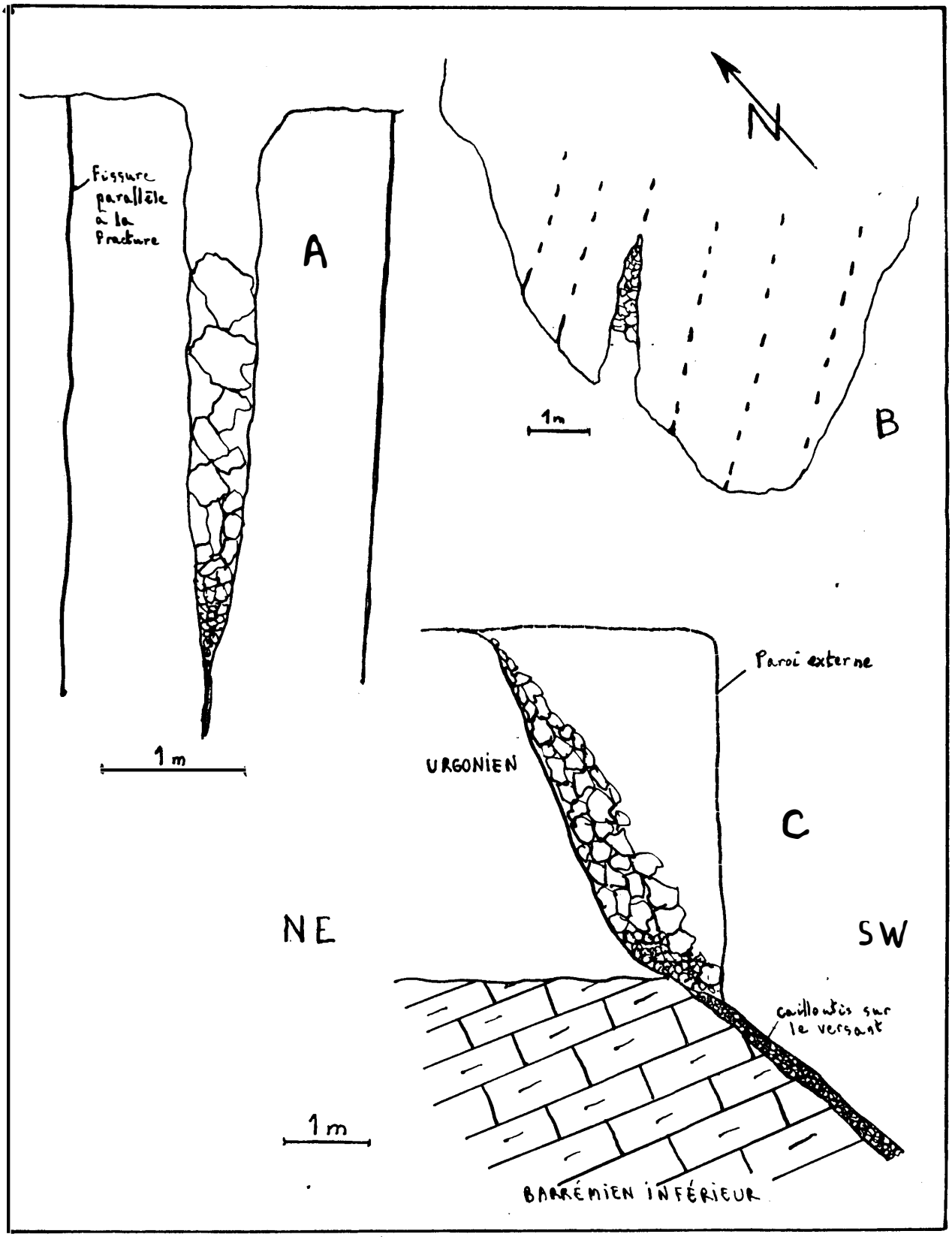


Figure 19 : Mise en valeur par l'érosion d'une fracture tectonique, probablement décrochante, sur l'écaille urgonienne du communal des Costes. Possibilité d'un remplissage de blocs syngénétiques. Voir disposition d'ensemble en fig. 26.
A : coupe transversale. B : Plan C : coupe longitudinale.

Figure 20: Un exemple de tectonique de distension, la Montagne de la Serre, au Sud-Ouest de Vallon-Pont d'Arc, et le plateau de piémont cévenol

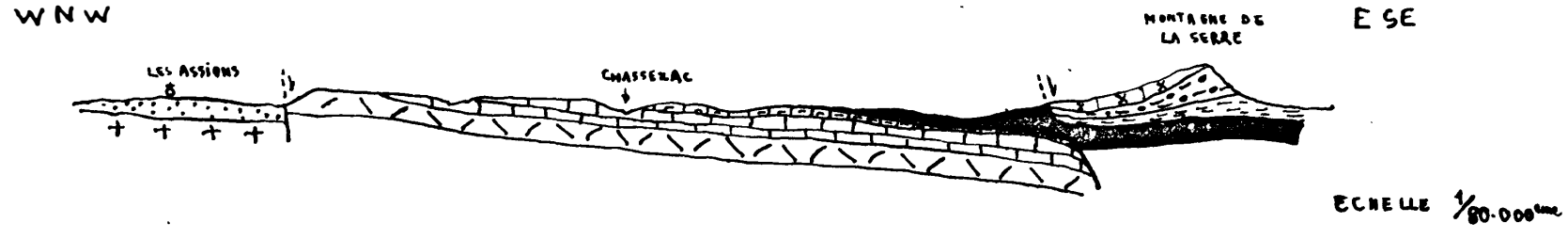
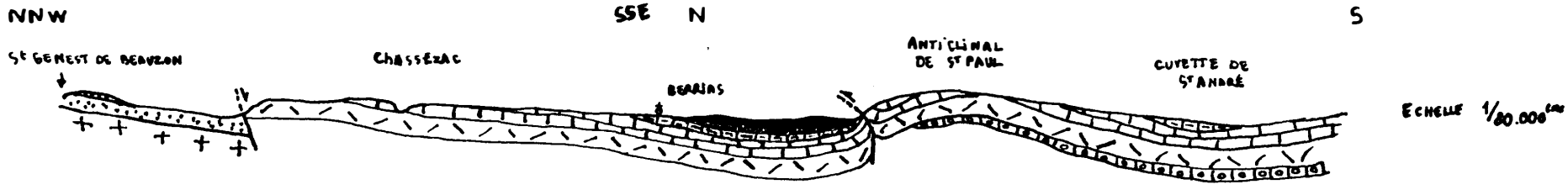
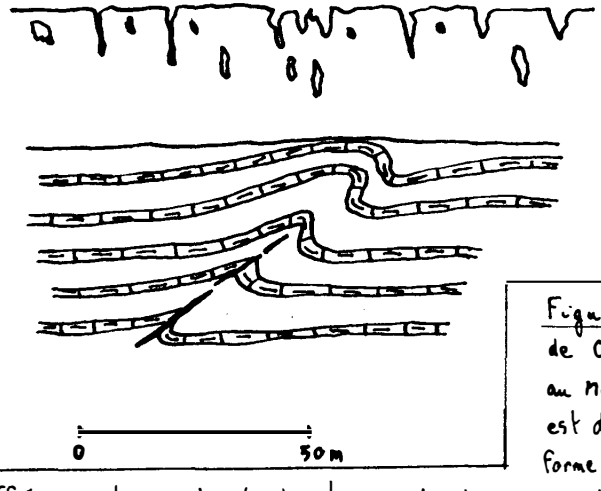


Figure 21 : Un exemple de tectonique Pyrenéenne: la cuvette de St André de Cruzières, l'anticlinal de St-Paul-le-Jeune et le synclinal de Berrias, relayés vers le nord par le secteur à tectonique de distension du piémont cévenol

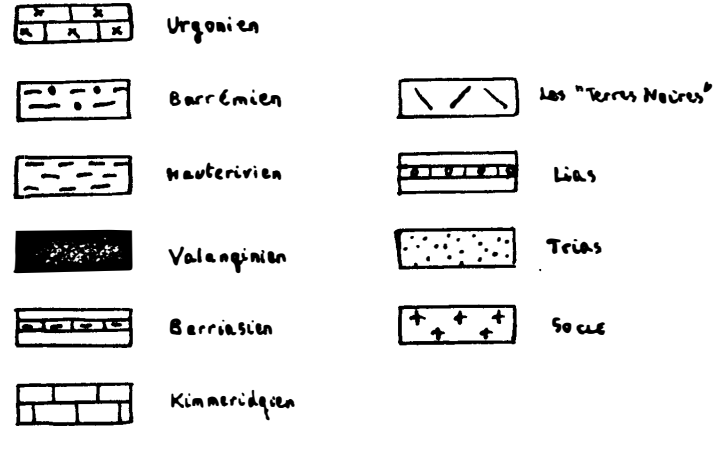




Noter la différence de comportement entre étages rigides et souples soumis à une même compression

Figure 22 : Exemple de tectonique de compression à petite échelle au Nord de l'aire étudiée ; il est difficile d'attribuer une telle forme à l'une des phases, pyrenéenne ou alpine, de compression

légende des figs. 20 et 21



carte géologique au 1/80 000ème de Privas indique des pendages opposés distants de 1 000 à 1 500 m dans l'Urgonien.

Dans les fractures pyrénéennes s'observent des failles inverses de direction moyenne est-ouest et des décrochements nord-sud, NE-SW et NW-SE. Les décrochements s'accompagnent parfois d'"écailles" lorsqu'ils ont des déplacements de grande ampleur. Une telle "écaille" d'Urgonien se trouve dans la "plaine" de Saint-Remèze, à 1 500 m au NW du village, en contact anormal avec le Barrémien inférieur sur lequel elle repose. Tous ces accidents majeurs sont accompagnés de microstructures, microplis, microfractures, fentes calcifiées, etc... qui sont d'une grande utilité pour les tectoniciens et dont le rôle dans la mise en place de la karstification est important par toutes les discontinuités qu'elles introduisent. L'"écaille" de Saint-Remèze est tellement hachée par la fracturation verticale consécutive au décrochement, qu'elle pourrait presque se voir attribuer un pendage vertical notamment sur le sommet est du communal des Costes dont une des fractures a été élargie par l'érosion sur plusieurs mètres de profondeur pour cinquante centimètres à un mètre de largeur, avec un remplissage de blocs et de pierrailles (fig. 19).

L'action de la phase pyrénéenne semble avoir été beaucoup plus nette dans le sud des affleurements jurassiques ; la cause n'en est pas forcément une plus forte poussée tectonique, mais une moindre épaisseur des couches résistantes du Jurassique supérieur que celles du faciès urgonien, combinée avec une stratification plus fine du Jurassique. Il en a résulté la formation d'un synclinal de 5 000 m de longueur d'onde et d'une amplitude de 300 à 350 m et d'un anticlinal de 3 500 m de longueur d'onde et de 300 m environ d'amplitude (fig. 21). Un tel rapport de longueur d'onde par rapport à l'amplitude implique des pendages faibles mais leur faiblesse est compensée par la longueur des affleurements d'égal pendage. La seule zone où les forts pendages sont de règle est la retombée nord de l'anticlinal des Ramades, en faille inverse ou pli faille, qui est étudiée en détail dans le chapitre consacré à cette zone calcaire (voir infra chapitre 3. 5). Ce pli faille semble avoir amorti l'essentiel de la poussée pyrénéenne, car plus au nord, excepté une tendance synclinal est-ouest dans la plaine de Berrias (affleurement de Berriasien sur les flancs de la plaine et Valanginien au centre), les influences pyrénéennes disparaissent sur les affleurements jurassiques.

La datation de cette phase tectonique peut être effectuée grâce à des dépôts contemporains du synclinal d'Issirac : le Lutétien de ce synclinal est affecté par des failles correspondant à cette phase tectonique (voir fig. 5 et 6), bien qu'elle l'ait apparemment peu déformé, dans la zone de Laval-Saint-

Romans où il affleure, alors que la couverture sannoisienne qui recouvre le Lutétien en discordance ne comporte aucune trace de cette phase tectonique (R. Guérin, 1973). Aussi cette phase s'est-elle produite entre ces deux périodes, pendant le Bartonien, confirmé par le contexte général de la région.

1. 2. 3. 3 - La phase Oligo-miocène.

Il s'agit d'une phase de distension intercalée entre les deux grandes phases de compression pyrénéenne et alpine. Elle s'est essentiellement manifestée par la formation de failles normales, réutilisant le plus souvent les fractures antérieures et les principaux accidents cévenols.

Ces failles normales ont déterminé un certain nombre de compartiments plus ou moins soumis à la subsidence. A partir de la zone relativement peu affectée du Massif Central, qui a peut-être été soulevé à la même époque puisque les dépôts bordant l'ouest du fossé d'Alès sont très détritiques, s'est produit un effrondement en escalier de la bordure orientale des Cévennes qui a permis l'affleurement de terrains de plus en plus récents vers l'ENE. Au pied des Cévennes, les séparant des plateaux urgoniens dans la partie méridionale de la zone étudiée, se trouve la terminaison nord du Fossé d'Alès, qui disparaît dans la région de Vallon-Pont-d'Arc. Les plateaux urgoniens furent moins affectés par cette subsidence qui fut par contre active dans la vallée du Rhône ; le passage aux zones de subsidences est souvent accompagné de flexures (fig. 23).

Il faut ajouter que la subsidence tectonique se manifeste parfois dans la topographie par des inversions de relief. L'exemple le plus net en est la faille de Sampzon qui limite à l'est la plaine de Berrias-Beaulieu, où la présence d'Urgonien dans le compartiment effrondé a mis ce dernier en relief dans la Montagne de la Serre (fig. 21), parce qu'il était beaucoup plus résistant que les marnes et marno-calcaires sous-jacents.

Le Fossé d'Alès fut la manifestation la plus importante de cette distension dans la région. L'épaisseur des couches stampiennes et sannoisiennes qu'il renferme est considérable, 1 200 à 1 300 m d'après G. Fabre, 1972. Il a servi pendant toute la période oligo-miocène de niveau de base local pour les circulations de la région de Saint-André-de-Cruzières. Il faut noter à ce sujet que les accumulations de conglomérats et brèches bordant le fossé à l'ouest sont plus importantes au débouché des rivières actuelles (Cèze et Auzonnet notamment) qu'ailleurs, ce qui permet de supposer que la mise en place de ces rivières est contemporaine de la subsidence du fossé. Dans le débouché de la

Claysse sur le fossé par contre, ces dépôts détritiques ne sont pas plus fréquents qu'ailleurs ; peut-être la dissolution karstique et le moindre développement du bassin versant de la Claysse y sont-ils pour quelque chose. Mais cela cadre mal avec certaines hypothèses attribuant le grand développement des formes karstiques dans le synclinal à un paléoécoulement du Chassezac par le synclinal. Il apparaît aussi à l'examen des cartes géologiques une totale indépendance du tracé des cours d'eau par rapport aux failles et aux compartiments qu'elles déterminent qui est un signe manifeste d'antécédance confirmant que la localisation de ces cours d'eau est antérieure à la distension oligocène. L'adaptation par contre de la Claysse au synclinal de Saint-André-de-Cruzières permet d'avancer une date d'installation du réseau hydrographique, au moins pour ses écoulements majeurs, à la fin de l'Eocène.

Sur les plateaux jurassiques, la phase de distension s'est manifestée de la même manière, par failles normales, accompagnées d'un basculement des couches vers l'ESE, failles qui semblent moins fréquentes que sur les plateaux crétacés.

Une manifestation de cette phase de distension importante pour le développement ultérieur de la karstification est la formation de fentes de détente généralement comblées par la calcite qui se présentent parfois en relief (fentes sans rejeu), parfois plus rarement en creux (fentes où la calcite a été broyée par un rejeu ultérieur). Ces fentes existent à toutes les échelles, formant dans leur dimension maximum, le long des failles ou des décrochements majeurs, de véritables filons de calcite de 10 m d'épaisseur et parfois plus. Ce sont ces filons qui forment par érosion différentielle les "tours" qui se détachent des falaises urgoniennes des gorges de l'Ardèche. Leur rôle dans la genèse des écoulements karstiques est probable, mais fonction de la résistance des filons à la corrosion. Nos observations en cavité semblent indiquer une tendance à la résistance de ces fentes calcifiées, mais avec parfois apparition contre le filon de calcite d'une fente élargie par la corrosion par blocage de la circulation de l'eau le long de la fissure et corrosion préférentielle à son contact.

Quelle fut la date de cette distension ? Elle s'est étalée sur une longue période, avec de nombreux rejeux pour un même accident. Elle s'est amorcée au Sannoisien qui est affecté de failles normales synsédimentaires dans la région de Barjac (R. Guérin, 1972). Elle a été très importante durant tout l'Oligocène supérieur, puis s'est poursuivie, d'une manière beaucoup moins violente durant le Miocène inférieur jusqu'au début de l'orogénèse alpine. Cette dernière période n'est pas prouvée sur les plateaux ardéchois eux-mêmes mais déduite d'ob-

servations effectuées sur la rive gauche du Rhône, et signalées par R. Guérin (1973).

1. 2. 3. 4 - La phase alpine.

Il s'agit de la dernière phase importante ayant affecté les plateaux ardéchois. Ce fut une phase de raccourcissement de direction est-ouest qui se manifesta beaucoup plus sur les plateaux crétacés que sur les plateaux jurassiques plus éloignés vers l'ouest. Elle a généralement réutilisé, comme les phases précédentes, des fractures antérieures, faisant notamment jouer en sens inverse les décrochements pyrénéens. Il en existe (fig. 26) un remarquable exemple dans le "copeau" d'urgonien à l'WNW de Saint-Remèze, déjà décrit pour une forme de détail (voir supra fig. 19) qui a rejoué dans la direction opposée. L'explication réside dans l'angle presque droit des directions de contrainte des deux phases, qui impliquait une opposition de direction de décrochement. Cette phase a laissé dans les paysages les marques suivantes :

Peu ou pas de plis, le terrain étant trop éloigné de l'axe de la chaîne. Il existe cependant (fig. 24) un synclinal d'axe méridien dans le secteur du Pont-d'Arc que R. Guérin (1972) attribue à la phase alpine.

Les fractures sont plus nombreuses, parfois déterminables de cette phase par leur aspect rectiligne, parce qu'elles n'ont pas été retouchées par des phases tectoniques postérieures, et recoupent au contraire les fractures antérieures. Le plus souvent cependant leur détermination est délicate parce qu'elles affectent des fractures antérieures, et la détermination de leur âge nécessite des études de microtectonique. Mais elles ont grandement contribué à la division des plateaux urgoniens en une série de "blocs" juxtaposés (fig. 25) dont les rejeux successifs ont fait de ces plateaux une aire apparemment simple (la carte géologique au 1/80 000° n'y indique quasiment pas de fractures) mais d'une extrême complexité dans le détail, complexité qui a favorisé la karstification par les discontinuités verticales qu'elle a formées.

Reste à préciser la date de cette phase alpine. Recoupant les structures de distension oligo-miocène, elle est fini-miocène ou pliocène. Dans la région de Saint-Marcel-d'Ardèche, l'Aquitanien comporte des ondulations de direction alpine. L'absence de dépôts postérieurs dans la région ne permet pas de déterminer quelle fut exactement l'époque de poussée maximum, mais des études dans les régions environnantes, notamment de G. Demarq (1962) dans le Tricastin sur la rive gauche du Rhône montrent que c'est au Pontien débordant peut-être sur le Pliocène inférieur que la poussée fut maximum durant ce que G. Demarcq

Figure 23 : Représentation schématique de l'ampleur de la subsidence dans le plateau crétacé au Nord de l'Ardèche. Les flèches sont proportionelles à cette subsidence oligo-miocène.

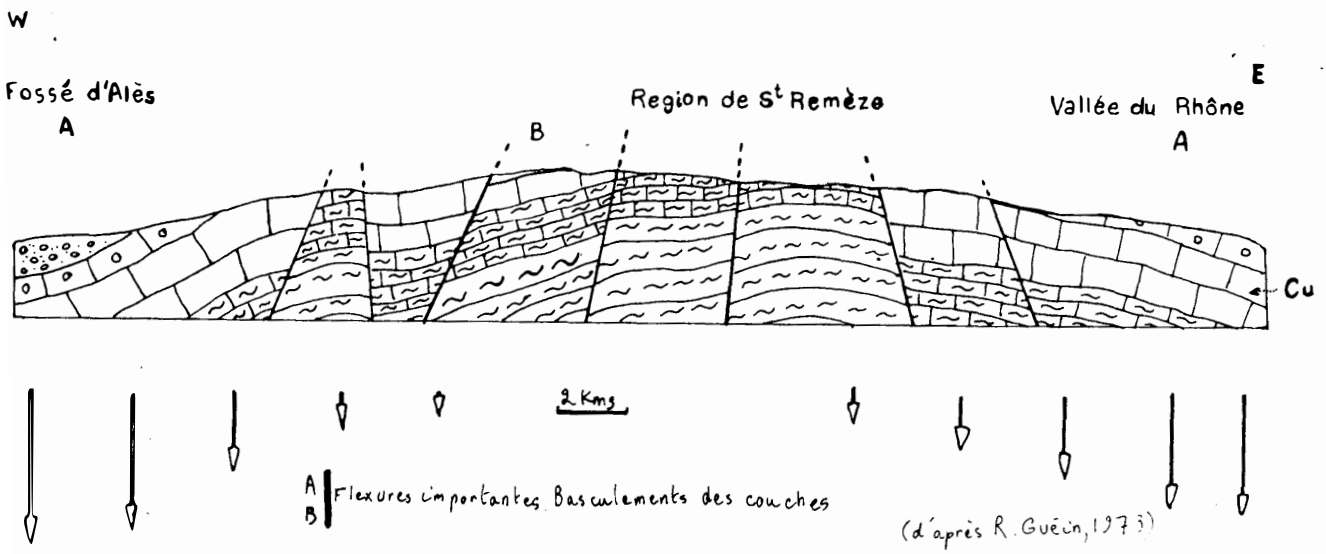


Figure 24 - Synclinal alpin (d'axe Nord-Sud) basculant des failles normales (Cirque d'Estre, secteur du Pont d'Arc). d'après R. Guérin, 1973.

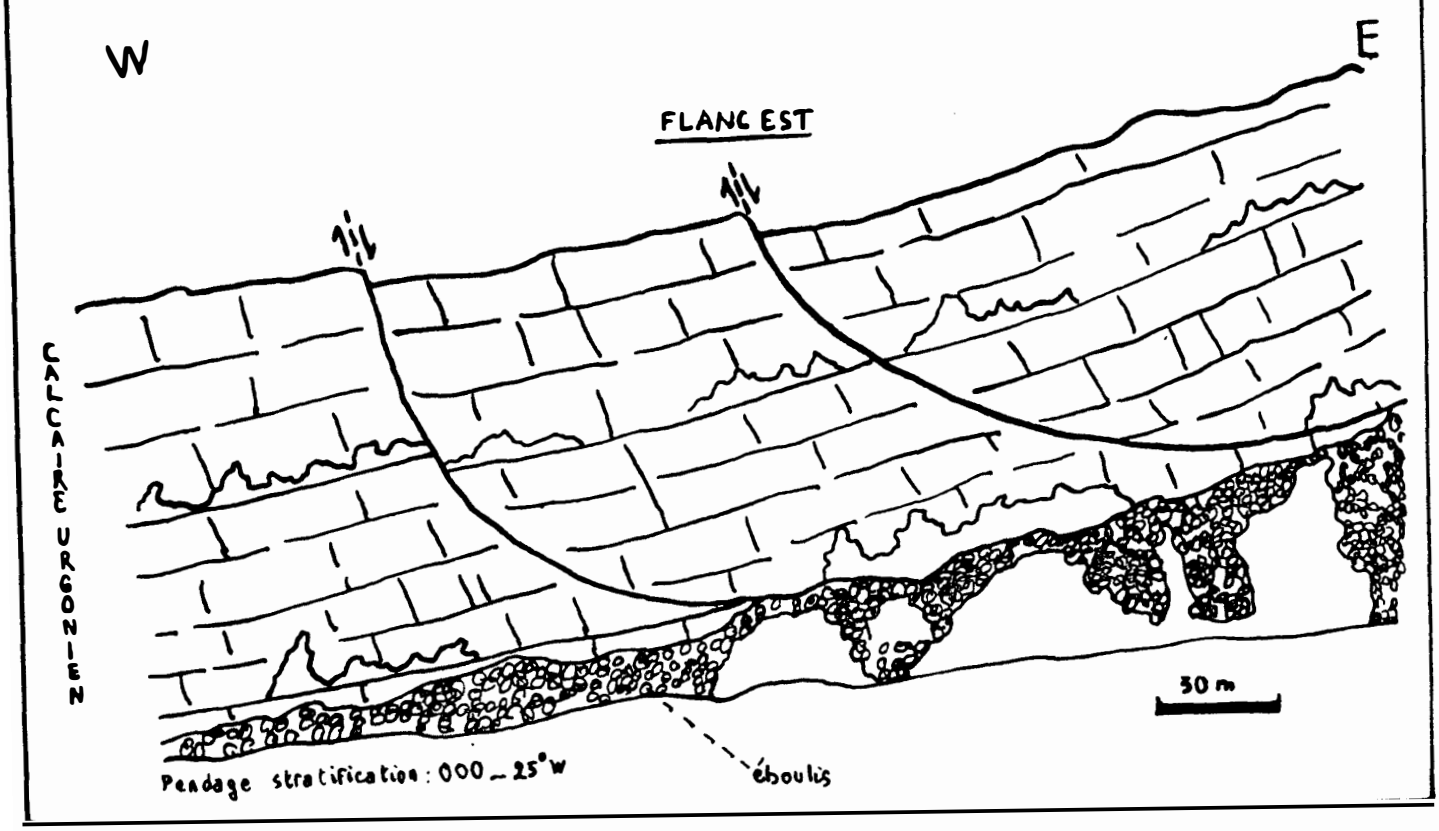
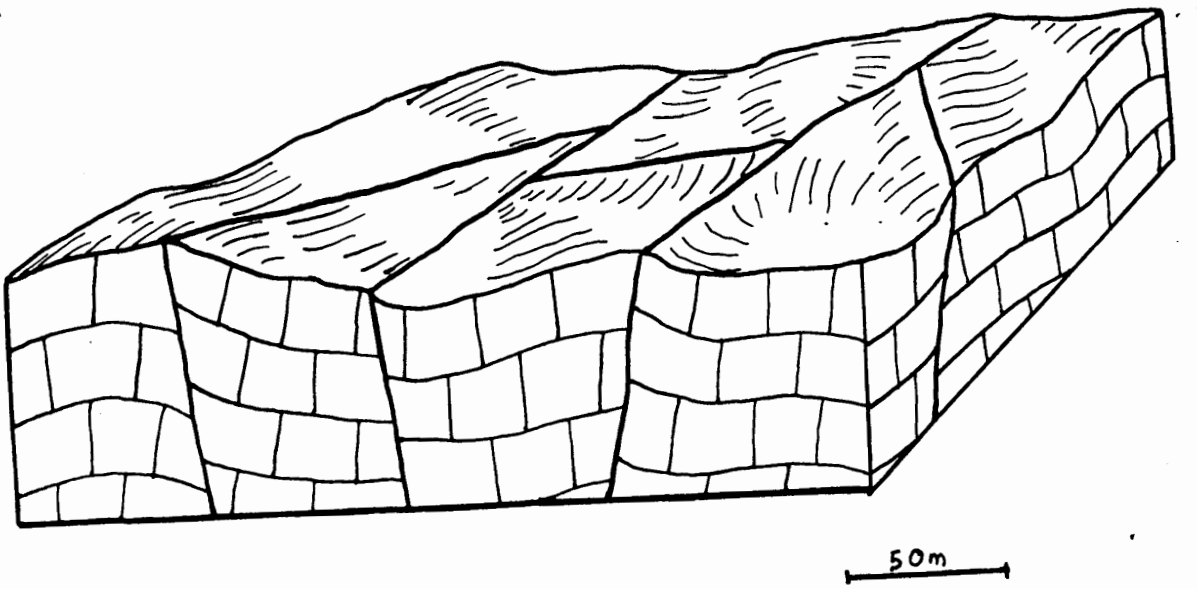


Figure 25 : Structure schématique actuelle de l'Urgonien (sans tenir compte de l'érosion) sur les plateaux ardéchois crétacés (d'après R. Guérin, 1973)



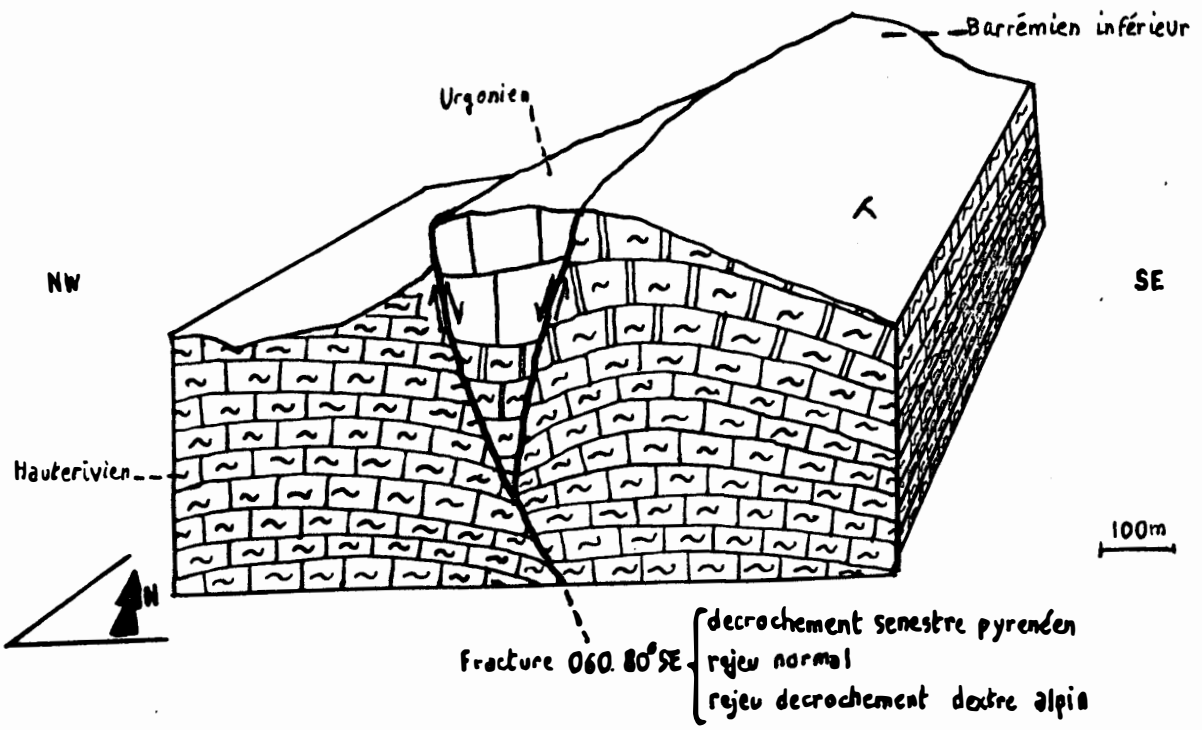


Figure 26: copeau tectonique à l'WNW de St Remèze, (d'après R. Guerin, 1973.) Mis en place durant les trois grandes phases tectoniques sur une des fractures majeures de la "Faille des Cévennes". Le lambeau d'Urgonien est haché par les contraintes tectoniques (voir fig. 19)

appela la "phase rhodanienne". Enfin le Pliocène du débouché des gorges de l'Ardèche au Rhône (Saint-Martin, Saint-Just), dépôt marin et transgressif, n'est pas affecté par les poussées alpines.

Au Quaternaire, postérieurement à la poussée alpine, la tectonique semble avoir été faible, presque inexistante, alors que les régions environnantes ont été soumises à une phase de distension, prouvée dans le Massif du Coiron par le recoupement par des failles normales de basaltes quaternaires villafranchiens (J. Grillot, 1971). Un seul fait est la preuve d'une action quaternaire : l'accentuation de la flexure du Crétacé en bordure du Rhône, qui a basculé de 10 à 20° vers l'est (R. Guérin, 1972). Par contre une tendance au soulèvement ne nous paraît pas exclue à cette époque pour expliquer la localisation de certains dépôts (très haut perchement des terrasses villafranchiennes notamment). Elle est prouvée au Villafranchien pour la partie méridionale des Cévennes (P. Dubois, 1970).

1. 2. 4 - Les différentes régions structurales.

Jusqu'à présent, la paléogéographie et plus précisément la tectonique de la région n'ont été envisagées que dans un cadre général. Mais la combinaison de toutes leurs actions, plus ou moins amples selon les secteurs, ont, avec les variations lithologiques, modelé des aires structurales possédant suffisamment de points communs pour être individualisées.

Dans la perspective d'une telle individualisation d'unité structurale, deux échelles doivent être distinguées :

- en premier lieu, il faut distinguer le plateau crétacé, ou plus précisément urgonien du Rhône, des plateaux jurassiques de piémont cévenol et des formes localisées triasiques situées plus à l'ouest. On pourrait choisir le fossé d'Alès comme limite entre les deux aires dans la partie méridionale des plateaux, mais cette limite ne convient pas dans la partie septentrionale. De plus la Montagne de la Serre pose un problème d'attribution à une aire car elle se trouve à l'ouest du Fossé d'Alès et comporte une couverture urgonienne. Aussi le fossé d'Alès doit-il être considéré comme une troisième aire structurale majeure séparant les deux précédentes.

1. 2. 4. 1 - Les régions structurales des plateaux urgoniens.

Elles ont été étudiées par R. Guérin, (1972, 1975) qui en a fait une description détaillée. Elles sont au nombre de trois :

- La région structurale nord-ouest (zone I de R. Guérin) (fig. 27 et 28),

presque marginale dans cette étude car elle affecte essentiellement des terrains marno-calcaires du Barrémien inférieur. Elle comporte cependant des affleurements urgoniens au NE de Vallon-Pont-d'Arc, entre la Dent de Rez et la vallée de l'Ibie et même localement à l'ouest de cette dernière.

Cette région est limitée au nord et à l'ouest par le passage aux terrains du Barrémien et du Crétacé inférieur en général, encore qu'elle se poursuive en continuité "tectonique" assez loin dans ces directions. Elle est limitée du sud-ouest au nord-est par la zone structurale II, ou zone centrale.

Ce secteur est affecté essentiellement par des fractures de direction 020 à 030 passant à 040-050 à proximité de la zone II ; ces fractures sont de direction pyrénéennes ; elles ont joué en décrochement, et sont rares (la faille de Lagorce en est un exemple significatif). Il semble en effet que cette zone a été relativement immunisée contre les contraintes pyrénéennes et surtout alpines par la zone II plus méridionale qui a absorbé les contraintes dans ses grands accidents.

La zone centrale a par contre moins joué durant la période de détente oligo-miocène, d'où le grand développement des failles normales, qui n'ont pas rejoué en failles inverses durant la poussée alpine.

- La région structurale centrale - zone structurale II de R. Guérin - traverse en diagonale les plateaux urgoniens sur une largeur variant entre 2 500 m (région de Saint-Montant) et 7 500 m (région de Saint-Remèze). Elle correspond au passage du grand accident de la "faille des Cévennes", et la direction de ses accidents, de 050 à 070 est le reflet dans la couverture sédimentaire d'accidents du socle sous-jacent.

Ces accidents ont en effet commandé de nombreuses variations des directions de contrainte et de détente dans la région, qui sont devenues parallèles ou perpendiculaires à leurs directions. On a pû affirmer (R. Guérin, 1973) en schématisant que la :

> "fracturation soit semblable, en direction de familles, dans tout le Bas-Vivarais calçaire de faciès urgonien, mais que la zone structurale 2 soit affectée, en surimposition de sa fracturation normale, par de longs accidents 050 à 070".

Mais il y eut aussi une microfracturation intense (jusqu'à 1 500 à 1 800 fractures de direction 055 à 070 sur une largeur de 100 m d'après R. Guérin (1975), soit une fracturé tous les 7 cm. Il s'y ajoute des déplacements de copeaux tectoniques le long des principaux décrochements (voir supra), et un feuilletage tectonique le long des principaux accidents.

Toutes ces données montrent le caractère principal de cette région : les actions tectoniques y ont été très intenses, bien plus qu'ailleurs ; il en a résulté une fracturation telle des roches que la réaction de ces dernières aux actions atmosphériques s'en est trouvée modifiée. Il existe notamment une relation entre les éboulis des versants actuellement fonctionnels ou tout au moins encore nus et la zone structurale centrale, que ce soit dans le Ravin de Tiourre à proximité des gorges de l'Ardèche ou dans le Ravin de la Sainte-Baume entre Saint-Montant et Larnas : l'Urgonien, généralement massif et difficilement gélif, s'est trouvé fragilisé par la fracturation au point de fournir d'abondants débris qui nappent presque complètement les versants.

- La région structurale sud-est - zone structurale III de R. Guérin - est limitée du sud-ouest au nord-est par la région précédente, à l'est par la vallée du Rhône et au sud par la disparition des affleurements urgoniens sous la couverture de l'Oligocène et du Crétacé supérieur du Synclinal d'Issirac.

La caractéristique de cette région est l'ampleur des grandes fractures de direction 135 à 175, peu fréquentes mais très grosses, qui découpent le secteur en longues bandes appelées des "combes". La fracturation y est moins importante que dans la région précédente. La relative proximité des Alpes et surtout l'absence d'amortissement des poussées par la zone centrale ont permis la formation de quelques failles inverses pyrénéo-provençales et de formes identiques alpines plus nombreuses, réutilisant souvent des failles normales antérieures.

1. 2. 4. 2 - Le Fossé d'Alès.

Il s'agit en fait de la prolongation méridionale de l'aire structurale centrale des plateaux crétacés, sur la "faille des Cévennes". Mais alors que dans la région de Saint-Remèze, l'aire structurale tendait à l'ascendance, mettant à niveau avec l'Urgonien les terrains du Barrémien inférieur et de l'Hauterivien, dans la région ouest-méridionale apparaît une tendance à la subsidence qui s'accentue de plus en plus vers le sud-ouest.

Cette tendance apparaît dans la région de Vallon-Pont-d'Arc, dans une aire intensément fracturée ou se juxtaposent les terrains du Crétacé inférieur et de l'Oligocène. Puis cette zone s'élargit et se précise à l'ouest et sud-ouest de Vagnas, passant au Fossé d'Alès proprement dit où la subsidence atteint l'échelle kilométrique.

Bien que n'étant pas véritablement dans notre aire d'étude, cette zone structurale devait être signalée, car son rôle a été grand dans la formation

de certaines formes karstiques, que ce soit sur les plateaux urgoniens - formation de la "Goule de Foussoubie", voir infra - ou sur les plateaux jurassiques, où la formation du Fossé d'Alès a influencé la karstification du synclinal de Saint-André-de-Cruzières, par le niveau de base local et par la très forte distension des roches qu'il a introduite.

En bordure occidentale du Fossé d'Alès, se trouve la Montagne de la Serre, dont l'attribution à une aire structurale est délicate car elle se trouve à proximité des aires jurassiques qu'elle jouxte par le sud-ouest mais est formée de Crétacé inférieur avec surtout une couverture urgonienne qui pousse à rapprocher cette aire des plateaux urgoniens plus orientaux. Aussi cette "Montagne" doit-elle être rattachée à la région structurale nord-ouest des plateaux crétacés, même si elle en est éloignée par l'Ardèche et un important secteur où affleurent des terrains du Crétacé inférieur. La présence d'un bloc résiduel d'Urgonien au "rocher de Sampzon" est un argument de plus en faveur de cette continuité structurale.

1. 2. 4. 3 - Les régions structurales occidentales (fig. 29).

Ces régions, situées à l'ouest du Fossé d'Alès, affectent le Jurassique supérieur et moyen, quelques aires du Crétacé inférieur, et des affleurements liasiques et triasiques dans les premiers contreforts des Cévennes. On peut y distinguer, du sud au nord :

- L'aire à formes plissées dominantes, regroupant le synclinal de Saint-André-de-Cruzières et l'anticlinal des Ramades. Il s'agit du seul secteur de cette étude où les plissements l'emportent sur la fracturation et les mouvements verticaux. Cette prépondérance d'une tectonique "souple" est due à la lithologie et à l'importance des poussées pyrénéennes ; elle a permis l'apparition d'un paysage original pour la région, à orientation ouest-est à WNW-ESE, sur lequel nous reviendrons lors de son étude détaillée.

- Les plateaux de retombée cévenole, séparés de l'aire précédente et des plateaux du Rhône crétacé par la plaine de Beaulieu. Ils sont essentiellement tributaires de deux séries de failles, parallèles et orientées NNE-SSW, qui permettent de distinguer deux compartiments dans ces plateaux : un compartiment occidental essentiellement triasique, et un compartiment oriental, moins élevé, essentiellement jurassique. Le Lias est très peu représenté, si ce n'est dans l'extrémité septentrionale de l'aire étudiée, autour de Laurac-en-Vivarais. Le compartiment occidental, fortement faillé au contact avec le socle anté-triasique, est par ailleurs affecté d'un pendage général vers l'ESE. Le comparti-

ment oriental, traversé en canyon par les rivières issues du Massif Central, est affecté du même pendage, avec quelques traces d'une fracturation dont il est difficile de dire si elle est pyrénéenne retouchée par la phase alpine, ou uniquement alpine. Cette fracturation se manifeste par quelques failles d'orientation nord-sud à NNE-SSW autour de Chandolas, à rejet face à l'ouest, donc opposé aux rejets des failles de retombée cévenole ; ces failles réutilisant peut-être des décrochements pyrénéens, d'où l'incertitude sur leur datation précise. Mais le découpage topographique de cette aire par les canyons ne correspond pas à un découpage structural identique. Entre les deux compartiments, une dépression valanginienne apparaît au nord de Lablachère ; un escarpement de faille inverse la sépare des plateaux jurassiques des Gras.

1. 2. 4. 4 - Conclusion.

On peut dire en définitive qu'il existe dans les plateaux ardéchois deux caractères géologiques divergents qui se combinent pour donner un découpage structural.

D'une part, il y a un découpage tectonique orienté nord-est - sud-ouest et bien marqué dans les plateaux urgoniens du Rhône, découpage qui se prolonge dans le Fossé d'Alès et dans les plateaux jurassiques du piémont cévenol ; ces derniers correspondent à la zone I des aires urgoniennes ; ce découpage se trouve par endroit à sa limite, notamment au sud-ouest où il se heurte à des aires de tectonique différentes.

D'autre part, il y a la retombée du Massif Central sur la vallée du Rhône d'orientation presque nord-sud, parfois NNE-SSW, qui forme une barrière sur laquelle viennent se briser selon un angle aigu les aires précédemment définies. En dehors des failles majeures qu'elle détermine à l'ouest, cette retombée entraîne une zonation stratigraphique et lithologique est-ouest, avec apparition de terrains de plus en plus récents vers l'est. La divergence angulaire entre les deux systèmes explique certaines positions particulières d'ensembles structuraux isolés comme la Montagne de la Serre.

1. 2. 5 - Les surfaces d'aplanissement sur les plateaux ardéchois.

Sur les aires structurales que nous venons de décrire, l'activité érosive a élaboré au cours des temps des applanissements qui ont concouru eux-aussi à l'élaboration du relief actuel. Ces surfaces d'applanissement sont totalement différentes par leur modelé et leur génèse sur les plateaux du Rhône et sur les plateaux de piémont cévenol. Aussi seront-elles considérées séparément.

1. 2. 5. 1 - Les surfaces d' aplanissement sur les plateaux du Rhône.

Elles sont au nombre de trois, dont une assez hypothétique.

- La plus ancienne, et la plus incertaine, se trouve sur le revers occidental de la Dent de Rez. Elle se distingue nettement à l'ouest du Serre de Barres où elle forme un replat entre 490 et 510 m. Le petit replat de la ferme de Rez et, au nord-ouest de ce dernier, le replat autour de la côte 509, peuvent être rattachés au même aplanissement.

- La surface des 350-400 m, beaucoup plus vaste, s'étend de part et d'autre de l'Ardèche. Elle est vaste au nord de la rivière, où elle recoupe la plaine de Saint-Remèze, aire formant un horst au milieu de l'Urgonien. La figure 30, une coupe géologique est-ouest à travers toute la partie septentrionale des plateaux ardéchois du Rhône, de Vallon-Pont-d'Arc au nord de Bourg-Saint-Andéol, montre bien l' aplanissement, du lieu-dit "Les Costes" au Bois de Laoul. Par contre, plus à l'est, bien que l' aplanissement soit presque certain, les pendages sub-horizontaux de l'Urgonien laissent planer un doute quant à la possibilité d'existence d'une surface sub-structurale. Il faut remarquer sur cette même coupe qu'au lieu-dit "Les Razals", apparaît un autre aplanissement qui a pu se former dans un horst par érosion de l'Urgonien.

Au sud de l'Ardèche, la surface est plus réduite, limitée aux Bois de Ronze, du Garn et de Saint-Martin, et à la partie nord du Bois de Laval. Elle est très découpée par les vallées sèches, notamment dans sa partie orientale où elle disparaît presque totalement. Elle est relayée au sud par les affleurements miocènes topographiquement moins élevés du synclinal d'Issirac.

- Entre les deux parties de la surface des 350-400 m, se trouve la surface la moins élevée, autour des gorges de l'Ardèche, surface des 250-300 m, qui s'étend de l'entrée des gorges de l'Ardèche au ravin de Louby au nord de Sauze. Comme dans le cas de la surface précédente, il est parfois difficile de dire si cette surface est d' aplanissement ou sub-structurale, mais le recoupement des fractures par l' aplanissement permet cependant d'opter pour la seconde hypothèse, même si localement cet aplanissement peut suivre exactement le pendage. C'est dans cette surface, à quelques exceptions près qui seront examinées dans le chapitre consacré aux vallées allochtones, que se sont enfoncées les gorges de l'Ardèche. Elle est nettement observable ainsi que la surface des 350-400 m, du belvédère du Serre de Tiourre en amont des gorges de l'Ardèche, pour la partie contenant le hameau des Crottes. La partie située entre le village de Bidon et l'Ardèche est par contre bien visible de la route quittant ce village en direction du nord.

1. 2. 5. 2 - Les surfaces d' aplanissement des plateaux de piémont cévenol.

Il ne faut pas dans la partie occidentale des plateaux ardéchois parler de surfaces, mais d'une surface, complexe et fort difficile à dater que l'on suit sur tous les plateaux et que l'on retrouve même sur la partie sommitale des buttes triasiques, d'après A. Rey (1975). Cette surface, en pente faible (entre 2 et 3 %) vers l'WSW, recoupe en biseau les couches jurassiques affectées d'un pendage plus important.

Dans la région de Saint-André-de-Cruzières, où la structure plissée entraîne une variation importante des pendages, une ébauche d' aplanissement apparaît au sommet de l'anticlinal des Ramades.

Cette surface est irrégulière, souvent démantelée par l'érosion karstique et par l'enfoncement des grandes rivières allogènes en profonds canyons. Elle est, surtout dans sa partie méridionale, topographiquement difficilement déterminable, et le recoupement en biseau des couches permet seul de l'identifier et de ne pas lui attribuer une origine structurale.

1. 2. 5. 3 - Processus et datation des surfaces d' aplanissement :

En la matière, il faut encore distinguer surfaces occidentales et surfaces orientales.

Les surfaces orientales, qui recoupent les plateaux du Rhône, souvent plus élevées, sont, de par la rareté des dépôts corrélatifs, difficilement datables. Les lambeaux de surface sur le revers occidental de la Dent de Rez, notamment, ne peuvent être rattachés à aucun autre niveau, et doivent avoir été soulevés postérieurement à leur formation. Leur localisation au pied d'un sommet élevé permet aussi de leur attribuer, surtout en ce qui concerne le replat de Mayres-Le-Razal, une formation de glacis de piémont, à niveau de base local, postérieurement réattaqué par les cours d'eau lors de l'enfoncement des gorges de l'Ardèche (ravin de Tiourre, ravin de Combe-Longue). Dans ce cas ces glacis seraient postérieurs à la mise en place de la Dent de Rez, et antérieurs à l'approfondissement des gorges de l'Ardèche.

- La surface des 350-400 m est toute aussi difficile à dater. Son altitude nettement plus élevée que celle des affleurements miocènes du synclinal d'Issirac permet cependant de supposer qu'elle a commencé à s'élaborer à partir de l'émersion généralisée des terrains du Crétacé supérieur. Si, comme R. Guérin, 1973, on suppose que cette époque a vu s'amorcer le grand bombement anticlinal de Saint-Remèze, l'arasement de ce bombement combiné à l'absence de tout dépôt du Crétacé supérieur et à la présence de dépôts de l'Eocène et de

l'Oligocène inférieur à une altitude moins élevée que celle de la surface (voir supra 1231) permettent de donner une date d'amorce de l'aplanissement, et à notre avis une date d'aplanissement principal, lors du Crétacé supérieur, aplanissement qui depuis cette époque s'est trouvé retouché par toutes les actions morphologiques postérieures.

- La surface des 250-300 m, postérieure à la précédente, possède une caractéristique intéressante : elle se trouve à une altitude à peu près identique aux plus élevés des affleurements miocènes, qui dans le synclinal d'Issirac, se trouvent aux alentours de 300 m. Avec toutes les incertitudes qu'amènent les mouvements tectoniques postérieurs, il apparaît dans cette concordance d'altitude deux possibilités ne s'excluant pas et ayant même probablement joué l'une après l'autre.

La première est l'élaboration d'un aplanissement avant et pendant les pulsations marines. En ce qui concerne les aplanissements antérieurs, ils paraissent plutôt attribuables à la surface des 350-400 m, mais une surface d'abrasion marine a pu s'amorcer lors des transgressions miocènes. Des traces d'animaux lithophages ont été signalées à des altitudes de cet ordre dans les hautes garrigues du Gard (G. Fabre, 1972, p. 91). Cependant, il n'existe aucun sédiment, même piégé dans des poches karstiques, pour attester une telle surface.

La seconde possibilité est celle d'un aplanissement pos-oligocène, qui aurait affecté les sédiments oligocènes du synclinal d'Issirac comme les plateaux urgoniens, mais qui aurait, de par la nature des affleurements oligocènes peu résistants, été fortement altérés dans ces terrains.

Dans les faits, des éléments corroborent les deux possibilités : la présence de sédiments continentaux - remplissage de fosses karstiques - à une altitude de 250 à 300 m, sédiments situés auprès de Montclus et au contact Oligocène-Urgonien près du Garn et d'Orgnac-l'Aven montre bien qu'à l'époque de ces dépôts, probablement l'Eocène inférieur, existaient des aplanissements moins élevés que ceux de la côte 350-400 m. Par contre l'aplanissement de failles affectant à la fois l'Oligocène et l'Urgonien, donc pyrénéennes ou Alpines, montre bien que l'aplanissement s'est poursuivi depuis la sédimentation oligocène, après déformation de ces dernières couches. Quant à déterminer l'époque jusqu'à laquelle s'est élaborée cette surface, elle s'est poursuivie jusqu'à l'enfoncement du réseau hydrographique, et plus précisément des grandes rivières allogènes, sur lequel nous reviendrons lors de l'étude des vallées.

La surface occidentale recoupant les plateaux de piémont cévenol essen-

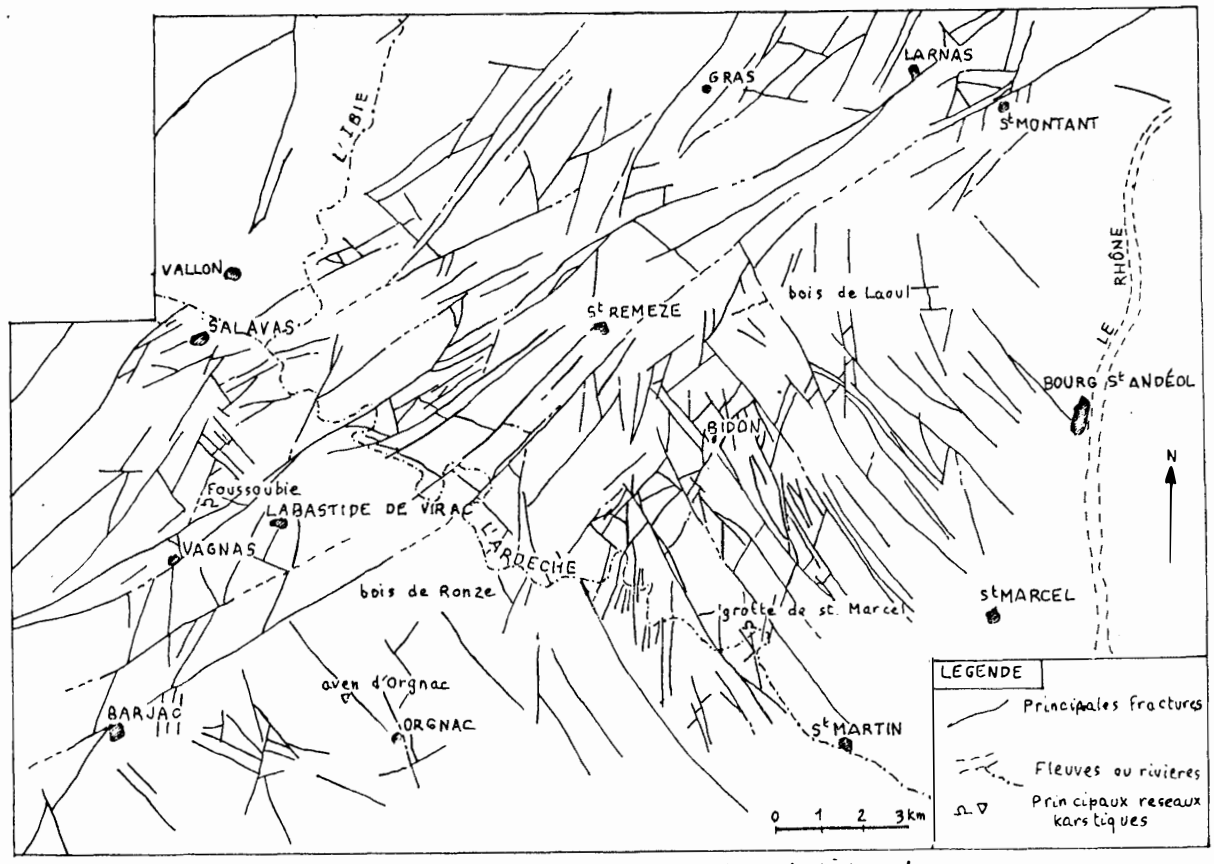


FIGURE 27: Carte des principaux accidents tectoniques des Plateaux Ardéchois Urgoniens (d'après R. Guérin, 1973 et 1975)

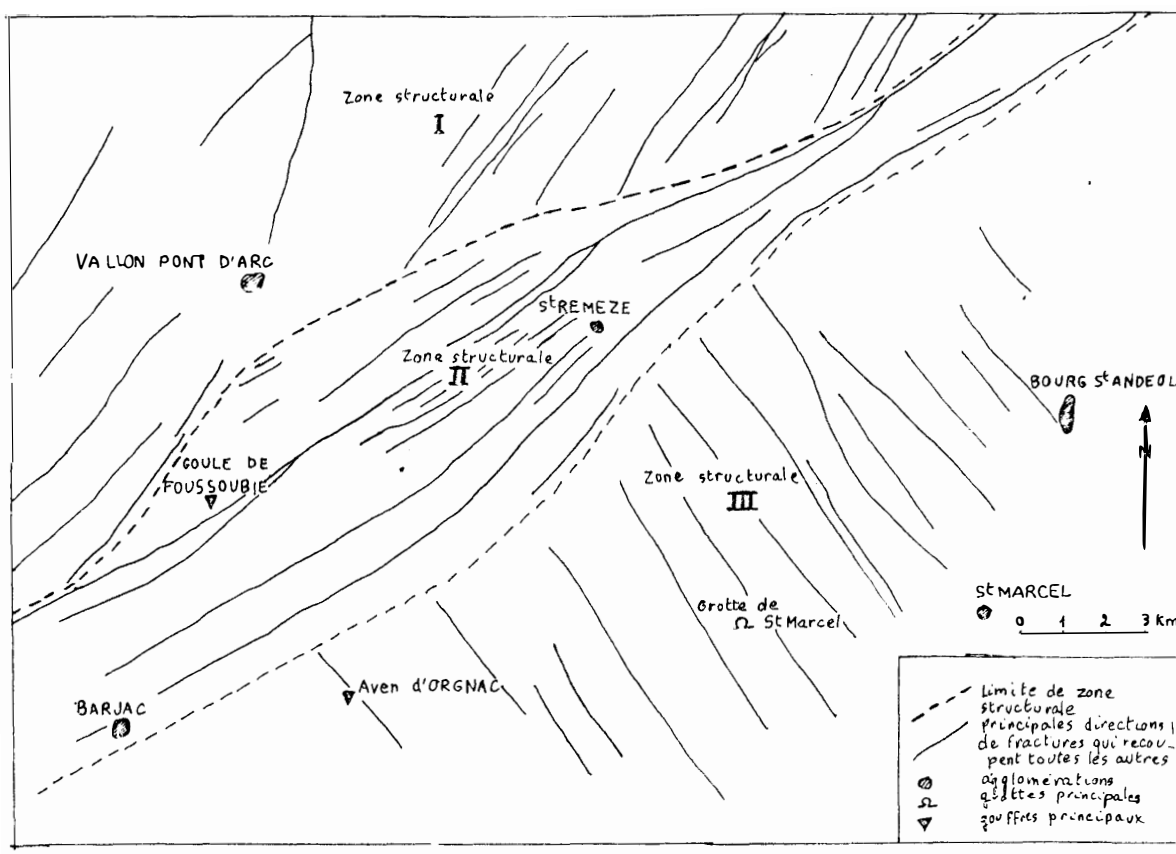
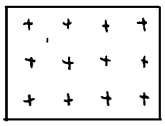
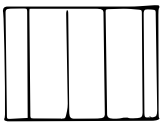


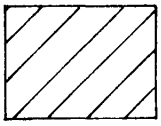
Figure 28: Plan schématique des grandes zones structurales des Plateaux Urgoniens (d'Après R. Guerin, 1975)



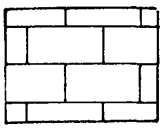
Socle cristallin et terrains primaires



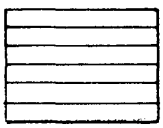
Trias



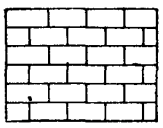
Lias



Jurassique



Crétacé



Crétacé à faciès Urgonien.

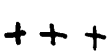
Oligocène du Bassin d'Alès

Alluvions récentes

indications de pendage général

Faille

Faille avec rejet important

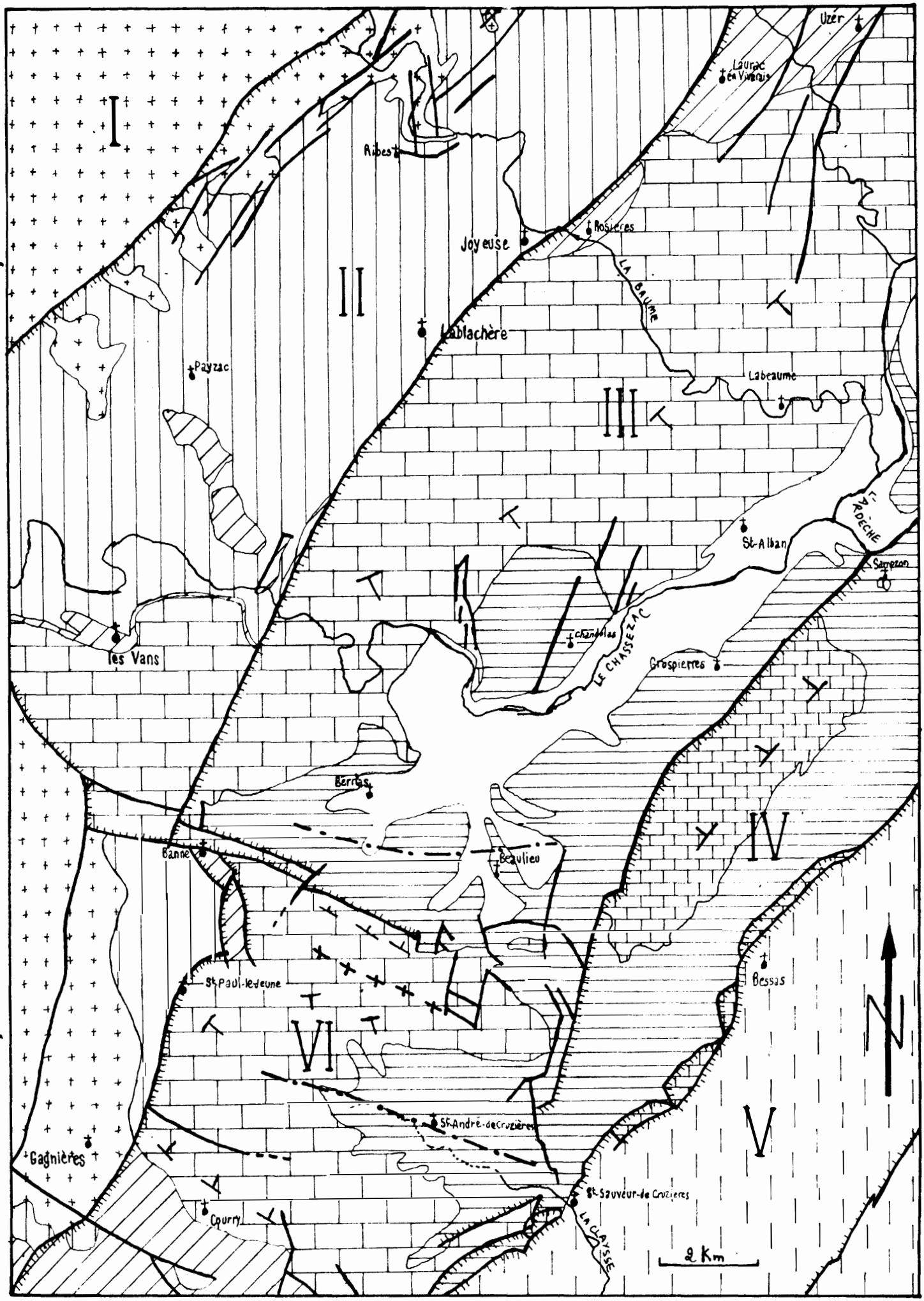


Axe anticlinal

Axe synclinal

On distingue sur le croquis l'étagement des aires structurales, du nord-ouest au sud-est, comprenant le socle (I), l'aire triasique (II), les plateaux jurassiques (III), l'aire crétacée dominée par la montagne de la Serre (IV), et le fossé d'Alès (V), aires déterminées par de grandes failles NNE-SSW. Au sud, les accidents pyrénéens WNW-ESE de l'aire plissée (VI) viennent perturber cet étagement.

FIGURE 29 : croquis structural simplifié de la partie occidentale de l'aire étudiée



I
II
III
IV
V
VI
Uzer
Laurac en Vivarais
Ribes
Joyeuse
Rosières
LA BAUME
Lablachère
Payzac
Labeaume
L'ARDÈCHE
St-Alban
Sampzon
Les Vans
Chandolas
LE CHASSEZAC
Grospierres
Berrias
Banne
Beaulieu
St Paul-le-Jeune
Bessas
St André-de-Cruzières
Gagnières
St Sauveur-de Cruzières
Courry
LA CLAYSSE
2 Km

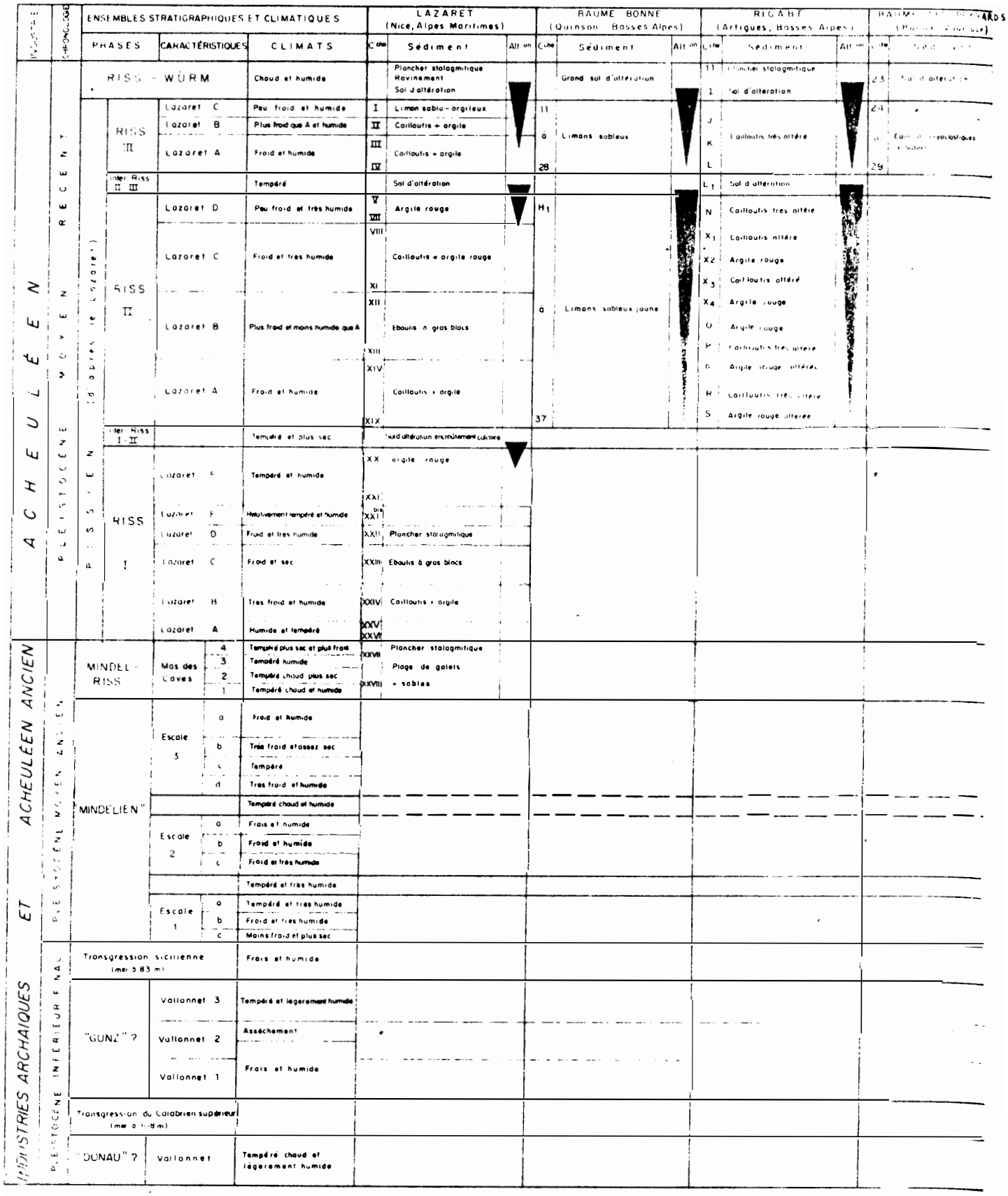
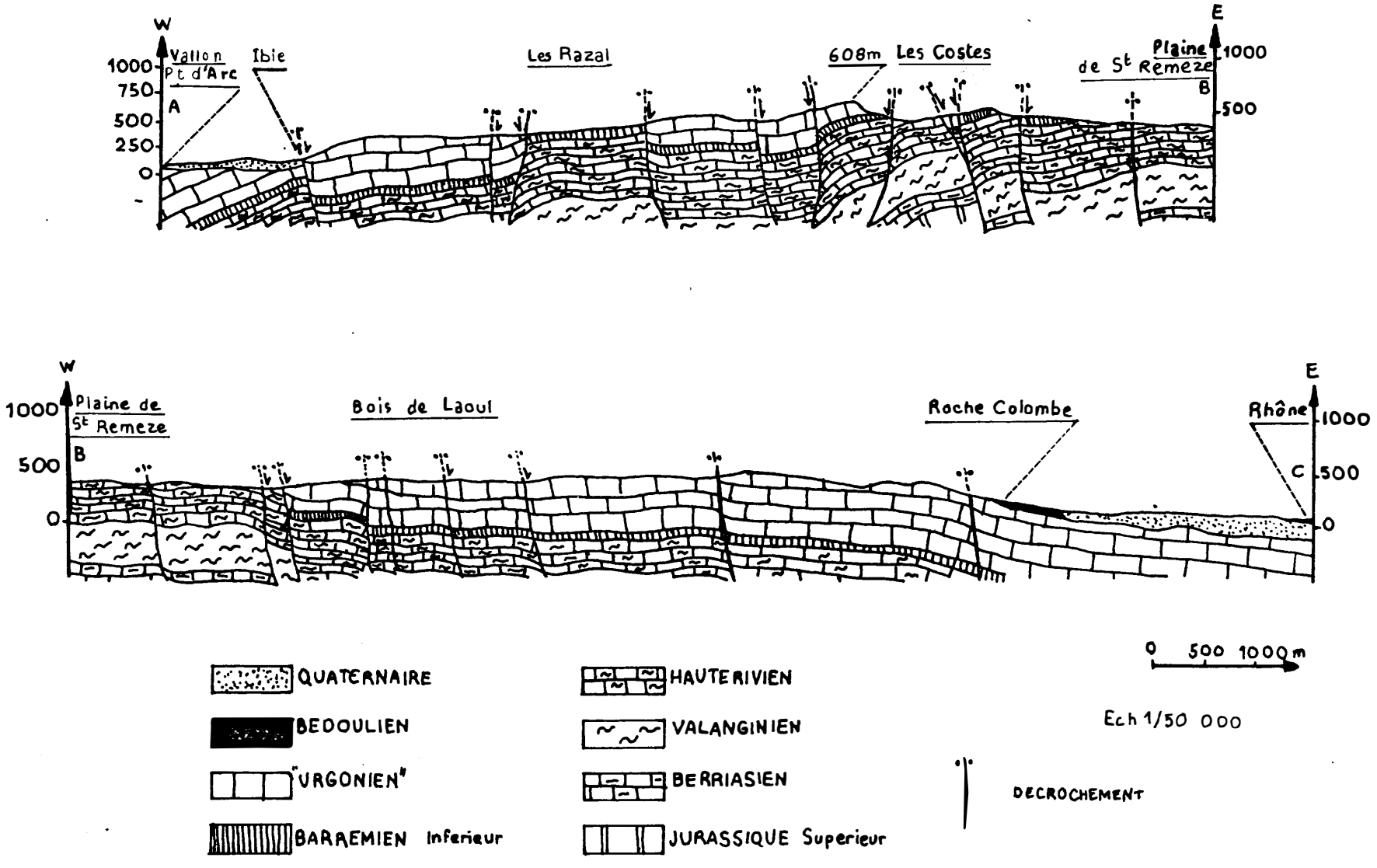


Figure 31 : Inventaire des remplissages de grottes et abris sous roche du Languedoc et de Provence attribués au Pléistocène inférieur et moyen, d'après J.C. Miskovsky (1976 a). Les plateaux ardéchois se trouvent au nord du secteur envisagé.

ARAGO (Tautavel Pyrénées orientales)		ORGNAC III (Orgnac L'Aven - Ardèche)		ALDÉNE (Cesseras, Hérault)		MAS DES CAVES (Lunel-Viel, Hérault)		ESCALE (St Estève, B du Rh.)		VALLONNET (Roquebrune - Alp. Mar.)	
Sédiment	Alt on	Sédiment	Alt on	Sédiment	Alt on	Sédiment	Alt on	Sédiment	Alt on	Sédiment	Alt on
		c Colluvions argileuses Ravinement Sol et poches d'altération		A_1 Plancher stalagmitique A_2 Brèche rouge Concrétionnement							
		d Brèche + cailloutis ô Blocs		B Brèche à éléments grossiers + limon sableux							
		k Limon, argile sableux Concrétionnement		C Argile rouge colluviée							
		l Cailloutis + sable m n + Blocs		D Eboulis altéré + limon beige E Limon beige F Cailloutis anguleux concrétionné							
Altération Encroûtement Cailloutis cryoclastiques Sables limoneux				G Cailloutis altéré H Limon argileux compact							
				K Phosphates L Limon argileux M Sable + limon argileux		A Limons + cailloutis B Argiles rouge vif C Blocs altérés		Argiles rouges Altération			
								L a I grès fins très durs H_{sup} H_{moy} cailloutis rouge H_{inf} G F Lessivage E D Dépôts cryoclastiques C H_1 Eléments cryoclastiques B_{3a} Argiles + cailloux très altérés H_6 A_1 Ravinement et Blocailles A_2			
								A_3 Cailloux non cryoclastiques		Plancher stalagmitique Argiles rouges colluviées Faible altération B_{11} Sable argileux + cailloux B_{12} Sables argileux + cailloux C Sables argileux + cailloux	
										Démantèlement du premier remplissage	
										Plancher stalagmitique	

J.C. MISKOVSKY 1975

Figure 30 : Coupe géologique Est-Ouest à travers le Bas-Vivarais calcaire.
(d'après R. GUERIN, 1973)



tiellement jurassiques est plus difficile encore à situer dans la paléogéographie parce qu'elle est unique. La présence de dépôts attribués au Pliocène par la carte géologique, avec beaucoup d'incertitude, atteste des circulations fluviatiles sur ces surfaces, et permet de leur attribuer une limite d'évolution tardive. Mais à partir de quelle époque l'aplanissement s'est-il amorcé, il est impossible de le préciser. Il s'agit ici d'une surface continuellement retouchée, et dont les probables aplanissements anté-oligocènes, s'ils ont existé, ont été gommés par l'apparition de la zone déprimée du Fossé d'Alès dans la partie méridionale, qui a entraîné une reprise d'érosion attestée par les dépôts conglomératiques bordant le fossé. Plus au nord, c'est l'apparition de la dépression péri-cévenole et l'enfoncement des cours d'eau qui ont suffisamment altéré les surfaces pour qu'il soit désormais impossible d'y rechercher des traces d'aplanissements plus anciens.

Une autre inconnue en ce qui concerne ces surfaces réside dans les processus ayant permis leur élaboration. Dans les cas des surfaces occidentales, des traces d'écoulements pliocènes permettent de supposer qu'un écoulement fluviatile a été à l'origine des aplanissements. Mais les surfaces orientales recoupant les terrains urgoniens sont beaucoup plus mystérieuses parce que l'ancienneté de leur amorce permet d'envisager d'autres processus, comme des plates-formes d'abrasion marine, ou, sous climat plus aride, la formation de glacis sur roche dure et tendre, qui, cela a déjà été précédemment signalé, correspond fort bien aux formes les plus élevées. Il reste à savoir si un tel processus a pu former des ensembles aussi vastes que la surface des 350-400 m. L'absence de dépôts de quartz sur cette surface, l'absence de tout dépôt lacustre ou marin, l'unique sédimentation étant de la terra rosa, et la relative irrégularité de la surface, avec quelques buttes résiduelles très aplaties comme celle - cote 424 - qui se trouve au sud de Saint-Remèze, tous ces caractères permettent de supposer un aplanissement plutôt continental, et non pas marin. Mais cet aplanissement a-t-il été du type "glacis" par divagation de cours d'eau, ou a-t-il été l'oeuvre de cours d'eau plus organisés, il est difficile de se prononcer ; signalons cependant que dans un terrain calcaire comme l'Urgonien, il est nécessaire pour que se forment des aplanissements que la surface topographique soit à niveau avec la zone phréatique noyée, sans quoi les eaux s'infiltrent, donnant d'autres formes n'aboutissant pas nécessairement à un aplanissement.

1. 2. 6 - Les données palécgéographiques plio-quaternaires :
L'influence des périodes glaciaires.

Sur les données tectoniques et les surfaces d' aplanissement précédemment étudiées, les variations climatiques de grande ampleur qui ont marqué le Quaternaire constituent une donnée palécgéographique de grande importance, car leur influence sur les paysages calcaires est, de par la lithologie et le modelé, particulièrement nette. En effet la gélivité de la roche, paramètre essentiel lors des périodes froides, est très variable selon la stratigraphie et la pureté du calcaire, ce qui permet l'apparition de contrastes lithologiques marqués. Mais surtout, modification radicale du paysage car elle en change la nature, l'apparition d'un gel continu, même saisonnier, dans un paysage calcaire, est susceptible d'imperméabiliser la roche en figeant les circulations d'eau dans les discontinuités, et d'introduire des phénomènes d'écoulement superficiel dans des paysages à lithologie autorisant par ailleurs une karstification totale.

Dans ce paragraphe ne seront considérées que les manifestations climatiques, car leurs effets sur les versants - le plus souvent des groises - ont déjà été évoqués lors de l'étude des dépôts superficiels et les terrasses qui correspondent à ces pulsations seront examinées lors de l'étude des vallées.

Les informations manquent pour les périodes antérieures au Pliocène et F. Bourdier, 1961, est prudent lorsqu'il écrit, p. 235 :

> "... le Miocène, comme l'Oligocène, est une période très longue, très complexe, pendant laquelle il y eut probablement de nombreux changements de climat dans le bassin du Rhône /.../ Pendant la majeure partie du Miocène et jusqu'à la fin du Pontien, l'humidité semble rester grande, tandis que la température oscille entre le chaud et le tempéré-chaud ; puis, à la fin du Pontien apparaîtrait un dessèchement climatique avec saisons contrastées : hivers froids, étés chauds ; aucun dépôt miocène d'origine glaciaire probable n'est encore connu dans le bassin du Rhône".

Au Pliocène, l'étude des flores, d'après G. Depape, 1922 (cité par F. Bourdier, 1961) indique une température moyenne annuelle plus élevée de 5° que l'actuelle, soit 18° environ. Mais il n'est pas précisé à quelle époque du Pliocène appartenait cette flore. Plus récemment, J-P. Suc (1976, p. 472) montre que les flores pliocènes, nombreuses dans le Languedoc méditerranéen "permettent de définir un important changement climatique (installation d'un rythme à saisons sèches)". F. Bourdier, suivi dans ses conclusions par E. Bonifay, 1962, pense que la résultante générale des climats laisse apparaître un :

> "refroidissement graduel du climat de l'Eocène au Quaternaire, avec des saisons de plus en plus marquées et l'accentuation des microclimats et des climats régionaux. Mais, concurremment de ce refroidissement graduel, s'étendant sur ces millions d'années, pourraient jouer des variations climatiques de moindre durée". (F. Bourdier, 1962, p. 237).

Cette hypothèse est nuancée par E. Bonifay, 1962, p. 158, lorsqu'il fait remarquer que le déclenchement des premiers phénomènes glaciaires est antérieur probablement au début du Villafranchien, donc dans ce cas tertiaire ; mais il ne s'agit que d'une contestation stratigraphique reposant sur la détermination de la limite inférieure du Quaternaire, moins fondée depuis que le Villafranchien a été rattaché à cette dernière ère.

Lors du Pleistocène ancien et moyen, les opinions des auteurs sont parfois totalement opposées. Il n'existe pas dans les plateaux ardéchois ou à leur périphérie, à notre connaissance, de traces certaines des premières glaciations ou des régimes périglaciaires les ayant précédés. Aussi E. Bonifay, 1962, écrit-il (p. 159) :

> "Ce climat méditerranéen, chaud, semble subsister pendant tout le Quaternaire ancien, dans le Sud-Est de la France, jusqu'à l'interglaciaire Mindel-Riss. Des oscillations plus fraîches correspondent sans doute à la crue glaciaire mindélienne : il reste peu de traces, dans nos régions, de sédiments de cet âge /.../ Les dépôts indiquent surtout une grande humidité : comme pour le Rissien et le début du Würmien, les premières manifestations du Quaternaire se sont surtout traduites en Provence par l'existence de périodes pluviales. H. Alimen a constaté que dans les Pyrénées, il n'y avait pas de traces de froid intense antérieures au Rissien (pas de dépôts de pente de type périglaciaire, ni de solifluction), résultats qui sont confirmés par ceux que nous obtenons en Provence".

Cette citation recoupe le Pléistocène inférieur et moyen, dont la séparation a été placée lors de l'interglaciaire Gunz-Mindel par H. de Lumley (1976, p. 16) ; elle exprime une opinion qui n'est pas partagée par d'autres auteurs, comme M. Bornand, F. Bourdier, P. Mandier et G. Montjuvent (1976, p. 32-35) qui écrivent, après avoir reconnu l'absence totale de connaissances sur les glaciations de Biber et Donau que :

> "dès le Gunz, il est vraisemblable que de grands glaciers se soient largement étendus à la périphérie des Alpes. C'est peut-être même l'époque de l'EXTENSION GLACIAIRE MAXIMALE si la moraine de Tourdan est bien en place, car elle se situe au delà du front des moraines externes /.../
>
> La glaciation mindélienne, bien que plus récente, n'est guère mieux connue /.../ De nombreux arguments indirects plaident pour une large extension glaciaire, par exemple les hautes terrasses de Valloires /.../ L'extension des glaciers mindéliens serait équivalente

ou peu inférieur à celle des glaciers du Riss".

Là encore, Pléistocène inférieur et moyen sont confondus dans une même incertitude, mais les opinions sur cette époque sont à l'opposé de celle précédemment admises. Il en est de même pour J. Tricart, 1967, qui écrit, p. 455-56, en parlant des régions méditerranéennes :

> "Dans toutes ces régions, il est essentiel d'insister sur un fait capital : le Riss a été caractérisé par des climats nettement plus froids que le Würm, mais des climats encore plus froids ont réglé au Quaternaire ancien. Par exemple, BOUTEYRE et ALLEMANN (1) ont découvert des macropolygones dans les cailloutis villafranchiens de la Costière du Gard, à très faible altitude, alors qu'aucun pergélisol ne régnait dans cette région au Würm. Une attention particulière doit être accordée donc à la stratigraphie et il est particulièrement dangereux de donner, par principe, un âge récent aux manifestations du froid dont la date exacte est inconnue, comme on le fait souvent".

J. Renault-Miskovsky et M. Girard (1976), de leur côté, attribuent, grâce aux études palynologiques de la grotte du Lazaret (Alpes-Maritimes), un climat frais et humide au Günz, avec un assèchement vers la fin de ce stade glaciaire ; puis apparaît un climat tempéré-chaud au Günz-Mindel.

De même dans le Pléistocène inférieur final - Günz - de la grotte du Vallonet (Roquebrune, Cap-Martin, Alpes-Maritimes), J-C Miskovsky (1976, p. 202) signale que :

> "la présence de pierres gélivées et de galets éclatés par le gel, dans les couches B II et B I, permet de penser que cette partie du remplissage s'est déposé sous un CLIMAT FROID".

Mais, parlant du même remplissage l'auteur ajoute quelques lignes plus loin :

> "la présence d'illite avec une cristallinité très élevée, ou même impossible à estimer, la présence de surstructures en particulier dans l'ensemble B 2, montrent la complexité et les difficultés d'interprétation paléoclimatiques de ce remplissage".

Il faut remarquer que les deux exemples précédents appartiennent à la régions des Alpes-Maritimes, aux conditions climatiques moins rigoureuses que celles régnant sur les plateaux ardéchois et que les manifestations d'un froid suffisant pour géliver les pierres indiquent probablement donc des conditions climatiques très sévères dans la Vallée du Rhône. Cette différence, non vérifiée

---

(1) Pédologues à la C.N.A.B.R.L., communication verbale. Un article est paru dans le Bull. de la Soc. d'Hist. Nat. de Nîmes en 1964.

pour le Pléistocène inférieur, a été établie pour le Pléistocène moyen (J. Renault-Miskovsky, 1976 a).

Une telle diversité d'interprétation des connaissances actuelles sur les phases climatiques jusqu'au Mindel montre l'incertitude les concernant dans leur ampleur et leur extension dans la vallée du Rhône. Ce n'est qu'à partir du Pléistocène moyen de la classification de H. de Lumley (1976, p. 17), soit au Mindel-Riss, que les auteurs sont plus nets dans leurs affirmations et de ce fait généralement plus en accord.

L'interglaciaire Mindel-Riss est considéré par F. Bourdier (1961) et par E. Bonifay (1962) comme le grand interglaciaire du Quaternaire. Mais le premier apporte des réserves en signalant, p. 258 que :

> "nous n'avons guère de données précises sur le climat du Mindel-Riss dans le bassin du Rhône ; il est probable d'ailleurs que ce climat a présenté de nombreuses variations".

Plus récemment, J-C Miskovsky indique (1976, p. 202) que le Mindel-Riss a probablement été une période longue et relativement chaude, mais déplore l'absence de remplissage de grottes significatif de cette époque. H. de Lumley, (1976, p. 17) précise que le Mindel-Riss :

> "est une période qui aurait duré de 350 000 à 300 000 ans (phase 9 de N. J. Schakleton). C'est essentiellement une période de réchauffement climatique dans laquelle il est cependant possible de mettre en évidence des oscillations mineures".

Les travaux palynologiques de J. Renault-Miskovsky indiquent eux aussi :

> "des épisodes relativement chauds au sein de la grande période, contemporaine du remplissage, datant vraisemblablement de la fin du Mindel ou du début du Riss".

Le Riss, qui marque la fin du Pléistocène moyen (Pléistocène-moyen-récent de H. de Lumley) est une période de refroidissement climatique dont tous les auteurs reconnaissent la division en trois phases froides séparées par des interstades prolongés. Sa durée, d'après H. de Lumley, 1976, se situe entre 300 000 et 120 000 ans environ. Sur les plateaux ardéchois un site important est celui d'Orgnac III ; il était daté du Riss III, par J. Combier qui l'a fouillé, (J. Combier, 1967). Mais il est attribué au Riss II par J.-C. Miskovsky (1976) ; E. Debard (1976) signale que l'étude récente des rongeurs (M. Jeannet, 1976) place le site à la charnière Mindel-Riss, mais souligne, p. 276 :

> "qu'il semble délicat d'attribuer à l'interglaciaire Mindel-Riss un éboulis ne portant aucune trace d'altération. De toute manière, le site s'est "vieilli" avec la continuation des fouilles de J. Combier et se situe vers le Riss I-II".

Ce site d'Orgnac III montre des remplissages cryoclastiques développés dans des conditions climatiques de type périglaciaire.

La palynologie indique, toujours dans les Alpes Maritimes, dans la grotte du Lazaret, pour le Riss III, un paysage forestier à pin sylvestre plus froid que l'actuel (J. Renault-Miskovsky, 1976a), avec des essences méditerranéennes, attribuables à un microclimat doux sur les pentes bien exposées de la grotte. Les remplissages de grottes, nombreux dans le midi méditerranéen, et dont une synthèse a été effectuée par J.-C. Miskovsky (1967a) confirment les trois principales "pulsations" froides du Riss, elles-mêmes variables au cours de leur évolution (fig. 31).

L'ampleur du Riss par rapport aux glaciations précédentes et suivantes, hormis les remarques de J. Tricart déjà citées, est par contre généralement peu précisée.

Le Pléistocène récent, comprenant l'interglaciaire Riss-Würm et le Würm, représente, Holocène excepté, les plus proches âges géologiques, qui ont imprimé au modelé ses dernières retouches, à peine modifiées depuis. Aussi sont-ils importants, et heureusement assez bien étudiés.

L'interglaciaire Riss-Würm a été particulièrement étudié dans le bassin du Rhône par F. Bourdier qui en a résumé ainsi les caractéristiques (1961, p. 278) :

> "L'interglaciaire Riss-Würm aurait duré moins de 40 000 ans, si l'on admet que le delta du Rhône n'a pas eu le temps de combler le lac Léman. Au moment de son optimum, le climat du Riss-Würm devait être au moins aussi chaud que l'actuel ; Depapre l'imagine assez humide et Lüdi (1953) plutôt continental, comparable à celui de l'Est européen tempéré actuel".

Les recherches palynologiques récentes (J. Renault-Miskovsky, 1976c et d) indiquent (1976c, p. 497) :

> "Qu'apparemment la période Riss-Würm en Basse Provence a connu plusieurs fluctuations de climats entraînant des variations de végétation. Durant certaines phases des conditions climatiques particulièrement favorables ont permis le développement de taxons caractéristiques donnant au paysage provençal et à la base même du Pléistocène supérieur, un cachet nettement méditerranéen".

Par contre le même auteur (1976d, p. 503) fait remarquer que :

> "Les macro-restes recueillis dans les gisements de Castelnau, du Bassin du Lez et de la Vallée de la Vis (Hérault) (in Pons, 1969) sont ceux d'une flore méditerranéenne ; cependant de nombreux taxons suggèrent un paysage de type atlantique, /.../ si bien que le climat évoqué serait celui de la période actuelle toutefois un peu plus humide".

Des différences régionales apparaissent donc sur le pourtour méditerranéen ; aussi ces conclusions sont-elles difficilement applicables aux plateaux ardéchois plus septentrionaux ; mais la relative similitude avec le climat actuel permet de saisir quelles pouvaient être les différences avec ces observations.

Les remplissages de grottes et d'abris montrent à la grotte du Lazaret (Alpes-Maritimes) (J.-C. Miskovsky, 1967a) des dépôts indiquant un réchauffement climatique, puis des périodes humides et probablement moins chaudes. Le même auteur décrit dans la grotte de la Baume des Peyrards (Buoux, Vaucluse) un important sol d'altération brun rouge atteignant 60 à 80 cm d'épaisseur et scellant les dépôts rissiens. Enfin E. Debard (1976, p. 276) signale que le Riss-Würm :

> "correspond à Orgnac III à un sol d'altération atteignant 0,60 m, de coloration brun rouge, à structure polyédrique. A sa base, présence d'une ligne de petits cailloux altérés. Il renferme une industrie pré-moustérienne".

Cette dernière observation confirme l'importance de l'Interglaciaire Riss-Würm sur les plateaux ardéchois eux-mêmes.

Le Würm représente la dernière période glaciaire, qui, grâce à l'ampleur des coupes observées, et à leur nombre, a pu être divisé en de nombreux stades, dont la finesse remarquable intéresse plus, par ses conséquences, le préhistorien que le géomorphologue karstique.

Comme dans bien des cas, l'estimation de la date absolue de l'origine du Würm a été sujette ces dernières années à des variations tendant à allonger la durée de la période. C'est ainsi que F. Bourdier (1961) estime que cette origine se situe environ vers -70 000 ans alors que J.-C. Miskovsky (1976a) la situe entre -80 000 et -90 000 ans. Ce même auteur ajoute que :

> "le début du Postglaciaire (extrême début du Pré-boréal) aux environs de 8 200 B.C. se caractérise à l'abri Cornille /(à Istres, Bouches du Rhône, donc dans une situation géographique assez comparable à celle des plateaux ardéchois)/ par un adoucissement relativement rapide de la température, qui passe du climat frais à la fin du Tardiglaciaire au climat nettement tempéré du début du Postglaciaire". (op. cit. p. 227).

La durée approximative du Würm se situe donc entre 70 000 et 80 000 ans. De telles datations absolues sont importantes pour le morphologue car elles renseignent avec précision sur la durée des processus morphologiques, montrant par exemple que les glaciations anciennes ont généralement été plus longues que les récentes et ont donc pu, même si leurs formes ont été altérées depuis, mo-

difier plus profondément le paysage que les manifestations récentes.

Dans le cas du Würm, cette durée de 80 000 ans doit être divisée en plusieurs stades. On distingue en premier lieu un Würm ancien et un Würm récent.

Le Würm ancien comprend les oscillations climatiques du Würm I et du Würm II. Les remplissages de grotte, nombreux, permettent de déterminer (J.-C. Miskovsky, 1976a, p. 222) que :

> "le Würmien I se caractérise dans le midi méditerranéen par un climat un peu froid et humide /.../ La fin du Würmien I se caractérise par l'arrivée brutale des premiers froids würmiens qui ont provoqué la chute de gros blocs et de cailloutis /.../
>
> L'inter-Würmien I-II est attesté par la formation de sols d'altération très importants à la surface des remplissages de grottes /.../ ou par la formation de planchers stalagmitiques dans les cavernes humides où l'évaporation était plus intense /.../ A la fin de cet interstade, une augmentation considérable de l'humidité et donc des phénomènes de ruissellement provoqua la vidange partielle ou totale d'un grand nombre de cavernes /.../ Le Würmien II offre un contraste brutal avec le Würmien I par la rigueur des conditions climatiques, favorisant le dépôt des cailloutis anguleux dans les grottes et abris de Provence /.../ et du Languedoc /.../
>
> A la fin du Würmien II la présence dans les grottes, de dépôts de loess, de limons et de sables soufflés témoigne d'un assèchement du climat /.../
>
> Postérieurement au Würmien II, une phase climatique aride a permis la formation d'un sol à encroûtement superficiel très important dans les grottes de Provence et du Languedoc.
>
> Cette phase, probablement importante en durée, sépare le Würmien ancien du Würmien récent".

Pour la même période, les recherches de J. Combier (1967) sur les sites préhistoriques, généralement en grottes ou abris, de l'Ardèche, corroborent les observations de J.-C. Miskovsky, en soulignant notamment la rigueur du Würm II. Par contre les recherches paléobotaniques de J. Renault-Miskovsky (1967c et 1976d) sont, au dire même de l'auteur (p. 497) assez difficiles à interpréter, notamment en Provence. La première moitié du Würm ancien, en Provence :

> "aurait connu une période forestière à Pins, Chênaie mixte et essences thermophiles à la faveur d'un climat relativement tempéré ou froid mais humide ; la deuxième moitié aurait vu se raréfier les genres arboréens au profit d'une steppe cependant parsemée de Pins sylvestres". (1976c, p. 499-500).

Dans le Languedoc-Roussillon, le même auteur retrouve à peu près les mêmes compositions végétales, associées lors des phases climatiques les plus froides à des Bouleaux, et signale l'importance des zones refuges bien abritées où se maintenaient des espèces méditerranéennes.

L'Inter Würm II-III séparant Würm ancien et récent semble moins chaud que le premier interstade würmien, bien qu'il ait duré peut-être aussi longtemps. J. Combier 1967, signale qu'il :

> "est toutefois assez mal attesté dans les remplissage de cavernes de la vallée du Rhône"

mais que près des Ezies et de Brantôme

> "de profonds remaniements des couches et des industries qu'elles contiennent accusent l'existence d'une période prolongée de climat surtout tempéré, mais assez instable, avec de brefs épisodes froids, dominé par une très forte humidité" (p. 247).

Mais p. 388, il ajoute que

> "l'interstade du Würmien II-III est partout assez bien marqué par des formations argileuses plus que par de véritables sols d'altération ; en ce qui concerne la faune, on ne constate pas la disparition, mais un simple effacement du Renne et des autres espèces de climat froid".

Le Würm récent est lui aussi bien représenté ; dans les abris sous roches et les grottes (J.-C. Miskovsky, 1976b, p. 225) les remplissages montrent que :

> "les conditions climatiques sont devenues de plus en plus rigoureuses du début à la fin du Würmien récent".

Des difficultés d'interprétation apparaissent parfois car, d'après J.-C. Miskovsky (1976b, p. 225) :

> "L'extrême fin du Würmien IV ou le début du Postglaciaire ont été caractérisés par un climat très rigoureux et très humide qui a provoqué une érosion intense du remplissage des grottes balayant le plus souvent les dépôts plus anciens, principalement ceux du Würmien récent".

Dès 1962, E. Bonifay envisageait de manière identique l'évolution du Würm récent en signalant que l'interstade Würm III-IV est le moins marqué de tous les interstades würmiens. Cet auteur fait remarquer qu'après un si violent refroidissement du climat, la température s'est rapidement relevée à l'extrême fin du Würmien. Les travaux de J. Combier (1967, p. 388), sur les remplissages des cavernes de l'Ardèche, concluent ainsi sur le Würm récent :

> "Le stade III du Würm /.../ coupé peut-être par un interstade mineur, est dominé par des alternances de froid très sec (pierrailles libres ou consolidées, à nombreux éclats de gel), et de froid humide (cailloutis argileux) ; ces oscillations aboutissent, peu avant la fin du stade, à un maximum.
>
> L'Interstade du Würm III-IV se signale par une raréfaction des éboulis et par une nette recrudescence d'humidité. Des cailloutis cryoclasti-

> ques indiquent que s'amorce ensuite par une brutale dégradation climatique l'ultime phase froide du Würm IV ; importants et témoignant d'une nouvelle phase extrêmement froide, ils sont mêlés de grosse blocaille d'effondrement, minée par un gel intense.
>
> Une période humide et fraîche assez longue (Dryas récent ?), et sans doute de climat assez instable, fait la transition entre l'ultime oscillation froide et les phases tempérées du Postglaciaire".

Les recherches paléobotaniques (J. Renault-Miskovsky 1976c et 1976d) montrent en Provence et dans le Languedoc une oscillation entre d'une part des formations forestières à pins, ou conifères en général, combinées avec des essences de forêts caducifoliées plutôt thermophiles, essences correspondant à des périodes de réchauffement ; et d'autre part des formations plus ouvertes, allant jusqu'à la steppe, correspondant aux froids très vifs des pulsations glaciaires du Würm.

Au Postglaciaire, après un sursaut du froid lors du Dryas III vers 8 500 à 7 500 B.C., s'amorce, d'après J.-C. Miskovsky, (1976b), une amélioration du climat, avec un assèchement qui persiste jusqu'à la fin du Néolithique. A la fin de l'Atlantique et au Sud-Boréal, le climat est chaud et sec. D'après J. Renault-Miskovsky, citée par J.-C. Miskovsky (1976b, p. 229), la flore méditerranéenne actuelle :

> "se serait installée à la faveur d'une évolution générale du climat vers l'assèchement, du Tardiglaciaire au Sub-Atlantique et encore plus précisément de la fin de l'Atlantique au Sub-Atlantique en pays méditerranéen".

La dernière donnée paléogéographique des plateaux ardéchois est l'occupation humaine de ces territoires par l'homme au cours du Néolithique, les occupations paléolithiques ayant eu des caractères ponctuels n'entraînant pas d'importantes modifications du milieu. Cette occupation a été précisée par Gérard Bailloud dans le Tome I de l'"Histoire de la France rurale" publié sous la direction de G. Duby (1975) :

> "En Languedoc méditerranéen, un épisode humide, court mais net, se marque vers -2 600. Qu'il y ait ou non relation entre les deux faits, les plateaux calcaires, aujourd'hui occupés par la garrigue et délaissés jusqu'alors par le peuplement humain, commencent à se couvrir d'une multitude de sépultures et de villages, qui prospèrent jusque vers -1 800. Entre Rhône et Hérault, tous les types de terrains apparaissent dès lors plus ou moins densément occupés ; /.../ Mais on a aujourd'hui de multiples preuves que la culture a été partout peu ou prou pratiquée par des paysans sédentaires, et que le terme "pasteurs des plateaux" appliqué pendant un temps aux colons des garrigues était beaucoup trop restrictif. /.../ 80 à 95 % de la faune récoltée est domestique ; partout la prédominance du mouton

> est très forte, représentant 50 à 70 % des vestiges ; la proportion du porc et de la chèvre se tient généralement au-dessous de 10 %, et le boeuf qui a aujourd'hui localement disparu vient alors en seconde position (13 à 35 % de la faune). /.../ La densité du peuplement comme la composition de la faune impliquant une destruction totale de la forêt primaire, essentiellement par le feu car les haches ne sont pas très nombreuses ; l'humus superficiel était cependant peu épais et le relief favorisait l'érosion ; celle-ci, aidée par les ovicapridés, a provoqué, au bout de quelques siècles de peuplement dense, une telle dégradation du sol que cette colonisation intensive aboutit à un échec complet. Vers -1 800, les villages permanents disparaissent complètement et le peuplement semble devenue extrêmement lâche ; jamais plus par la suite les garrigues ne connaîtront un peuplement sédentaire comparable à celui qu'elles ont connu au chalcolithique". (op. cit. p. 162-163).

Ces lignes soulignent nettement le caractère acquis du paysage actuel ; son aspect parfois semi-aride en été, sa forte dénudation résultent de l'intervention de l'homme dans un système en équilibre, mais tellement fragile qu'il a suffi de quelques centaines d'années d'emprise malgré tout assez lâche pour que disparaissent par un processus irréversible la plupart des sols de la région. L'influence de cette dégradation sur la karstification, qu'elle soit superficielle ou souterraine, fut considérable, modifiant l'hydrologie, l'agressivité des eaux, l'action des phénomènes atmosphériques (1) sur la roche, les possibilités d'écoulement superficiel et la sédimentation souterraine. Ce processus s'est-il équilibré depuis ? Nous ne le pensons pas, et le paysage actuel est probablement en cours de réadaptation aux nouvelles conditions hydrologiques qui lui sont imparties par la plus grande irrégularité d'écoulement des eaux. Le regain de pluviosité accompagné d'une baisse de température de quelques degrés du 8ème siècle avant notre ère, qui réactiva certains réseaux karstiques, ne permit pas une réinstallation de l'agriculture sédentaire sur les plateaux ardéchois où les populations restèrent essentiellement pastorales, signe manifeste du caractère irréversible de la dégradation des sols de ces plateaux.

---

(1) J. Tricart, (1962, p. 131-132) souligne l'importance de cette dégradation sur les actions de gélification :

> "Dans le Languedoc, la dégradation de la Garrigue multiplie les têtes de roche nue qui subissent une gélivation actuelle lors des températures les plus basses du fait de l'absence de la protection du sol et de la couverture végétale ; le gel actuel est ainsi, paradoxalement, plus actif au Languedoc qu'en Alsace".

L'observation, vraie au Languedoc, l'est encore plus sur les plateaux ardéchois où les gelées sont nettement plus fréquentes qu'à proximité de la Méditerranée.

En CONCLUSION de cette description des mises au point sur les "glaciations" ayant affecté les plateaux ardechois, il faut souligner l'incertitude de bien des connaissances concernant les manifestations les plus anciennes, et surtout insister sur l'absence totale de tous phénomènes glaciaires dans la zone étudiée, même si certaines formes périglaciaires manifestent parfois un froid intense. C. Rousset (1976) fait même remarquer que tous les sommets cévenols dominant les plateaux ardechois, comme la Croix de Bauzon (1 548 m) ou le Tanargue (1 458 m) ne portent aucune trace glaciaire, probablement par blocage d'un anticyclone thermique sur ces sommets, diminuant les précipitations. Les plateaux, soumis à un "paléo-mistral" très violent, ont donc subi des actions manifestement périglaciaires qui ont pu être fort intenses et ont - de par l'absence de couverture neigeuse importante déblayée par le vent et de par la nature calcaire de la roche - très profondément modifié le modelé ; le court laps de temps - à l'échelle géologique - écoulé depuis la fin de ces périodes froides a peu modifié ce modelé. Aussi, lors de l'étude des formes recouvrant les plateaux ardechois, les traces de ces manifestations périglaciaires réapparaîtront-elles sans cesse. C'est l'importance actuelle des vestiges périglaciaires dans le paysage qui nous a amené à privilégier dans la paléogéographie l'étude des "glaciations" plio-quaternaires.

C H A P I T R E 1. 3.

-:-

LES CONDITIONS CLIMATIQUES

ET

HYDROLOGIQUES ACTUELLES

Les plateaux ardéchois sont de ces aires difficiles à classer climatiquement car elles se trouvent sur une limite, celle du domaine méditerranéen et du domaine tempéré à début de tendance continentale. Nous avons déjà signalé en introduction que la limite nord de l'aire méditerranéenne est souvent fixée sur les coulées du Coiron, une trentaine de kilomètres au nord des plateaux crétacés.

Dans de telles régions, les microclimats jouent un grand rôle en permettant le basculement des conditions locales vers telle ou telle tendance, les versants nord perdant ainsi leur caractère méditerranéen que conservent les versants sud.

Les données météorologiques ne sont malheureusement pas à la hauteur de la complexité du climat, l'Ardèche étant, ainsi que le nord du Gard dans une moindre mesure, une des zones où la Météorologie nationale ne possède quasiment pas de stations et se contente de centraliser des renseignements fournis par d'autres organismes ou des particuliers, renseignements qui ne concernent que températures et précipitations, et encore souvent en séries interrompues.

1. 3. 1 - Les Vents.

C'est dans ce domaine que l'absence de relevés est la plus forte, puisqu'ils sont inexistants dans notre aire d'étude. Les seuls résultats utilisables sont ceux fournis par A. Chabaud, 1966, concernant la région plus méridionale d'Uzès et Bagnold-sur-Cèze. Ils montrent que le vent le plus important, et de loin, est le vent du nord, le Mistral, qui prédomine avec 53 % des relevés, suivi par le vent du sud, qui représente 31 % des relevés, les autres vents ne représentent que 16 %. Il s'agit de statistiques élaborées à partir de 549 observations portant sur la période 1955-1956. Dans notre aire, les résultats doivent être à peu près semblables, avec des variations de l'est vers l'ouest de l'aire : le mistral est encore plus important à proximité du Rhône, vers Bourg-St-Andéol et Saint-Marcel-d'Ardèche, situés de surcroît plus au nord que la région d'Uzès ; mais son rôle décroît vers les plateaux jurassiques et les régions de Saint-Ambroix - Largentière, décentrées par rapport à l'axe rhodanien. Par contre les vents du sud doivent être un peu plus faiblement représentés que dans la région d'Uzès.

Il faut ajouter que le Mistral n'est pas seulement le plus fréquent des vents ardéchois, mais qu'il est aussi le plus violent. Comme il est un vent "sec" amenant un temps clair, il favorise une intense évapotranspiration qui

restreint d'autant l'infiltration et l'écoulement, donc la karstification. De plus il a eu un rôle paléoclimatique accru lors des périodes froides quaternaires, car la présence de glaciers alpins dans la région de Lyon et à proximité de la vallée du Rhône a accru son intensité en resserrant les gradients de pression entre la Méditerranée et la région lyonnaise, d'où les dépôts éoliens que l'on trouve parfois (voir infra) dans quelques aires des plateaux ardéchois.

1. 3. 2 - Les précipitations.

Les données sont plus nombreuses en ce qui les concerne. Contrairement à ce que certains traits du paysage permettraient de supposer, les précipitations sont abondantes sur la région, et croissantes de l'est vers l'ouest jusqu'à la cime des Cévennes, après quoi elles décroissent avec la diminution de l'altitude.

Nous avons relevé (tableau I) les précipitations moyennes par mois pour seize stations appartenant aux plateaux ardéchois ou leur étant limitrophes. Elles permettent de constater deux maxima de précipitations en automne (Septembre, Octobre, Novembre) et au printemps (autour de Mars), avec des pluies abondantes mais un peu plus faibles que ces deux maxima durant l'hiver. Le seul mois véritablement faible est Juillet, mais les moyennes mensuelles reflètent mal une tendance à la saison sèche de la mi-Juin à la mi-Août.

Le tableau montre la croissance des précipitations vers l'ouest : les stations proches du Rhône, Bourg-Saint-Andéol, Bagnols-sur-Cèze, Pont-Saint-Esprit, se trouvent dans une fourchette de 800 à 850 mm, légèrement décroissante vers le sud par accentuation des caractères méditerranéens. Sur les plateaux du Rhône crétacés et leurs prolongements méridiens (Alba, Bessas, Saint-Montant, Vallon-Pont-d'Arc, Laval-Saint-Romans, Montclus), la fourchette varie entre 900 et 950 mm, avec une exception négative pour Saint-Montant (873 mm) situé à la limite vallée du Rhône-Plateaux du Rhône crétacés, et une exception positive pour Alba (964 mm), station plus septentrionale et plus arrosée.

Enfin, à proximité des Cévennes, les précipitations deviennent plus importantes, et plus variées en fonction de la position relative de la station par rapport aux sommets environnants.

Saint-Ambroix ne reçoit que 944 mm parce que la ville est relativement dégagée des sommets environnants, par ailleurs peu élevés, alors que Les Vans, situé au pied du Serre de Barre, sommet dépassant 900 m d'altitude, reçoit 1 330 mm par an. De telles observations pourraient être effectuées sur toutes les stations du pied des Cévennes.

Les climats ardechois sont cependant d'une telle nature que les moyennes ne peuvent en donner qu'une image très imparfaite. Ils sont en effet, par leur position charnière entre deux aires climatiques très différentes, sujets à des variations d'une année à l'autre supérieures à celles que l'on observe dans les aires climatiques tempérées, selon que l'une ou l'autre influence climatique l'emporte. Le tableau II donne quelques exemples de ces variations, pour une période malheureusement assez brève puisque couvrant entre 10 et 19 années. Or pour une telle durée, les variations de précipitations vont du simple au double, avec une variation maximum de 1/2,64 en 19 ans pour la station de Bessas, près de Vagnas et une variation minimum de 2,05 pour la station de Salyme-Lablachère pour une période de 11 ans ; notons que pour une période identique de 19 ans (1951-1968) la variation la plus faible est celle de Vallon-Pont-d'Arc avec un rapport de 1/2,13.

La dernière caractéristique des précipitations ardechoises, spécifique des traits méditerranéens du climat, est la rareté des jours de précipitations, accompagnée d'un corrolaire logique : l'ampleur journalière de ces précipitations lorsqu'elles ont lieu. Là encore les renseignements sont fragmentaires. Nous possédons cependant quelques renseignements pour deux stations représentant heureusement les deux extrêmes climatiques de la région : Salyme-Lablachère d'une part et Bagnols-sur-Cèze d'autre part (tableaux III et IV) qui comportent le nombre mensuel de jours de pluie, mois par mois. Dans la première station, située à 350 m d'altitude sur les contreforts triasiques des Cévennes, les précipitations sont de 1 316 mm par an pour la période 1958-1969, pour un nombre moyen de jours de pluie de 75,5 jours par an, soit une précipitation moyenne par jour de pluie de 17,4 mm. La proximité des Cévennes influe sur la fréquence des précipitations au mois le moins arrosé (Juillet : 36,4 mm), puisqu'il y a 5,6 jours de précipitations pour ce mois. Les précipitations moyennes par jour de pluie les plus importantes se situent au mois de Septembre (20,5 mm) et correspondent aux violents orages fréquents à cette période de l'année. Mais Janvier et Mars (19,5 et 18,4 mm) ont eux aussi d'importantes moyennes journalières correspondant à d'abondantes pluies hivernales (130,4 et 138 mm).

La station de Bagnols-sur-Cèze présente des traits différents et plus spécifiquement méditerranéens. Tout d'abord les précipitations sont nettement moins abondantes (843,1 mm). Le nombre moyen annuel de jours de pluie ne suit pas cette décroissance, puisqu'il est de 64,3 jours. Aussi les précipitations moyennes par jour de pluie pour l'année sont-elles beaucoup plus faibles : 13,1 mm.

VILLE	Alt.	Janv.	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Oct. à Mars	Avril à Sept.	Année	Durée
Alba	235m	69	80	79	56	76	67	29	73	124	108	130	73	539	425	964	1'
Aubenas (école)	260m	84	89	106	81	88	100	43	88	141	150	137	84	650	541	1191	2
Aubenas (P.C.)	255m	81	82	96	75	82	87	39	78	132	142	125	78	604	493	1097	1'
Bessas	250m	61	80	82	64	72	68	30	69	117	119	108	72	522	420	942	1
Bourg-St-Andéol	74m	47	67	68	51	71	57	26	75	132	93	101	65	441	412	853	1'
Joyeuse (gendarmerie)	195m	92	97	107	84	88	80	34	85	143	154	137	85	672	514	1186	1'
Le Cheylard	440m	83	85	82	66	84	91	40	84	118	134	157	84	625	483	1108	1
Saint Montan	90m	48	67	72	55	71	62	25	78	130	96	104	65	452	421	873	1'
Vallon-Pt-d'Arc	114m	64	79	80	61	75	75	30	69	119	111	110	77	521	429	950	1
Les Vans	170m	110	120	130	90	95	90	35	75	150	170	170	95	795	535	1330	5
Bagnols/Cèze	50m	41	62	63	53	62	54	25	74	97	99	91	68	424	365	789	1'
Bessèges	170m	117	117	131	90	95	93	36	76	144	192	165	113	835	534	1369	1'
Gagnières	192m	111	111	118	81	99	90	38	74	137	178	150	104	772	519	1291	3
Laval-St-Roman	134m	52	72	69	53	72	71	33	66	130	101	110	74	474	425	899	3
Montclus	100m	60	75	76	65	70	65	30	75	130	110	160	75	496	435	931	6
Pont-St-Esprit	55m	46	68	58	57	73	60	20	70	129	93	104	75	444	409	853	1'
Saint-Ambroix	152m	70	78	82	63	72	65	30	67	116	128	105	68	531	413	944	1'

Tableau I : Moyenne des Précipitations de 1951 à 1980, par Mois, Semestres et années. Les chiffres de durée indiquent la fiabilité, 1 exprimant un resultat complet et 6 exprimant plusieurs années manquantes.

Station	Hauteur annuelle moyenne en mm avec période de mesure	Hauteur annuelle maximum HM	Hauteur annuelle minimum Hm
Aubenas	1155 (51-68)	1898 (60)	759 (52)
Joyeuse	1160 (51-68)	1822 (51)	757 (52)
Salyme-Lablachère	1260 (58-69)	1751 (63)	853 (62)
Les Vans	1360 (60-69)	2021 (63)	882 (62)
Berrias	1180 (59-69)	1683 (60)	811 (62)
Bessas	930 (51-68)	1496 (51)	565 (61)
Vallon-Pt-d'Arc	940 (51-68)	1397 (60)	652 (52).

tableau II : Variations des précipitations annuelles dans 7 stations du secteur d'etude. Les chiffres dans la colonne de gauche, entre parenthèses, correspondent aux périodes d'observation, les chiffres de la colonne 2 et de la colonne 3 aux années d'observation de precipitations.

Moyennes sur 11 ans (1958-69)												
	Janv.	Fev.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sept.	Oct.	Nov	Dec
Précipitations moyennes mensuelles	130,4	100,9	138,0	93,8	68,7	72,6	36,4	102,9	163,9	164,0	152,3	92,1
Nb moyen de jours de pluie	6,7	7,4	7,5	6,6	7,2	6,1	5,6	6,1	8	8,8	9,6	7,6
Précipitations moyenne par jour de pluie	19,5	13,6	18,4	14,2	9,5	11,9	6,5	16,8	20,5	18,7	15,8	12,1

tableau III : données pluviométriques de la station de Salyme - Lablachère. Noter les importantes précipitations journalières d'Août et Septembre.

	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année
Températures minimales T n	0.7	0.9	4.2	6.9	10.6	13.9	15.8	15.2	13.1	8.8	4.5	2.1	8.1
Températures maximales T x	8.2	10.6	15.9	19.8	24.5	28.5	30.8	29.2	25.4	18.3	12.6	8.9	19.4
Températures moyenne $\frac{T n + T x}{2}$	4.4	5.8	10.1	13.4	17.6	21.6	23.4	22.3	19.2	13.6	8.5	5.5	13.8
Jours de gelée sous abri	15.1	12.1	4.7	0.4	0	0	0	0	0	0.1	3.6	10	46.0
Hauteur mensuelle de précip. en mm	51.5	53.3	77.9	48.9	77.5	53.3	25.0	55.3	103.3	103.8	89.7	103.6	843.1
Précip. moyennes par jour de pluie	9.7	11.3	12.4	10.9	11.6	11.8	8.1	12.3	22.5	16.0	15.2	13.5	13.1
Nombre moyen mensuel de jours de précipitations	5.3	4.7	6.3	4.5	6.7	4.5	3.1	4.5	4.6	6.5	5.9	7.7	64.3

TABLEAU IV : données climatiques moyennes à BAGNOLS-sur-CEZE pour la période 1947-1961 - (Altitude 50 m)

MOIS \ STATIONS		JOYEUSE		AUBENAS		LES VANS		VALGORGE		MONTPEZAT	
		Année	P(mm)	Année	P(mm)	Année	P(mm)	Année	P(mm)	Année	P(mm)
JANVIER	Plus Arrosé	1970	204	1970	211	1972	198	1970	505	1970	385
	Plus Sec	1968	2	1968	7	1968	23	1968	35	1968	42
FEVRIER	Plus Arrosé	1972	277	1964	213	1964	373	1964	565	1964	410
	Plus Sec	1970 et 71	8	1965 et 71	7	1971	5	1965	14	1965	12
MARS	Plus Arrosé	1964	191	1964	199	1964	193	1969	286	1967	246
	Plus Sec	1966	2	1966	3	1966	0	1966	11	1966	11
AVRIL	Plus Arrosé	1966	167	1971	165	1971	195	1971	377	1971	294
	Plus Sec	1965	3	1965	5	1965	2	1965	2	1965	13
MAI	Plus Arrosé	1971	161	1970	170	1964	143	1971	204	1967	179
	Plus Sec	1965	25	1965	23	1965	22	1965	44	1965	48
JUIN	Plus Arrosé	1971	183	1963	238	1963	257	1965	488	1963	431
	Plus Sec	1965	33	1967	33	1967	21	1964	60	1965 et 68	54
JUILLET	Plus Arrosé	1963	117	1963	131	1963	95	1963	122	1963	104
	Plus Sec	1970	3	1967	16	1970	3	1970	9	1970	12
AOUT	Plus Arrosé	1963	208	1963	183	1963	174	1963	324	1963	369
	Plus Sec	1970	19	1970	28	1970	11	1966	19	1966	19
SEPTEMBRE	Plus Arrosé	1965	367	1965	321	1965	454	1965	600	1965	513
	Plus Sec	1970	27	1966	38	1970	30	1966	52	1971	40
OCTOBRE	Plus Arrosé	1970	381	1970	390	1970	273	1970	489	1970	557
	Plus Sec	1971	31	1971	27	1971	29	1971	38	1971	20
NOVEMBRE	Plus Arrosé	1967	243	1963	235	1963	350	1963	568	1963	611
	Plus Sec	1972	36	1971	42	1972	25	1972	46	1972	36
DECEMBRE	Plus Arrosé	1972	150	1972	124	1972	189	1972	487	1972	370
	Plus Sec	1967	10	1967	10	1967	13	1967	19	1967	13
Moyenne des MAXIMAS MENSUELS		221		215		241		418		372	

Tableau V | Variations Mensuelles Interannuelles des Précipitations | sur 10 Ans (1963 - 1972). d'après A. Rey, 1975

Mais cette diminution moyenne ne reflète pas la différence de répartition des précipitations entre les deux stations : la station de Bagnols-sur-Cèze présente un faible maximum de printemps en Mars et Mai (77,9 et 77,5 mm) et un très important maximum d'automne et de début d'hiver, de Septembre à Décembre, très marqué dès Septembre (103,3 mm). Le maximum semble avoir des causes différentes à son début et à sa fin. En effet Septembre ne comporte aucune augmentation des jours de précipitation pour compenser l'augmentation pluviométrique ; aussi les précipitations moyennes journalières sont-elles les plus élevées des deux stations : 22,5 mm. Ce chiffre décroît jusqu'en Janvier, montrant la transition des précipitations orageuses aux précipitations de dépressions plus étendues, Décembre (13,4 mm par jour de précipitations) ayant une moyenne égale à la moyenne annuelle. Quant aux faibles précipitations d'hiver et de printemps, elles sont attribuables à l'importance des journées de mistral dans cette région.

L'étude des précipitations sur les plateaux ardéchois doit, pour devenir géomorphologiquement utilisable, être élargie aux hauteurs cévenoles environnantes afin d'y souligner l'importance des précipitations et tout particulièrement des précipitations instantanées, capables d'entraîner de violentes crues dans les vallées de Basse-Ardèche plus en aval.

Cette violence des précipitations apparaît déjà à la périphérie ouest de la zone d'étude, mais elle est en partie masquée par les moyennes annuelles. Aussi le tableau V, qui donne les variations mensuelles interannuelles, malgré sa limitation à une période de 10 ans (1963-1972) révèle-t-il déjà de telles possibilités de chutes violentes d'eau, tout en soulignant le peu de signification des moyennes sur les premières pentes des Cévennes. On observe sur ce tableau que n'importe quel mois de l'année peut, sur une période de 10 ans, recevoir des précipitations supérieures à 100 mm, sauf les Vans au mois de Juillet : 95 mm. Mais si l'on se limite aux deux stations situées au coeur des Cévennes : Valgorge et Montpezat, sur les 24 relevés de maxima que comportent ces stations, trois seulement sont inférieurs à 200 mm, quatre sont compris entre 200 et 300 mm, cinq entre 300 et 400 mm, cinq entre 400 et 500 mm, six sont situés entre 500 et 600 mm, et un est supérieur à 600 mm, ce qui donne une moyenne de précipitation maximale en un mois, sur 10 ans, pour ces deux stations, de 395 mm. Notons que pour la même période la moyenne annuelle des précipitations était de 1 946 mm à Valgorge et 1 709 mm à Montpezat.

Mais les pluies s'abattant sur les Cévennes, parmi les plus violentes d'Europe, ne peuvent se caractériser que par une étude des précipitations journa-

lières et même horaires, capables d'atteindre et de dépasser 50 mm en une heure. Le tableau VI donne les records de précipitations journalières depuis l'origine des enregistrements, capables de dépasser 500 mm en une journée, avec une précipitation maximale de 891 mm en 21 heures le 10 Octobre 1837. Comme ces chiffres pourraient paraître relever plus de cataclysmes, exceptionnels par nature, que des conditions courantes, il a été ajouté le tableau VII qui donne les plus fortes précipitations horaires pour la période décennale 1963-1972, avec là encore des chiffres pour le moins surprenants, dépassant 100 mm en quelques heures.

A une échelle encore moins exceptionnelle, simplement annuelle, le tableau VIII donne le nombre et l'importance des averses de plus de 50 mm pour l'année 1967, qui peut être considérée comme une année moyenne. On y retrouve l'opposition entre les stations purement cévenoles de Montpezat et de Valgorge et les stations plus éloignées des hauteurs de Joyeuse et Aubenas, Les Vans étant dans une position intermédiaire de par sa position topographique au pied d'un sommet élevé.

Cette importance des précipitations violentes peut même s'exprimer statistiquement sur une longue période. Dans le cas de Montpezat, les résultats sont surprenants, car les précipitations supérieures à 30 mm par jour représentent 44 % de la quantité d'eau, si elles ne représentent que 14 % des jours de précipitations, et ce pour une période statistiquement valable de 70 ans (tableau IX).

Le caractère exceptionnel des précipitations ardéchoises sur les pentes des Cévennes est encore renforcé (tableau X) par la prolongation des manifestations sur plusieurs jours lorsque s'installent les conditions météorologiques favorables aux grandes manifestations orageuses. Ce sont de telles précipitations prolongées qui occasionnent les grandes crues des rivières ardéchoises, et les dates des trois exemples cités dans le tableau se retrouveront dans la suite de ce chapitre comme dates de crues exceptionnelles.

L'importance particulière des précipitations cévenoles résulte de la superposition de deux mécanismes tendant tous deux à la pluie.

Le premier mécanisme est le plus important et surtout le plus fréquent. Il est purement orographique et lié à la remontée dans la vallée du Rhône d'air humide et relativement chaud en provenance de la Méditerranée. Cet air atteignant le pied des Cévennes remonte le versant en se refroidissant et en se détendant ; les vallées les plus fermées comme celle de Montpezat et de Valgorge sont affectées des précipitations les plus abondantes. Le versant ouest des Cévennes, par contre, est atteint par des masses d'air légèrement descendant

TABLEAU VI : Records des Précipitations Journalières

STATION	DATE DU PHENOMENE	TOTAL ENREGISTRE (EN mm)
JOYEUSE	10 Octobre 1827	891 (en 21heures)
	26 Septembre 1933	180
	7 Octobre 1970	220
AUBENAS	8 Octobre 1933	150
	7 Octobre 1970	240
MONTPEZAT	15 Octobre 1859	467
	22 Septembre 1890	412
	28 Septembre 1900	398
	7 Octobre 1970	237
VALGORGE	28 septembre 1899	420
	2 Novembre 1899	428
	6 Decembre 1910	285
	7 Octobre 1970	237
VILLEFORT	2 Novembre 1899	383 } 891
	3 Novembre 1899	508 }
	28 Septembre 1900	495

d'après A. Rey, 1975

TABLEAU VII : Les plus fortes précipitations horaires pour la période 1963 - 1972 avec quelques autres precipitations exceptionnelles à titre de comparaison

STATION	DATE DU PHENOMENE	TOTAL (mm)	NOMBRE D'HEURES
JOYEUSE	(5 Octobre 1960)	76 mm en	4 h
	3 Août 1963	59	3
	Octobre 1964	100	7
	2 Septembre 1968	80	3
AUBENAS	(26 Juin 1930)	160	15
	2 Septembre 1968	132	3
MONTPEZAT	(2 Novembre 1899)	165	6h30
	(29 Septembre 1900)	110	3
	31 Octobre 1963	113	6h30
	21 Septembre 1973	213	12
	24 Décembre 1973	153	12
VALGORGE	3 Novembre 1963	100	2
	17 Novembre 1965	70	3
	7 Octobre 1970	165	6h30
	(12 Fevrier 1975)	103	1h45
VILLEFORT	24 Octobre 1960	137	12
	12 Novembre 1961	149	10
	5 Novembre 1963	123	10
	7 Octobre 1970	138	7

d'après A. Rey 1975

TABLEAU VIII

NOMBRE ET IMPORTANCE DES AVERSES DE PLUS DE 50 mm EN 1967

STATION	+ 50 mm	+ 100 mm	+ 200 mm	% DU TOTAL ANNUEL
JOYEUSE	4 (5)	1 (1)	0	20 %
AUBENAS	2 (4)	1 (1)	0	13 %
MONTPEZAT	12 (13)	1 (7)	0 (1)	63 %
VALGORGE	13 (15)	1 (7)	0	55 %
LES VANS	8 (11)	0 (3)	0	41 %

Les averses de plus de 100 mm ne sont pas totalisées dans la catégorie inférieure. Les chiffres entre parenthèses correspondent à l'année 1963 où les pourcentages ont été supérieurs à la moyenne.

d'après A. Rey, 1975

TABLEAU IX

IMPORTANCE (NOMBRE ET QUANTITE) DES AVERSES EN 24 h SELON LEUR INTENSITE A MONTPEZAT POUR LA PERIODE 1880 - 1949

CATEGORIE	- 5 mm	5-10 mm	10-30 mm	30-50 mm	+ 50 mm
NOMBRE (%)	43 %	18 %	25 %	10 %	4 %
QUANTITE (%)	9 %	10,5 %	36,5 %	29,5 %	14,5 %
QUANTITE (% CUMULES)	9 %	19,5 %	56 %	85,5 %	100 %

d'après A. Rey, 1975

TABLEAU X

LES GRANDES MANIFESTATIONS ORAGEUSES DE LA FIN DU XIXème Siècle

DATE	STATION	1er jour	2ème jour	3ème jour	4ème jour	5ème jour	TOTAL
Du 19 au 22 Septembre 1890	MONTPEZAT	50	150	162	412	195	981 mm
	VILLEFORT	42	182	204	192	59	679 mm
Du 1er au 4 Novembre 1899	VALGORGE		428	244			680 mm
	VILLEFORT	?	383	508	?		1 060 mm
Du 26 au 30 Septembre 1900	MONTPEZAT	56	36	56	398	38	584 mm
	VALGORGE	110	82	125	420	39	776 mm
	VILLEFORT	157	47	102	495	38	839 mm

d'après A. Rey, 1975

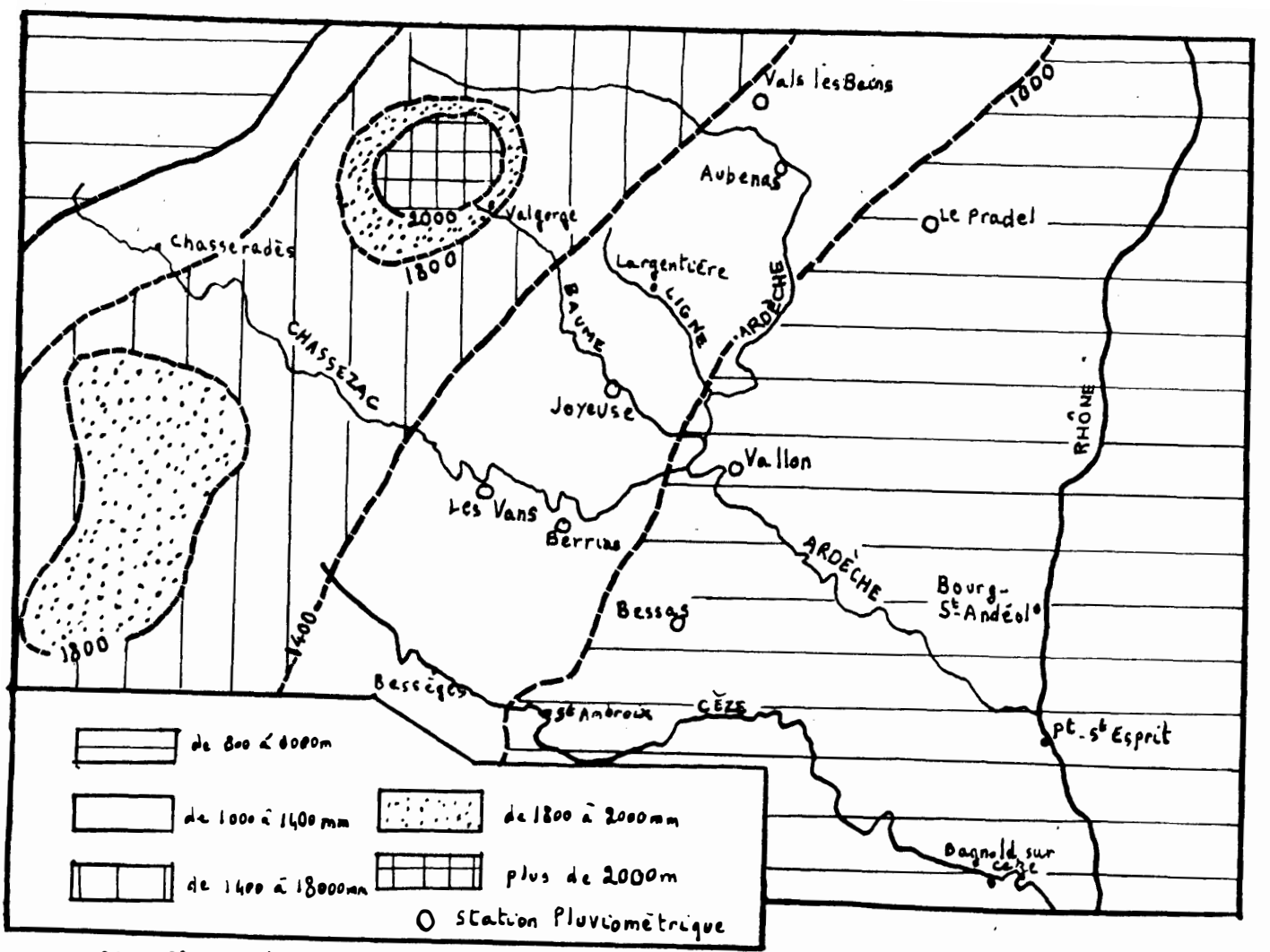
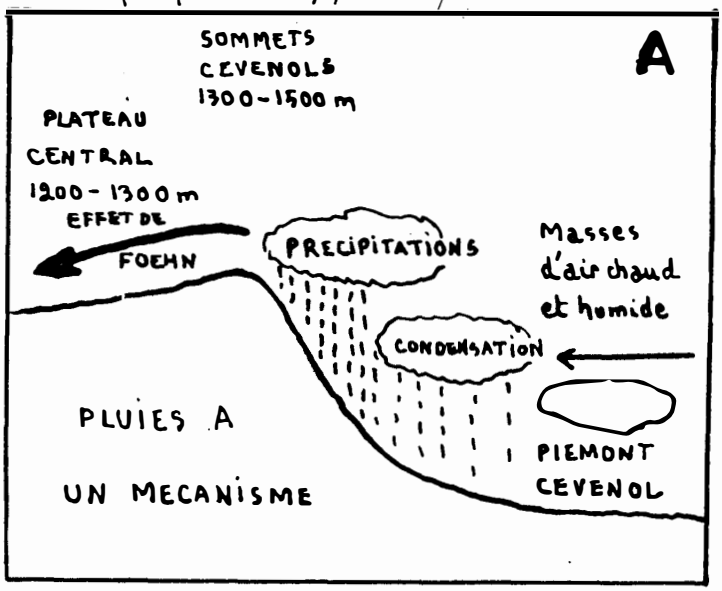
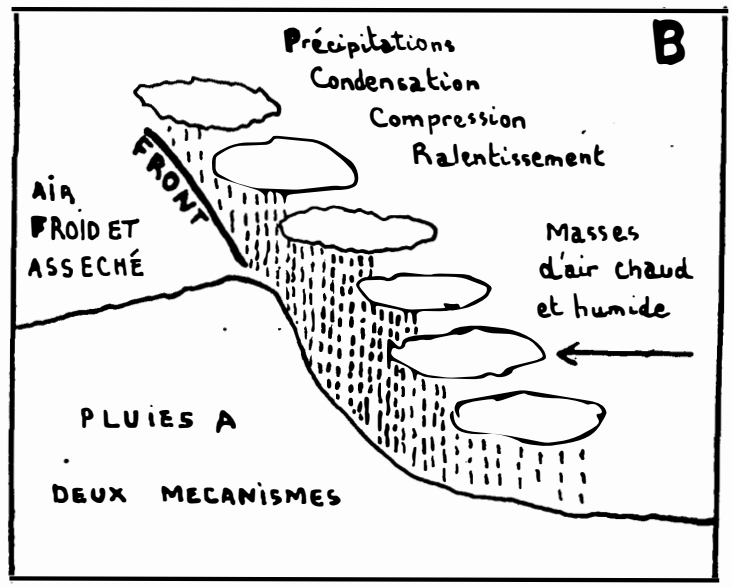


Figure 39 : Carte en courbes isohyètes des précipitations moyennes annuelles. (D'après H. Pascal (1970) et relevés de la météorologie nationale)

Figure 33 : Les deux types de precipitations importantes sur les contreforts des Cévennes. Le type B correspond à la situation atmosphérique de la figure suivante. (d'aprés A. Rey, 1975.)





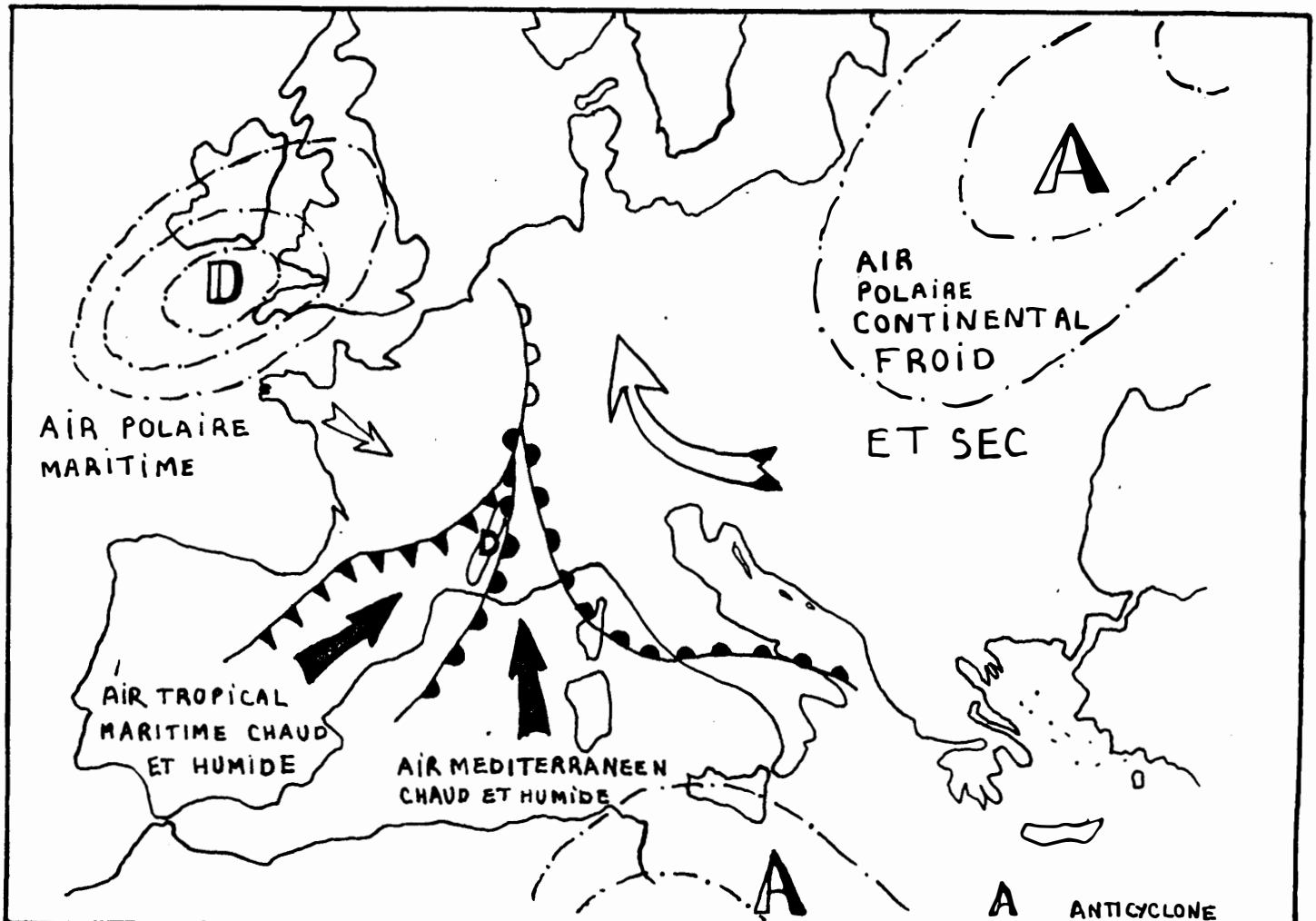


Figure 34 : SITUATION ATMOSPHERIQUE TYPIQUE DES PRECIPITATIONS ORAGEUSES CEVENOLES.
(d'aprés les articles du n° spécial A de la Houille Blanche, 1959)

qui n'occasionnent pas de précipitations parce qu'il apparaît un léger effet de foehn (fig. 33a).

Le second mécanisme, qui occasionne les pluies les plus brutales, est la présence sur le Massif Central d'un anticyclone froid qui ajoute à l'effet orographique un effet frontal, d'une part en refroidissant l'air tropical et d'autre part en bloquant cet air à l'aplomb des Cévennes (fig. 33b). Cette situation barométrique correspondait aux gros orages de l'Automne 1958 (fig. 34), qui ont donné des précipitations dépassant une première fois 400 mm en 48 heures du (29/9 (8 h) au 1/10 (8 h)), puis dépassant 200 mm en 48 heures (du 3/10 (8 h) au 5/10 (8 h)), (fig. 35).

1. 3. 3 - Les températures.

Les relevés sont rares dans ce domaine et ne concernent que trois stations, Bagnols-sur-Cèze, Aubenas et Bourg-Saint-Andéol.

Ils présentent l'intérêt de distinguer les températures maximales, minimales et moyennes. Les températures moyennes sont plus élevées que la moyenne française (11°), et décroissantes vers les Cévennes et vers le nord.

Les températures maximales se situent généralement en Juillet, plus rarement en Août et exceptionnellement (en 1966 à Aubenas) en Juin. Elles sont élevées, la moyenne de Bagnols-sur-Cèze en Juillet, sur 15 ans, dépassant 30° (30,8°) tout comme celle de Bourg-Saint-Andéol sur 10 ans (30,1°). Aubenas, un peu plus élevé (260 m) n'a par contre une moyenne de Juillet que de 29,5°. Cependant les maxima moyens les plus élevés se situent à Aubenas en Juillet 1967 avec 33°. Les maxima hivernaux restent assez élevés, supérieurs à 8°, sauf à Bourg-Saint-Andéol où la moyenne des maxima de Décembre, qui est seulement de 7°3, est imputable à la proximité du Rhône, possible génératrice d'inversions de températures et de brouillards, ainsi qu'à la violence du mistral.

La répartition des températures minimales est légèrement différente ; Aubenas, plus élevé, est la station la plus froide, avec des minima annuels de 7,7°. Bagnols-sur-Cèze est plus froid (8,1°) que Bourg-Saint-Andéol (8,5°), bien que possédant aussi les maxima les plus élevés, ce qui est le signe de contrastes jours-nuits plus marqués. Les minima d'été sont élevés, dépassant 16° à Bourg-Saint-Andéol au mois de Juillet.

Une donnée climatique intéressant tout particulièrement le géomorphologue est la fréquence du gel et plus particulièrement des alternances gel-dégel. Les données climatologiques ne sont malheureusement pas très riches en ce qui les concerne et il faut deviner plus ou moins entre les lignes quels peuvent

être les jours où se produit une telle alternance.

Nous possédons pour la station de Bagnols-sur-Cèze un tableau (tableau XII) de la moyenne des jours de gelée sous abri, pour la période 1947-1961. Ils sont au nombre de 46, essentiellement en Décembre-Janvier-Février. Mais un tel résultat ne doit pas être directement utilisé parce qu'il ne reflète pas ce qui se passe réellement au niveau du sol, ou de la roche à nu, où les alternances gel-dégel sont souvent plus nombreuses. Comme le climat est tel que les journées de gel continu sont fort rares, il s'agit cependant d'un minimum d'alternances gel-dégel dans l'année.

Ces moyennes de minima permettent de conclure à un gel relativement fréquent, et ce probablement encore plus sur les plateaux plus élevés, où nous n'avons malheureusement pas de mesures, mais ce gel est en général bref et ne se prolonge pas dans la journée. Seul l'hiver 1962-1963, où la moyenne générale du mois de Janvier était de 0,3° à Bourg-Saint-Andéol, a connu des gels plus prolongés, surtout sur les hauteurs, encore qu'aient pû jouer des inversions de température, Aubenas ayant connu à la même époque une moyenne de 1°. Il résulte de ces gels assez fréquents mais faibles des possibilités de morphogénèse particulière, capable de détacher par gélifraction de petits éclats de parois nues, ou d'amenuiser faiblement des débris, mais incapable de détacher de gros fragments, l'onde de gel ne pénétrant pas suffisamment dans la roche ou le sol. Cependant, la dénudation étant, pour des raisons paléoclimatiques et anthropiques (voir infra), importante non seulement sur les abrupts mais sur les surfaces planes, le gel peut encore jouer un faible rôle, ses alternances étant de faible ampleur, mais assez nombreuses.

1. 3. 4 - L'Hydrologie.

Précipitations et températures se combinent dans l'hydrologie dont l'objet est la quantité d'eau apportée par la pluie non restituée à l'atmosphère par l'évaporation. Aussi est-ce par elle que nous terminerons cette étude des conditions actuelles d'action morphologique.

1. 3. 4. 1 - Caractéristiques des bassins versants cévenols : le bassin de l'Ardèche.

Excepté le synclinal de Saint-André-de-Cruzières, l'ensemble des aires étudiées appartient au bassin de l'Ardèche qui est le plus typique des bassins hydrographiques cévenols. L'absence de relevés concernant la haute Claysse drainant le synclinal empêche toute interprétation hydrologique, aussi notre

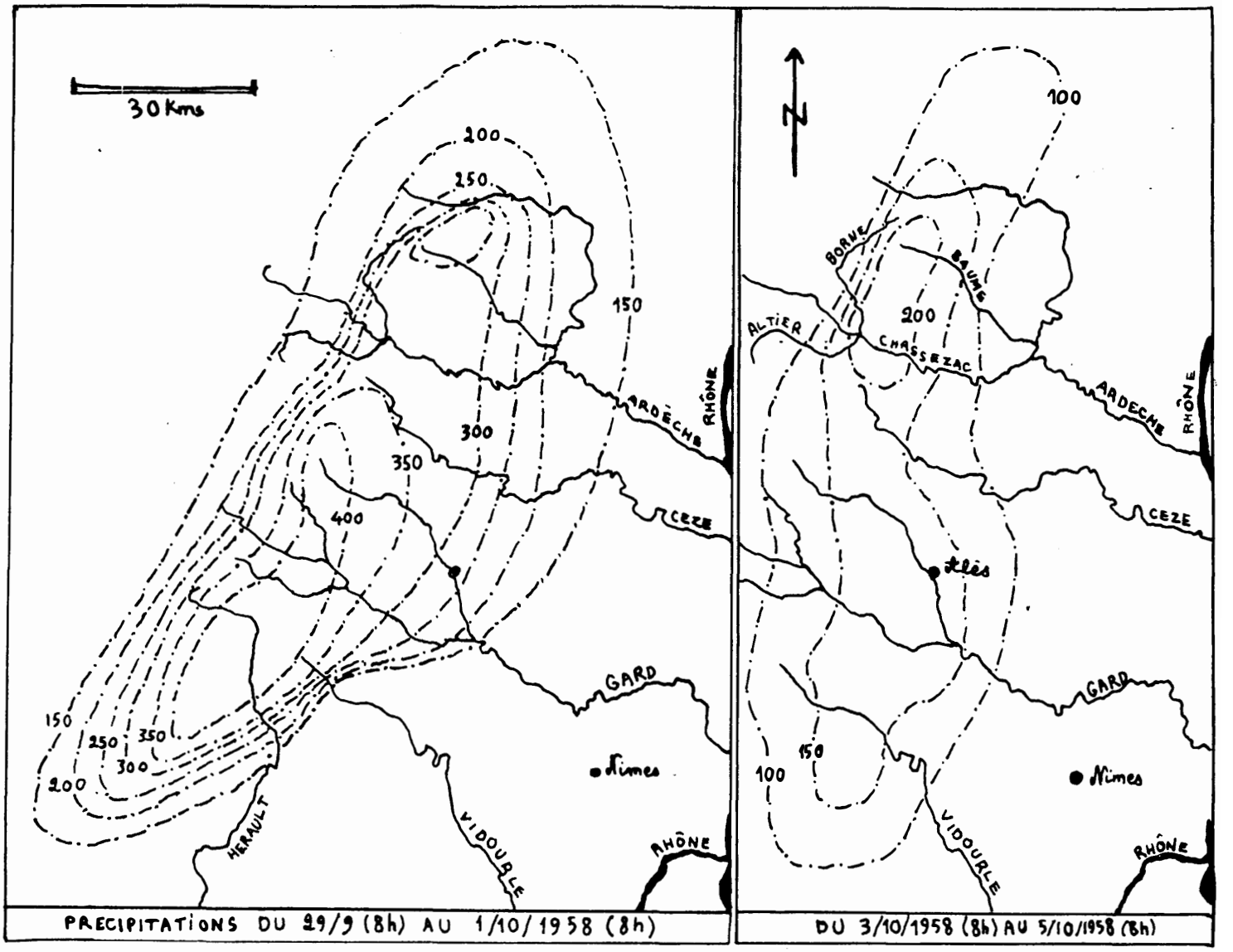


Figure 35 : Les précipitations de l'Automne 1958
(d'après R. Guilhot, 1959, in Revue : La Houille Blanche)

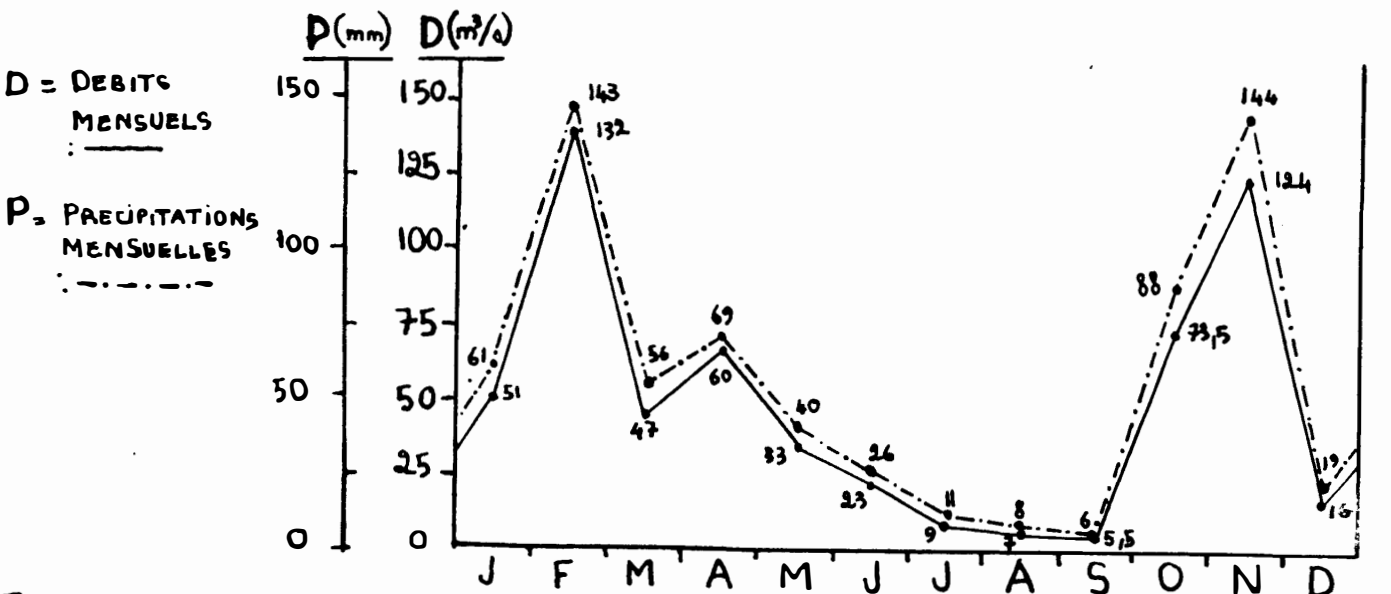


FIGURE 36 : LE REGIME DE L'ARDÈCHE A SAUZE POUR L'ANNEE 1958 (d'après A. Rey, 1975)

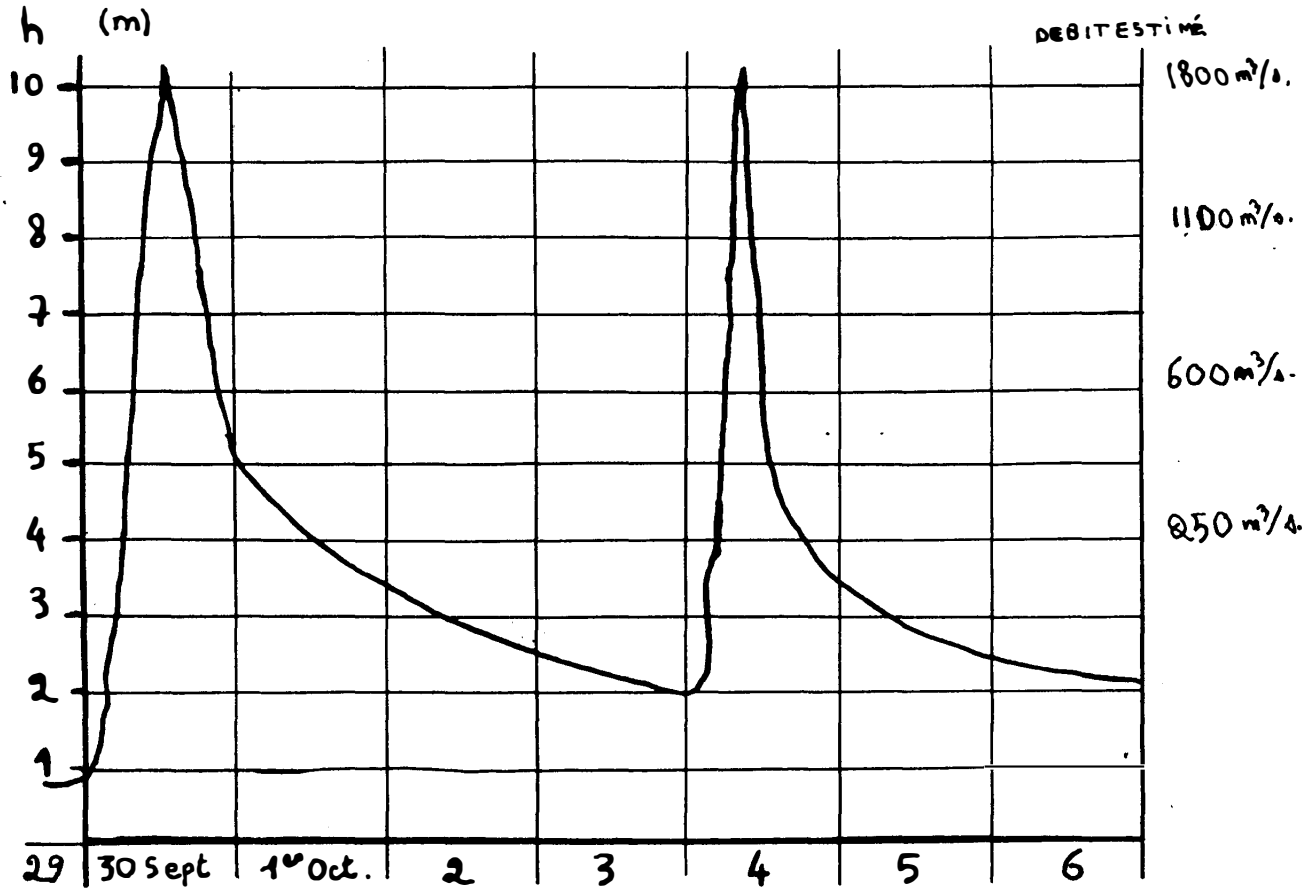


FIGURE 37 : LES CRUES DE SEPTEMBRE - OCTOBRE 1958 SUR LE CHASSEZAC A THINETTES (d'après la Houille blanche, 1959, nº Spécial A)

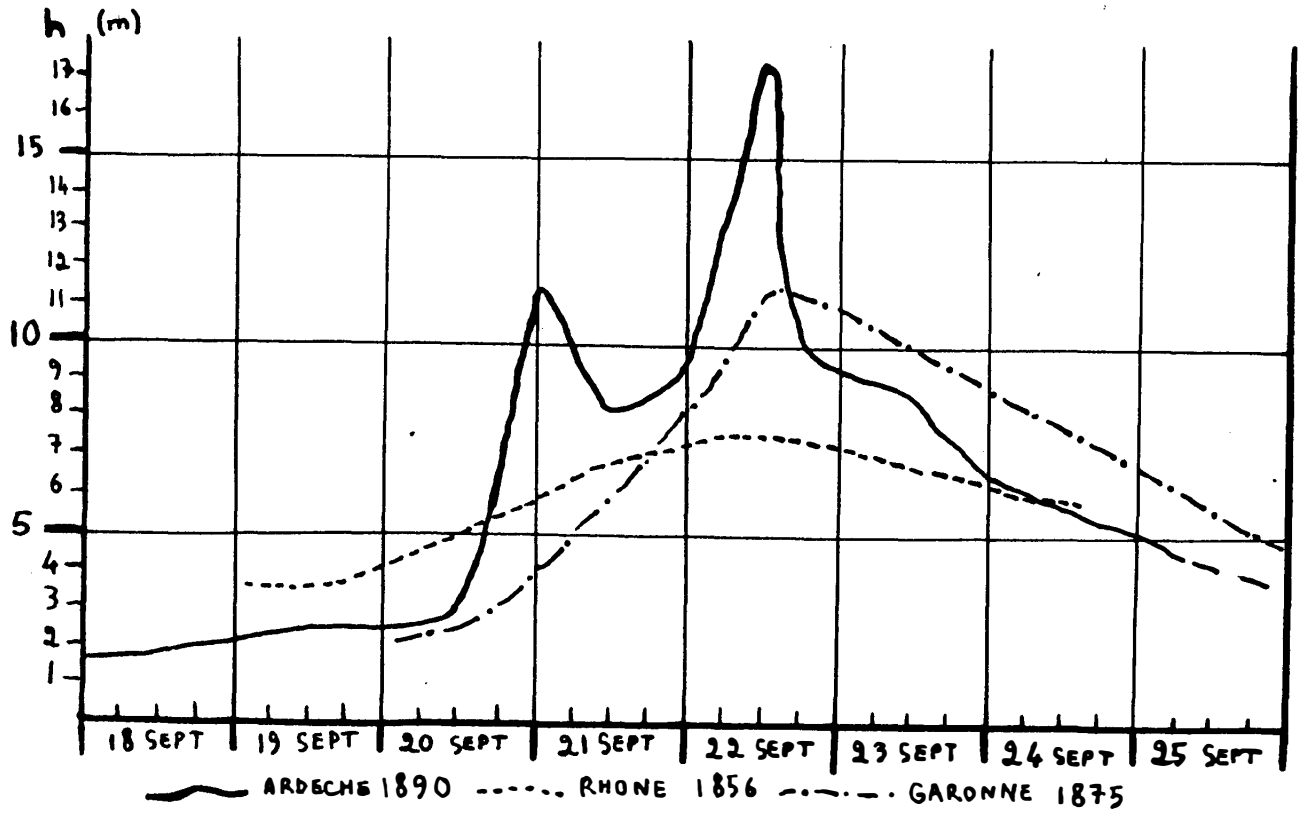


FIGURE 38 : LA PLUS FORTE CRUE CONNUE DE L'ARDECHE (SEPTEMBRE 1890)

étude se limitera-t-elle à l'Ardèche. Cette rivière possède quelques stations de jaugeage qui permettent une connaissance précise de ses débits.

L'Ardèche est une rivière longue de 125 Km avec un bassin de 2 350 Km2 qui se subdivise en quatre parties (A. Rey, 1975) :

Ardèche supérieure	(Aubenas)	475 Km2
Ardèche supérieure et moyenne	(Vallon)	1 250 Km2
Baume	(Joyeuse)	200 Km2
Chassezac	(Les Vans)	507 Km2

Il existe dans le bassin une nette opposition entre la Haute, la Moyenne et la Basse Ardèche.

La Haute Ardèche correspond aux hauteurs cévenoles. Cette partie amont se trouve dans des roches cristallines du socle, granites, migmatites et schistes. Ces roches imperméables correspondent à la pente maxima des cours d'eau. Le réseau hydrographique est dense et se concentre dans l'Ardèche, la Baume, la Borne, le Chassezac et l'Altier. Ces facteurs sont favorables à l'évacuation rapide des maxima de précipitations qui se situent eux aussi dans cette aire. Les vallées sont très encaissées entre les sommets allongés des "Serres", en général plus de 500 m, avec une forme en V souvent régulière.

La Moyenne Ardèche, qui correspond à la partie méridienne du cours de la rivière, voit sur quelques kilomètres la confluence des trois grands affluents cévenols de rive droite, la Ligne, la Baume et le Chassezac. Les affluents de rive gauche sont par contre assez maigres, à sec en été, alimentés par le versant sud du Coiron et les collines marno-calcaires que draine l'Ibie. La pente est beaucoup plus faible, il y a alternance de vallées resserées dans les gorges du Jurassique et de larges dépressions en amont de Vallon. C'est dans cette partie que l'Ardèche devient le drain unique du front des Cévennes du Mont Gerbier de Jonc à Villefort.

La Basse Ardèche, en aval de Vallon, voit la disparition de tous les affluents, si ce n'est de maigres ruisselets, comme le ruisseau de Tiourre ; des apports par résurgence dans le lit même de la rivière peuvent par contre intervenir. L'Ardèche traverse en canyon les terrains urgoniens avec une faible pente (voir chapitre sur les vallées), tout en décrivant de larges méandres.

1. 3. 4. 2 - Les régimes "ordinaires" de l'Ardèche.

L'Ardèche, par suite de sa position topographique (altitude peu élevée de ses sources) et de sa position géographique dans la partie méridionale de la

vallée du Rhône, possède un régime relativement simple, identique à celui de toutes les rivières cévenoles, de type pluvial méditerranéen avec une faible tendance pluvio-nivale.

La figure 36 montre la similitude des courbes de pluviométrie et de débit pour l'année 1958 ; les débits sont ceux de la station de jaugeage de Sauze, située exactement à la sortie des gorges urgoniennes de l'Ardèche. Il apparaît nettement sur la figure deux maxima, un de début de printemps - qui serait en fait un maximum de fin d'hiver si l'on s'en tenait rigoureusement au calendrier - et un d'Automne, séparés par une courte période minima en Décembre et Janvier et une longue période minima de Mai à Septembre marquée par une diminution progressive des débits et des précipitations. Cette courbe annuelle reflète bien les débits moyens que fournit l'Ardèche aux différents mois de l'année. Il faut remarquer l'écartement des courbes de débit et de précipitations lors de la crue d'automne, attribuable à la réalimentation des sources et des nappes karstiques après la sécheresse estivale.

1. 3. 4. 3 - Les crues dans le bassin de l'Ardèche.

Elles sont d'une violence véritablement exceptionnelle parce qu'elles résultent de la combinaison de multiples caractères favorables à des montées d'eau brèves et brutales. Ces caractères sont :

- La très forte pente des cours d'eau descendant des Cévennes dans la partie amont du bassin. Le tableau XIII donne les pentes des parties amont montagneuses des principaux cours d'eau du bassin de l'Ardèche, pentes qui dépassent toujours - sauf pour le cas particulier du Chassezac - 5 % dans les dix premiers kilomètres, et atteignant 10 % dans le cas de la Ligne. Quant au Chassezac, sa faible pente amont est due à son maintien sur tout le début de son cours à une altitude élevée : à 30 Km de sa source, la rivière se trouve encore à 800 m d'altitude, après quoi elle descend de 510 m entre 30 et 40 Km, alors qu'elle est déjà un cours d'eau important. Il en est de même des deux principaux affluents du Chassezac, la Borne et l'Altier, dont la pente augmente à l'approche de leur confluence avec la rivière principale.

De telles pentes, combinées avec l'encaissement des vallées, provoquent de rapides circulations d'eau, et les fronts de crue peuvent se déplacer à des vitesses de 15 à 20 Km à l'heure.

- Un autre caractère favorable à la formation de crues violentes est la présence dans le bassin de l'Ardèche de quatre points de convergence des cours d'eau permettant la synchronisation et la concentration des écoulements.

Le premier point, sur le Chassezac, est le pied de la Borne, où confluent sur une distance de 500 m l'Altier, long de 30 Km, le Chassezac, long de 37 Km, et la Borne, longue de 36 Km.

Sur l'Ardèche, près du Château de Ventadour, se rencontrent sur un kilomètre le Lignon, long de 21 Km, l'Ardèche, longue de 27 Km, et la Fontolière, longue de 22 Km. Près d'Aubenas, sur une distance de 4 500 m, l'Ardèche reçoit la Volane, longue de 23 Km, le Sandron, long de 19 Km, et le Luol, long de 18 Km, rivières toutes situées en rive gauche et dont les eaux de crue parviennent simultanément à l'Ardèche.

La principale zone de confluence se trouve dans la région de Ruoms, où l'Ardèche, longue de 72 à 78 Km, reçoit la Ligne, longue de 19 Km, puis quatre kilomètres plus loin la Baume, longue de 43 Km, et encore deux kilomètres plus loin le Chassezac, long de 87 Km ; ces deux dernières rivières sont les plus importants affluents de l'Ardèche, et on peut dire que l'essentiel des eaux des Cévennes se regroupent sur deux kilomètres. Fort heureusement il n'y a généralement pas coïncidence des maxima de crue de ces trois rivières. Mais des variations dans les périodes de fortes précipitations pourraient provoquer une telle conjonction.

- Le dernier point favorable aux crues violentes est l'importance des précipitations instantanées, à l'échelle horaire ou journalière, que nous avons étudiées dans les pages précédentes, qui fournissent à des bassins favorables à une rapide évacuation des eaux des quantités de pluie inconnues ailleurs en Europe.

> "Les crues correspondent aux brusques gonflements du débit qui peut atteindre, au cours de quelques heures ou de quelques jours, plusieurs dizaines de fois, et même plusieurs centaines de fois, sa valeur normale" (P. Birot, 1959).

L'Ardèche correspond dans ses écoulements exceptionnels parfaitement bien à cette définition.

Les tableaux XIV et XV rassemblent les données concernant les principales crues des 150 dernières années. Ils montrent les hauteurs d'eau peu communes que peuvent atteindre les rivières ardechoises, avec une opposition entre le 19ème siècle, où les crues ont été moins nombreuses mais très violentes (16 crues supérieures ou égales à 8 m, mais 6 de ces crues ont dépassé 13 m), et le 20ème siècle ou les crues, plus nombreuses, n'ont jamais atteint une hauteur comparable aux précédentes : 22 crues ont été supérieures ou égales à 8 m, mais aucune n'a dépassé 13 m, la plus haute ayant été celle du 28-29 Septembre 1958,

avec une cote de 12,2 m à Vallon et un débit de 4 500 m3/sec.

Les deux plus hautes crues connues de l'Ardèche sont celles de 1827 où l'Ardèche atteignit 16,1 m à Salavas et 19,25 m au Pont-d'Arc, et celles de 1890 où l'Ardèche monta à 17,3 m à Salavas et à 21 m au Pont-d'Arc. Le débit de cette dernière crue a été estimé à 7 500 m3/sec. A titre de comparaison, la Seine à Paris n'a jamais dépassé la cote de 8,8 m (en 1658) et le Rhône n'est jamais monté à plus de 7,5 m.

De telles hauteurs d'eau correspondant à des débits considérables, démesurés par rapport à la superfie du bassin versant. A titre de comparaison avec les 7 500 m3/sec. de l'Ardèche à Vallon, les débits de crue maxima des grands fleuves et rivières français sont les suivants :

Rhône (1840 et 1856)	11 000 m3/sec	à Arles
Garonne (1875)	8 500 " "	à Agen
Tarn (1930)	8 000 " "	
Loire (1856)	7 800 " "	à Orléans
Seine (1910)	2 400 " "	à Paris

Si l'on considère le rapport du débit et de la superficie du bassin versant, ou débit spécifique, on a pu mesurer :

1890	Ardèche à Aubenas	(bassin versant de 465 Km^2)	: 7 400 l/sec/Km^2.
1890	Ardèche à Vallon	(bassin versant de 1950 Km^2)	: 3 200 l/sec/Km^2.
1890-I	Chassezac aux Vans	(bassin versant de 507 Km^2)	: 5 800 l/sec/Km^2.
30/9/1958	Baume à Joyeuse	(bassin versant de 200 Km^2)	: 7 500 l/sec/Km^2.
4/10/1958	Baume à Joyeuse	(bassin versant de 200 Km^2)	: 7 800 l/sec/Km^2.

En comparaison avec de tels débits de crue, ceux d'étiage paraissent bien faibles, mais ils ne l'ont jamais été excessivement par suite de l'alimentation amont sur les hauteurs cristalline. L'étiage le plus net fut celui de l'été 1898 où le débit à Vallon s'est maintenu à 2,5 m3/sec. durant trois mois. En 1958 il a été de 3,9 m3/sec.

Des crues d'une violence telle s'accompagnent de brusques montées d'eau dont les effets morphologiques sont importants, parfois précédées, lorsque se sont produits des orages locaux en aval, d'un faible début de crue. Mais lorsque les orages se sont limités à la partie montagneuse du bassin, apparaissent sur une rivière calme des murs d'eau souvent supérieurs à 50 cm et pouvant atteindre 1 m, animés d'une vitesse de 15 à 20 Km/h. La vitesse moyenne de croissance verticale de la crue à Vallon est de 1 à 1,3 m/heure. Sur une période d'une heure, elle a atteint 2,4 m en 1857, et a été de 5,2 m en 45 minutes

sur l'Hérault en 1958. Cette montée des eaux est généralement provoquée par les précipitations dont les mécanismes ont été précisés dans les pages précédentes, mais le rythme de chute de ces eaux a une importance plus grande que la quantité d'eau totale tombée dans le mécanisme de formation de ces crues.

En effet, une précipitation brève mais très violente, par exemple 250 mm en 7 heures, provoquera une crue plus importante qu'une chute de 400 mm en 30 heures. De plus les crues les plus marquées se produisent lorsque le sol a déjà été saturé durant quelques jours par des pluies (il faut environ 150 mm pour saturer le sol), puis il survient la pluie la plus importante qui est immédiatement évacuée sans aucune infiltration. Cette saturation, à laquelle s'ajoute le passage de chapelets de dépressions, explique les crues "à répétition" que l'on observe certaines années (1846, 1891, 1907, 1958). Nous joignons à titre d'exemple le graphique des crues de Septembre-Octobre 1958 sur le Chassezac (fig. 37), sur lequel on voit nettement la progression plus rapide de la seconde crue sur sol totalement saturé (l'eau est montée de 6 m en 2 heures) ; de même la crue de 1890 (fig. 38) a dû son ampleur exceptionnelle à la superposition de deux crues, la première ayant atteint la cote 11,5 m et la seconde ayant commencé alors que la décrue de la première n'avait atteint que la cote 8 m. Cette seconde crue, qui seule n'aurait pas atteint 12 m, est alors montée à 17,3 m.

1. 3. 5 - Conclusion.

Les plateaux ardéchois ont de nos jours des caractères climatiques originaux, aux effets amplifiés par le relief, qui ont sur le paysage une action morphologique non négligeable, à l'inverse de bien des régions françaises, apparemment figées de nos jours. Les tracés des cours d'eau se trouvent modifiés après les crues, et ces changements seraient plus nombreux si l'homme n'entreprenait des travaux de régularisation. Les méandres abandonnés de l'Ardèche en amont de Vallon sont une illustration de ces variations récentes des tracés.

Mais les effets de ces crues et des précipitations qui les provoquent sont bien autres dans les paysages calcaires qui sont l'objet de cette étude. Tout d'abord il faut bien songer qu'une crue de 10 m de l'Ardèche se répercute latéralement dans les paysages qu'elle traverse, pas seulement sous forme de débordement d'eau dans les vallées, mais aussi par migration des eaux de crue dans les réseaux karstiques débouchant dans l'Ardèche qui peuvent être affectés de crues issues de l'aval. Si l'on prend comme exemple l'évent de Foussoubie (voir infra fig.87), une crue de 12 m de l'Ardèche, comme il y en a -d'autant plus que

cet évent se trouve juste en amont du Pont-d'Arc qui fait barrage- remplit complètement les galeries aval de l'évent et doit s'étaler sur près d'un kilomètre dans la grotte, où elle amène des eaux agressives mais à faible circulation une fois les galeries remplies d'eau. Si les précipitations ont aussi affecté les plateaux calcaires et que les réseaux se trouvent eux aussi en charge, les eaux circulant dans la grotte ont un niveau de base provisoire plus élevé qui permet une montée des eaux dans des galeries généralement inactives.

Ce dernier point amène à la seconde conséquence des précipitations cévenoles. Même si elles sont moins violentes que dans la Haute Ardèche, les pluies peuvent être encore très importantes sur les plateaux calcaires de la Basse Ardèche ; les plateaux jurassiques, plus proches des Cévennes, peuvent recevoir des précipitations instantanées très comparables à celles des aires cristallines plus élevées, même si elles sont moins fréquentes. Il ne faut pas oublier que Joyeuse, où un naturaliste suisse a enregistré 792 mm de précipitations en 21 heures en 1827, se trouve à l'extrémité est des plateaux jurassiques. Et la figure 35 des précipitations de l'Automne 1958 montre que les précipitations sur les plateaux crétacés ont été de 100 à 150 mm.

Ces précipitations, auxquelles peuvent s'ajouter les orages estivaux, amènent brusquement sur le karst des quantités d'eau que ce dernier peut difficilement absorber. Elles entraînent des crues souterraines d'une violence peu commune, réutilisant des galeries généralement inactives ; en surface, elles remettent en eaux des vallées "sèches", avec superposition d'écoulements souterrains et superficiels. Aussi ces données climatiques devront-elles rester constamment à l'esprit lors de l'étude du modelé des paysages calcaires.

RIVIERE	LONGUEUR (Km)	Altitude des Sources (m)	Altitude et rivière de Confluence	Pente sur les 10 premiers Kilomètres	Pente entre 10 et 20 Kilomètres	Pente entre 20 et 30 Kilomètres	Pente moyenne dans la partie montagneuse	Pente en aval de la Montagne	Pente moyenne du cours d'eau
IBIE	32	420	100 (ARDECHE)	1,80%	0,90%	0,50%	—	1,31%	1,31%
AUZON	25	750	150 (ARDECHE)	4,5%	1,30%	—	5,83%	1,32%	2,40%
VOLANE	22	1400	220 (ARDECHE)	9 %	2,4%	—	6 %	—	5,13%
FONTOLIERE	22	1340	290 (ARDECHE)	8,1%	2,3%	—	4,77%	—	4,77%
ARDECHE	132	1400	43 (RHÔNE)	7,8%	2,4%	2 %	3,59%	0,21%	1,03%
LIGNON	21	1300	300 (ARDECHE)	7,5%	2,2%	—	4,76%	—	4,76%
LANDE	18	850	150 (LIGNE)	6,2%	10 à 18 Kms 1 %	—	9% sur les 6 premiers Kms	1,33 % Kms 6 à 18	3,89%
LIGNE	19	1200	108 (ARDECHE)	10%	1,02%	—	9,71%	0,85%	5,75%
BAUME	43	1200	100 (ARDECHE)	8,3%	1,8%	0,4%	5,41%	0,41%	2,33%
DROBIE	18	1160	200 (BAUME)	7,9%	10 à 18 Kms 2,13%	—	5,33%	—	5,33%
SALINDRE	19	800	140 (CHASSEZAC)	5,8%	0,89%	—	5 % sur 12 Kms	0,86%	3,47%
BORNE	36	1450	350 (CHASSEZAC)	6,7%	1,6%	20 à 28 : 0,75% ; 28 à 36 : 2,63%	3,06%	—	3,06%
CHASSEZAC	87	1450	98 (ARDECHE)	2,8%	1,5%	20 à 30 : 1,7% ; 30 à 40 : 5,1%	2,78%	0,41%	1,55%
ALTIER	30	1350	350 (CHASSEZAC)	5,5%	1,6%	2,9%	3,33%	—	3,33%

Tableau XIII : Altitudes, longueurs et pentes des principaux cours d'eau du bassin de l'Ardèche

TABLEAU XIV: PRINCIPALES CRUES DANS LE BASSIN DE L'ARDECHE (d'après A.Rey, 1975)

CRUES DE PLUS DE 8M A VALLON SEULEMENT — PERIODE 1825-1900

DATE	DEBIT A VALLON	HAUTEUR D'EAU (en mètres)						REMARQUES
		VALLON (ARDECHE) 1950 km²	PT D'ARC (ARDECHE)	AUBENAS (ARDECHE) 465 km²	JOYEUSE (BAUME) 200 km²	LES VANS (CHASSEZAC) 507 km²	LARGENTIERE (LIGNE)	
1552								1552: 600 victimes et tous les ponts detruits.
3/9/1644		16 m						1772: A Labâme on a pu le jour même de la crue repasser à gué la rivière.
9/9/1772		14 m			11m (Labaume)			
9/10/1827	7000 m³/s	16,1 m	19,25 m		6,25m (Joyeuse)	7,55 m		1827: 30 victimes. C'est durant cette période qu'un savant suisse a enregistré 891 mm de précipitations en 8 h à Joyeuse. L'Ardèche près de son confluent crève la digue de Lauzon et traverse le Rhône en barrant son cours
20/9/1846		10 m ?						
28/9/1846		13,1 m	16,25 m	4,5 m	4,26 m			1846 (28 septembre): des lavandières auraient été surprises et emportées par la crue.
18/10/1846		8 m						
26/5/1857		9,5 m						1857 (10 septembre): 10 victimes, 13 ponts détruits dans le bassin de l'Ardèche, après un véritable cataclysme climatique et hydrologique.
10/9/1857		13,5 m	16,8 m	5,5m (2200 m³/s)	7,5 m			
15/10/1859		11,3 m						
10/1872		8-10 m				8/10/1878 8m (2360 m³/s)	21/10/1878 8-10 m Plus grosse crue connue sur la Ligne. Tous les ponts et moulinages detruits. quelques victimes	
21/10/1878		14,5 m						
31/12/1888		9,4 m						1890: Plus forte crue connue de l'Ardèche. Le fleuve, bloqué par le Pont d'Arc, a été refoulé dans la combe d'Arc. Enormes dégats (Ponts, maisons) et quatre victimes (la crue a eu lieu dans la journée).
22/9/1890	7500 m³/s	17,3 m	21 m	7m (3500 m³/s)	7,5 m	9m (3000 m³/s)		
7/10/1891		9,6 m						
17/10/1891		9,3 m						
21/10/1891		11,1 m		5,5m (2200 m³/s)	4,5m	9 m (3000 m³/s)		1900: Crue renforcée par un orage dans la zone moyennes Ponts de Labégude et de Vogüe emportés.
23/11/1899	(2 maxima)	10,1 m		3,5 m (1500 m³/s)	4,8 m	7,5m (2000 m³/s)		
28/9/1900	5600 m³/s	13,8 m		4,8 m	4,6 m	6,5 m		

A VALLON : 16 crues supérieures ou egales à 8 m
8 " " " " à 10,5m
6 " " " " à 13 m
2 " " " " à 15 m

TABLEAU XV : PRINCIPALES CRUES DANS LE BASSIN DE L'ARDECHE (d'après A. Rey 1975)

CRUES DE PLUS DE 8 M SEULEMENT (pour l'Ardèche à VALLON) PERIODE 1900-1975

DATE	DEBIT A VALLON	HAUTEUR D'EAU (EN mètres)						REMARQUES
		VALLON (ARDECHE) 1950 Km²		AUBENAS (ARDECHE) 465 Km²	JOYEUSE (BAUME) 200 Km²	LES VANS (CHASSEZAC) 507 Km²	LARGENTIERE (LIGNE)	
		SALAVAS	pt D'ARC					
1907 Sept 26		8 m	A cause	1,5 m	2 m	6 m	Il n'y a pas	1914 : le 22 Juillet fut enregistrée une crue
8-9/10/1907	(2 max)	9,8 m	du site	2,8 m	2 m	7,5 m	de poste fixe	de 6,9 m à Vallon, record enregistré un mois
16/10/1907	4900 m³/s	11,5 m	particulier	2,8 m	2,2 m	8 m (2360 m³/s)	de mesure sur	de Juillet qui est généralement le plus sec de l'année
6/12/1910		9,7 m	(resserement)	3,7 m	2,25 m	4,8 m	la Ligne. Il	
3/11/1914		8 m	et de son	2,8 m	1,75 m	5 m	semble toutefois	
21/5/1917		8,1 m	accès	3,1 m		4,5 m	que cette rivière	
11/1924		8,8 m	relativement	le 5/2/1946 4,9 m			soit montée de	
18/8/1927		8,8 m	difficile				plus de 3 m,	1927 : Crue maximum pour le mois d'Aout.
26/6/1930	3000 m³/s	9,8 m	les mesures				au moins deux	
9/1933		8,15 m	faites au				fois durant la	
8/10/1933	3780 m³/s	10,6 m	Pont d'Arc				période considé-	
10/5/1951	3700 m³/s	10,6 m	ont été				rée, en 1933	
19/11/1951		> 8 m	abandonnées				et en 1958.	
22/3/1956		8,2 m						22 Mars 1956 : Crue maximum pour un mois de
25/12/1957		> 8 m						Mars.
28-29/9/1958	4500 m³/s	12,2 m		3 à 4 m (1000 à 1200 m³/s)	6,5 (1500 m³/s)	6,5 m (2000 m³/s)		
4/10/1958	3500 m³/s	10,3 m		3 à 4 m (1000 à 1200 m³/s)	6,8 (1800 m³/s)	6 m		
12/1958	3000 m³/s	9,5 m						
12/1959		8 m ?						
6/10/1960		> 9 m ?						
23/10/1960		> 9 m ?						
1970		> 7,5 m	4,8 m (Pt de la Baume)	A Pt de la Baume on a enregistré 5,5 m le 10 Octobre et 4,37 m le 11 Janvier				
24/12/1973		9,2 m						

22 Crues supérieures ou égales à 8 m

A VALLON : 4 " " " " à 10,5 m

0 " " " " à 13 m

C H A P I T R E 1. 4.

-:-

LES AUTRES PARAMETRES INFLUENTS

Les paysages calcaires ardéchois, nous l'avons déjà dit, sont sous l'influence de nombreux paramètres. Mais il en est deux sur lesquels il est nécessaire d'insister tout particulièrement : la couverture végétale et l'influence de l'épaisseur relative du calcaire.

1. 4. 1 - Le rôle de la végétation et des sols : les données biologiques.

1. 4. 1. 1 - Les données biologiques dans les paysages calcaires.

Dans un paysage calcaire, les causes biologiques interviennent non seulement dans l'aspect qu'elles donnent à ce paysage (karst forestier, karst dénudé, etc), mais aussi dans l'élaboration des formes : la majeure partie de l'évolution d'un tel paysage se fait grace à la mise en solution des carbonates ; une partie importante des autres facteurs modifiant le modelé relève de l'action du gel ; dans les deux cas, sols et végétation interviennent dans la mise en oeuvre de ces processus.

Il faut signaler que ces données biologiques sont des variables de second ordre dans la chaîne des causes à effet élaborant le paysage, car elles sont sous la dépendance de deux facteurs de premier ordre étudiés précédemment, la nature de la roche-mère d'une part et le climat d'autre part. Bien qu'une interaction existe entre sol et végétation, la seconde pourrait même être considérée comme une variable de troisième ordre puisqu'elle dépend en grande partie du premier.

Les plateaux ardéchois n'ayant pas été recouverts par les glaciations et les apports éoliens y étant rares, les recouvrements meubles extérieurs n'interviennent pas dans l'élaboration des sols comme cela est le cas dans d'autres karsts: par exemple dans les plateaux du Jura, les placages morainiques ont fortement modifié la nature du sol et du paysage.

L'importance du sol recouvrant le calcaire modifie l'évolution du paysage pour plusieurs raisons :

- Sols et végétation, nous l'avons déjà signalé à la fin du chapitre 1. 2, perturbent l'action du gel.

- Ils influent sur la teneur en CO^2 de l'atmosphère des cavités, surtout dans les conduits proches de la surface ; l'activité végétale produit aussi des acides végétaux dont l'action, d'après P. Birot, 1966, ne s'exerce pas profondément, à l'inverse de l'augmentation de la teneur en CO^2, ce dernier, plus lourd que l'air, descendant dans les réseaux souterrains. Ce phénomène de production de CO^2 s'observe dans l'aven de La Forestière, entre Labastide-de-Virac

et Orgnac. Les réseaux inférieurs, à partir d'environ vingt mètres de profondeur, ne sont parcourables qu'en période de sécheresse, donc d'activité végétale réduite ; lors des pluies, la teneur en CO^2 y est trop élevée pour être supportable, par addition de deux phénomènes : l'activité végétale qui fournit du CO^2 et l'écoulement de l'eau dans le calcaire qui transporte ce gaz.

- Ils ont un rôle secondaire dans l'hydraulique en écrêtant les écoulements, par le frein que joue la végétation d'abord, le sol ensuite ; d'autre part, ils peuvent favoriser une évapotranspiration par les plantes et une évaporisation par les sols réduisant l'écoulement global.

- Les sols humides en contact avec le calcaire ont un effet qualifié par J. Demangeot de "pansement humide" vis à vis de la roche. Comme la mise en solution du calcaire dans l'eau est une réaction lente par suite du rééquilibrage permanent entre CO^2 libre, CO^2 d'équilibre et CO^2 combiné, la stagnation de l'eau au contact de la roche permet une notable augmentation de la dissolution.

1.4.1.2 - Les données biologiques sur les plateaux ardéchois.

Ils sont en général dotés de sols très minces pour différentes raisons : absence d'apports allogènes, climat à tendance méditerranéenne accentuée, actions anthropiques ; dans ces dernières, il faut distinguer les actions "involontaires" (déboisement et surpaturage), essentiellement néolithiques (voir supra chapitre 1. 2) et les actions "volontaires" visant un bienfait ; L'homme a durant des siècles épierré les sols afin de leur donner un semblant de fertilité et a bâti des terrasses sur les versants afin de cultiver des pentes impropres à cet usage dans leur état naturel. Ces deux actions, modifiées par l'abandon actuel d'une bonne part des terrains ainsi conquis, ont transformé le paysage, parfois dans des proportions modestes, de simples tas de pierres à la périphérie des champs, parfois dans des proportions bien plus importantes : comment savoir quel était l'aspect primitif d'un versant, si ses sols étaient en équilibre, s'il était soumis au ravinement, maintenant qu'il se présente sous la forme d'une succession de murs et de replats, le tout étant le plus souvent en voie de dégradation très prononcée ?

L'absence d'apports allogènes donne un rôle prépondérant à la lithologie dans cette répartition des différents types de couverture.

Les plateaux du Rhône, généralement urgoniens, sont en général peu couverts. Le sol n'occupe parfois que les fentes entre lesquelles la roche est à nue, ou recouverte de ses débris à l'état de petits cailloux ; le second cas est le plus fréquent. La végétation de buis et autres plantes xérophytes se

maintient dans les fissures. Lorsque le sol est continu, c'est une rendzine squelettique épaisse de quelques centimètres.

Quelques recouvrements modifient parfois les sols. La dépression de Saint-Remèze, où les faciès sont plus marneux, est recouverte de sols plus épais, couverts de cultures de vignes et d'arbres fruitiers. Mais c'est surtout sur la surface d'aplanissement inférieure, autour du hameau des Crottes, que se trouvent les sols les plus surprenants des plateaux du Rhône, probablement éoliens, et dont nous avons donné l'analyse granulométrique dans le chapitre II, et signalé la position surprenante impliquant un remaniement depuis leur dépôt ; seules traces certaines d'apports allogènes, ils sont probablement périglaciaires, mais leur âge reste incertain.

Les plateaux de piémont cévenols ont une lithologie beaucoup plus variée que l'on retrouve dans la variété identique des sols, au moins en ce qui concerne leur épaisseur, car ce sont tous des sols calcimorphes, rendzines initiales, parfois rendzines rouges. Dans certaines aires lapiazées, les sols deviennent quasi-inexistants, ou si l'on préfère le terme, discontinus, limités à des remplissages de fissure du lapiaz ; ils disparaissent même totalement sur des superficies de l'ordre de l'hectare à la dizaine d'hectares (Bois de Banne notamment, ou Bois de Païolive) pour faire place à la roche nue. Sur les "Gras" stricto sensu, à lithologie plus marneuse, une rendzine très pauvre recouvre en continu le plateau.

C'est aussi dans ces plateaux, surtout autour du hameau de Chadouillet, que l'homme a effectué les plus surprenants travaux de modification des sols originels à des fins agraires : creusant de véritables fosses de 5 x 1 m en élargissant des fissures de lapiés, il les a remplies de terre provenant d'autres fissures, ou amenée d'ailleurs, et y a planté de la vigne et des arbres fruitiers. Les formes les plus remarquables se trouvent près de l'entrée artificielle du réseau de Peyrejal et au nord de la partie aval du Rieusset, en amont du Mas de la Baume.

On peut, sur ces plateaux jurassiques, observer un seuil taxonomique net concernant les sols : lorsque l'intensité de la karstification atteint un certain seuil, et que les dimensions des formes karstiques, notamment les lapiés, dépassent par conséquent une limite de dimension que l'on peut approximativement situer autour de deux mètres en largeur, et d'un mètre en profondeur, apparaissent des sols épais et une végétation abondante, bien que limitée aux fissures et donc discontinue à l'échelle décamétrique. Lorsque l'on se trouve dans un "méga-lapiaz" comme celui qui entoure l'aven de Remèjadou dans la

commune de Saint-Alban-sous-Sampzon, on est frappé par la vigueur et la fraîcheur de la végétation. Les hautes barres de lapiés donnent un microclimat à l'ombre plus fréquente et à l'abri du vent désséchant. Les graminées y étaient encore vertes le 24 Août 1974 alors qu'elles étaient depuis longtemps desséchées sur les plateaux "ouverts". Au-dessus de cette strate, se trouve une strate dense de buis, de houx, parfois de ronces.

Ce microclimat peut aussi résulter d'une augmentation de l'humectation du sol. Une partie des eaux tombant sur les méga-lapiés ne s'infiltre pas, ni ne s'évapore, mais ruisselle sur leurs flancs et rejoint les fissures comblées par les sols qu'elle contribue à humidifier.

Ce microclimat, par le phénomène bien connu de la forme géomorphologique qui s'entretient d'elle-même, contribue à l'approfondissement et à l'élargissement des fissures de lapiés en augmentant la teneur en CO^2 du sol par suite de l'activité biologique, ainsi que la teneur en acides organiques ; le rôle de pansement humide est lui aussi accru ; cela est d'autant plus important que le méga-lapiaz de l'aven de Reméjadou évolue peu de nos jours par gélifraction, probablement parce que sa roche est trop cohérente ; la rareté des éclats de gel sur le sol en est un signe manifeste. Aussi le processus de dissolution reste-t-il le seul efficace.

1. 4. 1. 3 - Conclusion.

La disposition et la nature des sols sur les plateaux ardéchois montrent que l'étude des sols et de la végétation sur les terrains calcaires est complexe (1) parce qu'elle débouche sur une interaction, les formes agissant sur les sols et les sols sur les formes bien plus que sur les autres roches. Il y a presque un demi-siècle, les travaux de G. Chabot, montrant dans les plateaux

(1) Elle est tout autre sur les contreforts triasiques des Cévennes, malgré l'apparition de formes pseudo-karstiques. Ces contreforts ont été retouchés par les actions anthropiques et, la région étant accidentée, l'essentiel de la surface est recouvert par des terrasses. Mais dans les secteurs dépourvus de ces dernières et non dégradés, les sols sont beaucoup plus importants et surtout plus continus. On voit même en certains lieux (Baume Dupré près de Faugères, thalweg à l'est du hameau du Vignal, à la limite des communes de Paysac et de Chambonas) des sols continus sur des versants en forte pente, couverts d'une herbe drue qui reste verte presque tout l'été. Cela n'est jamais le cas sur les plateaux calcaires et contribue beaucoup à la différence d'aspect des paysages.

du Jura la différence entre les Karsts autrefois recouverts par les glaciers qui y avaient laissé leurs moraines de fond, et les Karsts affectés seulement par les phénomènes périglaciaires, soulignaient déjà de nombreuses interactions de cet ordre.

Mais en dehors de ces apports extérieurs, l'interaction peut se produire dans la forme elle-même qui produit ses propres débris. Le cas fréquent est celui de la doline en calcaire un peu impur qui, en s'approfondissant, se remplit de débris et acquiert une imperméabilité relative favorisant un élargissement par dissolution latérale ; cette dernière est elle-même favorisée par l'apparition de végétation sur l'amorce de sol imperméable, au moins dans des régions "sèches" comme l'Ardèche, alors que dans des régions à humidité plus continue, elle peut au contraire nuire à cette apparition en provoquant une trop forte teneur en eau du sol (par exemple dans le Jura où les dolines sont parfois marécageuses), ou donner de petites aires tourbeuses. Aussi les généralisations sont difficiles à établir en la matière et les conclusions doivent le plus souvent rester régionales.

1. 4. 2 - L'épaisseur relative du calcaire.

1. 4. 2. 1 - Définition.

Nous entendons par épaisseur relative du calcaire, non pas l'épaisseur absolue -géologique si l'on veut- de la couche ou des couches calcaires, mais la tranche de calcaire se trouvant au-dessus du niveau de base, ce dernier pouvant être assimilé au sommet de la zone de circulations phréatiques permanentes, la zone amphibie et la zone vadose restant incluses dans l'épaisseur relative. Cette surface sommitale de la zone phréatique est dépendante du point le plus bas d'émergence des eaux, que ce soit le niveau de la rivière proche dans laquelle se jettent les eaux du plateau calcaire, ou l'affleurement d'une couche imperméable non calcaire : ce point d'émergence peut être assimilé au niveau de base. P. Birot (1949) fait remarquer que :

> "Etant donné la lenteur avec laquelle le niveau de base karstique obéit aux sollicitations du niveau de base général /.../ un début de soulèvement d'un massif calcaire entraînera en général une descente très lente de la nappe karstique. Pendant ce temps-là, les oscillations climatiques ou même simplement saisonnières ramèneront fréquemment l'eau au voisinage de la surface".

Cette remarque implique la présence d'émergences perchées par rapport à leurs possibilités d'enfoncement que nous n'avons pas observées en Ardèche, que

ce soit dans les plateaux du Rhône ou dans ceux de piémont cévenol, peut-être parce que les manifestations tectoniques récentes n'y ont pas été d'une grande ampleur. Les émergences y sont de nos jours en équilibre avec le niveau de base local que constituent les grandes rivières allogènes. Parfois, au lieu de "perchement" s'observe le phénomène inverse de systèmes vauclusiens concentrant les circulations sous le niveau de base local. Cela est le cas du Peyraou de Rouveyrol, à Beaulieu, source drainant les eaux de l'anticlinal des Ramades : mais cette manifestation n'affecte pas le niveau de base général du massif.

1. 4. 2. 2 - Le rôle de l'épaisseur relative.

L'importance de ce paramètre est apparue en abordant l'étude des vallées, sèches ou non, qui se trouvent sur les plateaux ardéchois. En effet, l'étude de telles vallées peut être typologique, fondée sur la plus ou moins grande dégradation des vallées sèches par rapport à un écoulement normal ; mais une telle typologie peut être intégrée à une typologie du paysage calcaire allant du "Holo-Karst" monténégrien à certains paysages calcaires presque totalement découpés par des vallées recélant des écoulements superficiels. Or il est apparu que cette typologie dépend pour une grande part, dans l'Ardèche, de l'épaisseur relative du calcaire.

Cette épaisseur relative est fondamentale dans le développement des vallées parce que la distance circulations phréatiques-sommet de la dalle calcaire est sujette à variations en fonction de la pluviosité. Plus la distance nappe-surface est courte, plus, à pluviosité égale, il y a de chances qu'une remontée des eaux dans le calcaire atteigne le niveau des vallées, et plus ces vallées sont fréquemment parcourues par des circulations d'eau, donc ont de facilités pour se former, par exemple par recul d'une émergence.

Ce phénomène joue à partir de l'émersion du calcaire, ou dès sa mise en relief, à condition d'admettre que les fissures diverses de la roche n'ont pas été élargies par des circulations profondes ou par des émersions antérieures : si la masse de calcaire acquiert une forte dénivelée positive par rapport à son niveau de base relatif, l'enfoncement des eaux se poursuivra jusqu'à un niveau tel que les eaux ne stagneront plus jamais en surface. Dans ce cas les vallées resteront perchées ; privées de toutes circulations, elles évolueront selon des normes purement karstiques. Dans une série calcaire à faible altitude relative, par contre, l'amorce sera la même dans le cas de fissures non élargies, mais le phénomène se poursuivra et les vallées continueront à évoluer.

Il faut remarquer que si l'on admet que les fissures du calcaire peuvent

dès la mise en relief être utilisées par les eaux, ce qui est vrai dans de nombreux cas (1), la différenciation entre les paysages à épaisseur relative du calcaire importante et les paysages à épaisseur relative mince sera encore plus marquée car il y aura beaucoup moins longtemps conservation d'un modelé aérien inadapté aux conditions hydrogéologiques du massif ; ce modelé reflète le décalage entre l'apparition du massif et la mise en place des processus d'attaque du massif. Lorsqu'il existe un "capital karstique", la brièveté -à l'échelle géologique- de la période de décalage résulte d'une antériorité des processus destructeurs par rapport aux processus actuels de mise en relief, qu'ils soient tectoniques ou d'érosion, antériorité qui annule le décalage antérieurement signalé.

Un cas de paysage en cours d'évolution, actuellement inadapté par rapport au niveau de base, a été décrit dans ses aspects hydrologiques par H. Pascal (1970). Il s'agit du plateau calcaire situé immédiatement au sud de la Baume, entre Tourneuse et Auriolles et parfois nommé plateau de Saint-Alban. Ce plateau (fig. 39) d'une superficie de 15,3 Km^2, est constitué de calcaires Kimméridgiens-portlandiens affectés d'un léger pendage SSE de 3 à 5°. Les pentes générales topographiques sont elles aussi faibles, si ce n'est au-dessus de la Baume. Mais les gorges de cette rivière se trouvant en amont pendage par rapport au plateau, elles ne servent pas de niveau de base et leur rive sud ne comporte ni source ni ruissellement superficiel. Seuls quelques suintements temporaires apparaissent sur les falaises dominant la rivière lors des fortes pluies.

Ce plateau comporte du nord au sud plusieurs secteurs morphologiquement différents en surface : au nord, près de la Baume (fig. 40. 1), la karstification est très poussée (cf. infra chapitre sur les formes superficielles des paysages calcaires). Puis, vers le sud, apparaît progressivement, sur des calcaires identiques, un modelé moins évolué karstiquement, avec apparition d'un

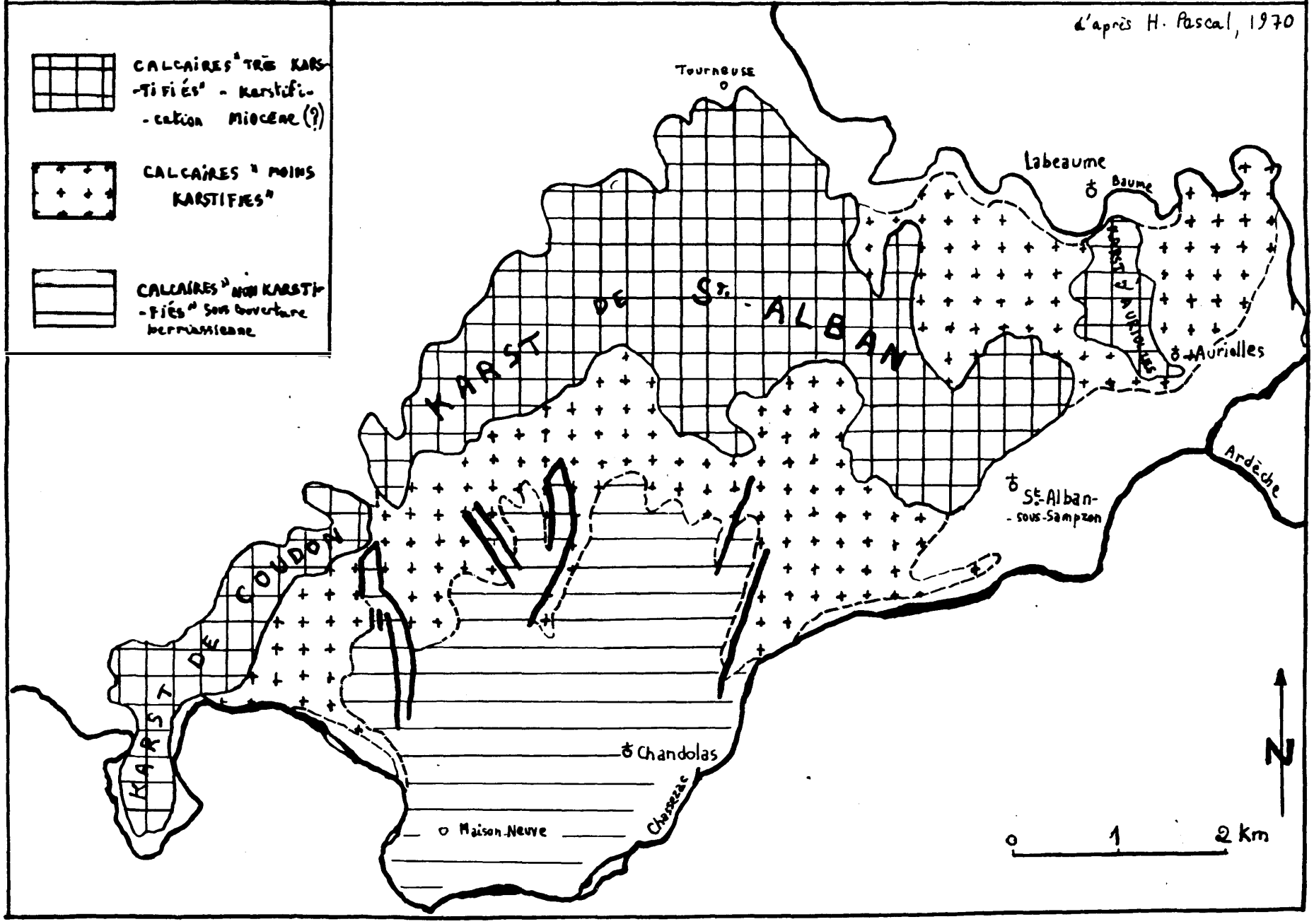
---

(1) Notion de capital karstique de P. George. Cette notion admet la possibilité de karstifications antérieures qui ont été ensuite fossilisées au sens strict du terme -et non pas à son sens spéléologique-. Ces karstifications ont aussi déjà effectué l'élargissement des fissures qui, étant donné les dimensions très réduites de celles-ci -de l'ordre de 10 à 20 microns d'après S.N. Davis cité par Ph. Renault (1967-68 p. 223)- est un des processus les plus longs à se mettre en route dans un paysage calcaire, processus heureusement favorisé par l'existence de discontinuités beaucoup plus importantes mais beaucoup plus larges (op. cité p. 224 à 227). Si cet élargissement est déjà amorcé, ne serait-ce que parce que les poussées tectoniques ont elles aussi favorisé l'apparition de fissures plus importantes, l'enfoncement des eaux dans le calcaire sera très rapidement réalisé.

légende

Figure 39 — Aspect superficiel du Plateau de SAINT-ALBAN

d'après H. Pascal, 1970



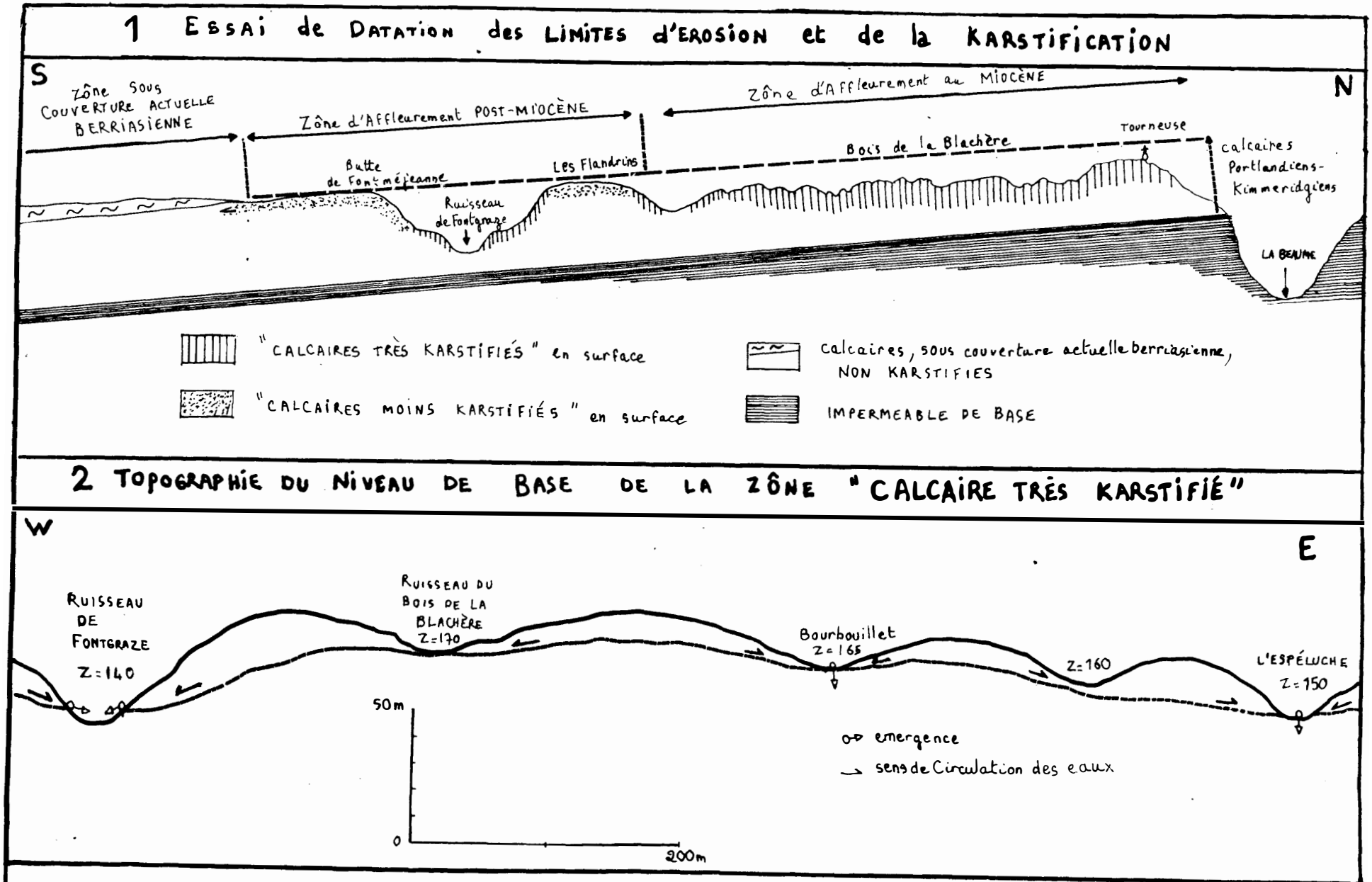


Figure 40 : Relations entre topographie et Karstification sur le plateau de Saint-Alban (d'après H. Pascal, 1970)

sol mince, parfois de champs de cailloux, et disparition presque complète des grands lapiés structuraux que l'on peut observer plus au nord. Enfin, autour de Chandolas, le Portlandien disparaît sous les calcaires tendres du Berriasien, moins perméables et karstifiables que les calcaires portlandiens et Kimméridgiens.

Une interprétation d'un tel paysage peut être fondée sur la période de mise en place des formes actuellement visibles. C'est cette interprétation qu'a faite H. Pascal. Il explique la différence entre le modelé nord et le modelé sud par une mise en valeur plus ancienne de la partie nord du plateau, qui aurait été dégagée de sa couverture berriasienne dès le Miocène, et aurait ainsi subi une longue évolution superficielle qui aurait formé les grandioses lapiés actuels. La partie plus au sud n'aurait pas été mise en place depuis assez longtemps pour que se forme un modelé aussi net et serait encore un paysage jeune susceptible de devenir identique au précédent. Quant aux secteurs à couverture berriasienne, la faible résistance de la roche empêche toute apparition d'un modelé superficiel karstique.

L'auteur s'appuie sur la présence de vallées sèches emplies de cailloutis datés du Pliocène ainsi que sur un remplissage d'aven à faune pliocène près du hameau de Mélias au nord-est du hameau de Coudon, pour attribuer à la karstification superficielle un âge anté-pliocène. La présence de nombreuses diaclases de direction 0-30°, dues à la distension et d'âge oligocène, diaclases donnant des lapiés structuraux, lui font attribuer à la karstification un âge post-oligocène, donc Miocène.

C'est à partir de ces données morphologiques que l'auteur a entrepris une étude d'hydrogéologie karstique. Il a considéré au vu des coupes dans les vallées, surtout celle du ruisseau de Fontgraze que la :

> "Karstification très évoluée en surface disparaît en profondeur. Les lapiés se ferment vers le bas, quelquefois rapidement, mais souvent brutalement au niveau d'un litage du calcaire. On a alors une roche compacte avec quelques diaclases fermées. Cette karstification n'intervenant pas toute la puissance des calcaires est donc pelliculaire (de 10 à 50 m d'épaisseur)".

Si l'on considère les calcaires "très karstifiés" du plateau de Saint-Alban, l'auteur leur donne comme niveau de base les deux sources du Bourbouillet (z = 165 m) et de l'Espèluche (z = 155 à 145 m), et plus à l'ouest le ruisseau de Fontgraze (fig. 40. 2) ; près de Saint-Alban, une partie du Karst est hydrologiquement indépendante alimentant les sources du Font-de-la-Douce, de Goudumaire et de Bourgène, situées toutes trois à 110 m d'altitude.

Le caractère relativement perché des sources de Bourbouillet et de l'Espèluche, la présence de circulations pérennes à une profondeur de 30 m dans l'aven de Reméjadou au centre de la zone très karstifiée, la fermeture des diaclases dans les coupes que donnent les vallées révélant une faible karstification -affirmation partiellement contredite par l'auteur une page plus loin lorsqu'il s'appuie sur la karstification bien développée des flancs de la vallée de Fontgraze pour affirmer que cette vallée existait avant la disparition totale de la couverture berriasienne-, toutes ces données sont reprises par l'auteur pour affirmer que la karstification du plateau de Saint-Alban est incomplète et que les eaux n'ont pu s'enfoncer suffisamment dans le calcaire pour en utiliser toute la masse. La figure 41 donne une coupe du Karst de Saint-Alban avec les différents points d'émergence des eaux et une limite inférieure de la zone karstifiée, qui n'affecte que les 30 à 50 premiers mètres du calcaire. On aurait donc un exemple d'épaisseur relative du calcaire très faible parce que le temps n'aurait pas été suffisant pour que se mettent en place des phénomènes souterrains profonds. Tout capital Karstique se trouverait exclu dans le secteur par le recouvrement par des marno-calcaires et calcaires marneux berriasiens qui auraient empêché toute action antérieure.

Bien que cette hypothèse soit étayée par des observations précises, nous ne pouvons l'admettre ainsi car elle se trouve en contradiction avec d'autres aspects du paysage, et même de l'hydrologie.

- La source d'Espéluche est temporaire; aussi son altitude de 145-155 m ne peut-elle être considérée comme un niveau de base véritable, des écoulements souterrains pouvant s'effectuer à une altitude inférieure après le tarissement de la source d'Espéluche.

De même, la présence de la source de Bourbouillet à une altitude de 165 m n'implique pas l'inexistence de circulations plus profondes ; le faible débit d'étiage peut s'accompagner d'un plus important débit par sous-écoulement.

- La vallée de Fontgraze et les autres vallées de moindre importance sont présentées comme des vallées non karstifiées montrant sur leurs flancs les limites de pénétration des phénomènes karstiques. Les observations que nous y avons effectuées ne sont pas en accord avec de telles affirmations (cf. infra chapitre sur la typologie des vallées). Il nous semble qu'il y a confusion entre l'approfondissement des formes superficielles du type lapiés et l'approfondissement des formes souterraines, limitées à une circulation fissurale non observable à l'oeil nu et à quelques rares conduits plus importants qui existent dans le secteur considéré : à la limite du recouvrement berriasien, nous

avons décrit (cf. infra 2. 1. 1. 1) une cavité pénétrable alimentant une petite vallée, normalement sèche, cavité recélant des traces nettes d'écoulements actuels, et située à une altitude d'environ 118 m.

Enfin les flancs des vallées, sauf dans leur fond, possèdent des formes karstiques ; le ruisseau de Fontgraze montre même de remarquables formes de lapiazage en éponge, un peu en amont de Font Méjanne, formes qui prouvent la présence de discontinuités karstifiables dans le calcaire. De toute manière l'ancienneté de creusement de la vallée exclut qu'elle ait pu être épargnée par les actions karstiques superficielles.

- La présence de surfaces soumises à la karstification depuis fort longtemps, -le Miocène d'après H. Pascal-, (voir infra chapitre sur les formes d'aplanissement) attestée par le remarquable développement des formes superficielles, est incompatible avec un déséquilibre dans l'établissement des formes souterraines, au moins dans la disposition orographique actuelle.

- Toutes ces données, souvent contradictoires, nous obligent à en mettre une autre en avant, qui a été jusqu'alors négligée. La dénudation d'une partie du plateau, qu'elle soit Miocène ou un peu postérieure, suivie d'une dénudation plus tardive de la partie sud du même plateau, n'impliquent pas que l'on se soit trouvé dans une situation de plateau. Si le Chassezac représente le niveau de base actuel, il n'a pas atteint son altitude actuelle depuis le Miocène, tant s'en faut. La présence sur tous les cours d'eau de la région de terrasses élevées, même les plus récentes, (voir infra chapitre 2. 1 sur les vallées) permet de supposer que le calcaire ne s'est pas trouvé depuis longtemps suffisamment dénivelé pour que ses eaux puissent s'enfoncer dans sa masse. Le maintien pendant une longue période de la couverture berriasienne est un argument en faveur d'une telle situation : l'érosion a dégagé le Berriasien sur la partie en relief du Portlandien, et l'a laissé sur l'autre partie, située au-dessous du niveau de base. Et ce n'est que bien plus tardivement que s'est effectué l'enfoncement actuel des cours d'eau. Seul un tel décalage permet de comprendre l'opposition entre les formes de surface très évoluées et le moindre développement des formes souterraines qui, si elles étaient miocènes, seraient depuis longtemps en équilibre.

- L'absence d'écoulement en été et le pendage sud de la roche nous permettent enfin d'avancer à titre d'hypothèse la possibilité d'un sous-écoulement important des eaux en direction du Chassezac. Ce cours d'eau est en effet lui-même totalement à sec en été alors qu'il présente en amont de très importants écoulements puisque son bassin versant en amont des Vans couvre une superficie

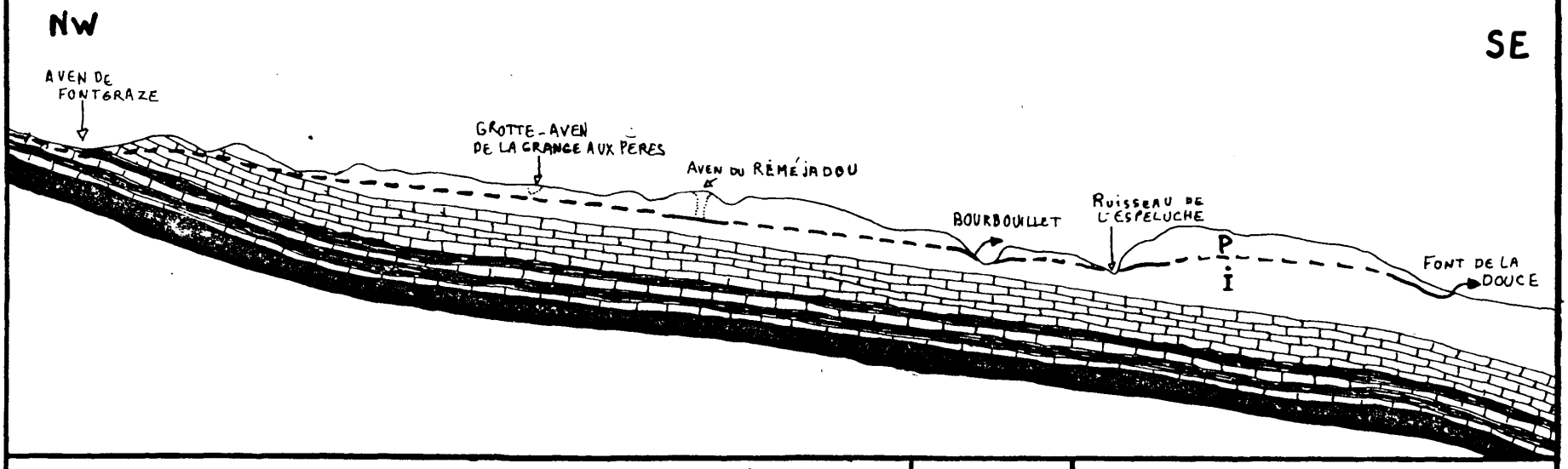
de 590 Km^2. La présence de nombreux barrages dans les Cévennes explique en partie cet assèchement, mais révèle les possibilités de sous-écoulement du cours d'eau sous les masses de galets d'une épaisseur indéterminée que recèle son lit. Aussi existe-t-il un niveau de base inférieur à celui communément admis, autrement dit le fond du lit mineur. D'importantes quantités d'eau peuvent ainsi transiter en sous-écoulement directement vers le Chassezac, ce qui expliquerait en partie les très faibles restitutions en période d'étiage de ces plateaux calcaires, qui fournissent 0,1 litre/sec. par Km^2 alors que le Karst urgonien de la montagne de la Serre, par exemple, fournit un débit d'étiage d'un litre/sec. par Km^2. Une telle différence peut aussi bien s'expliquer par l'absence de réserves, justifiée par la faible épaisseur de calcaire utilisable, que par le maintien de ses réserves sous un niveau non utilisable. Il ne faudrait pas confondre une pente topographique faible et parallèle au pendage, avec l'absence d'une karstification qui peut évacuer ses eaux en dehors de nos secteurs observables.

Les pages qui précèdent ont montré par un exemple précis combien difficile est la détermination de l'épaisseur relative du calcaire, et les confusions que peut apporter l'assimilation du bas de la zone vadose avec le niveau inférieur de karstification. Mais elles ont aussi montré l'importance de cette épaisseur relative dans l'évolution du paysage calcaire et dans l'équilibre entre ses formes superficielles et ses formes souterraines. Aussi cette notion sera-t-elle au centre de la suite de notre étude, qu'elle porte sur les formes superficielles d'écoulement, les vallées ou sur les formes souterraines, elles aussi tributaires de l'épaisseur de calcaire dominant.

COUPE DU KARST DE SAINT-ALBAN

FIGURE 41

d'après H. Pascal, 1970



légende

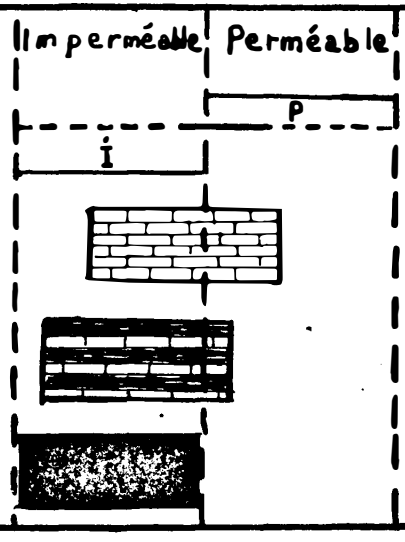
SOURCE PERENNE

SOURCE TEMPORAIRE

LIMITE Inférieure de la Zone Karstifiée

ECHELLE 1/25-000ème — 1 Km

Echelle des Hauteurs Quadruplée



CALCAIRES KIMMERIDGIEN-PORTLANDIEN

CALCAIRES MARNEUX RAURACIENS

MARNO-CALCAIRES ET MARNES

MARNES

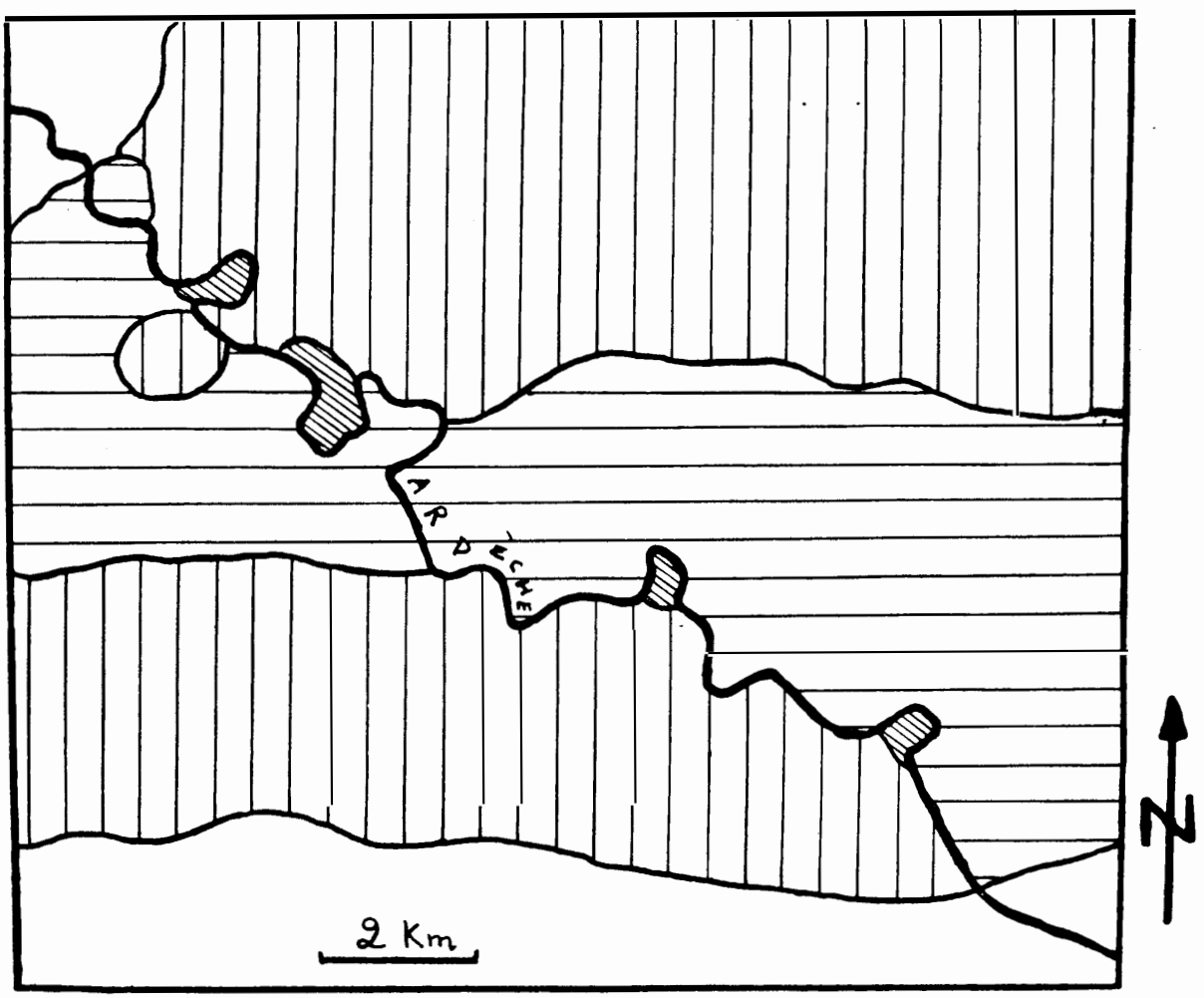


FIGURE 42: Disposition des surfaces d'aplanissement autour des Gorges de l'Ardèche.

S E C O N D E P A R T I E

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

LES FORMES SUPERFICIELLES

DES PAYSAGES CALCAIRES ARDECHOIX

C H A P I T R E 2. 1.

-:-

LES FORMES DE DECOUPAGE NON KARSTIQUE DES PAYSAGES CALCAIRES :

LES VALLEES ALLOGENES ET LEURS VERSANTS

Bien que ne formant pas l'essentiel du paysage, comme dans beaucoup de modelés non karstiques, les vallées jouent un rôle important dans les paysages calcaires ardéchois ; les paysages purs totalement dépourvus de vallées sont en effet un cas limite vers lequel ils tendent sans l'atteindre le plus souvent. Aussi une classification des vallées et de leur importance est à faire, car elle correspond, au moins sous nos climats, à une classification du degré de "pureté" karstique du paysage calcaire.

Lorsque l'étude des vallées ardéchoises a été abordée, il est apparu des différences marquées, et signalées depuis fort longtemps par de nombreux auteurs dans toutes les régions karstifiées, entre les vallées autochtones totalement dépendantes du paysage calcaire et reflétant donc vraiment son degré d'évolution, et les vallées allogènes dont les eaux proviennent de régions non karstiques. Cette distinction est absolue, bien que des relations existent entre les deux types de vallées.

C'est à cause de ces relations, sur lesquelles nous reviendrons dans la suite de ces chapitres sur le modelé superficiel, que l'ordre de cette étude commence par les vallées allogènes, formes de découpage majeures des plateaux ardèchois.

Dans les vallées allogènes, la variable étrangère au paysage calcaire, qui commandera en grande partie leur évolution, est la quantité d'eau apportée par les rivières issues en général des Cévennes. Si cette quantité est importante, une circulation permanente pourra s'établir plus facilement que si cette quantité est faible, toutes choses étant égales d'ailleurs.

En fonction de l'ampleur de ces écoulements allogènes et de l'ampleur des formes résultantes, on peut distinguer dans ces vallées deux types principaux : les vallées à écoulements pérennes et les vallées non pérennes.

2. 1. 1 - Les vallées pérennes.

Elles sont peu nombreuses et drainent les plus importantes rivières de la région, c'est-à-dire l'Ardèche et ses principaux affluents.

2. 1. 1. 1 - Répartition des vallées pérennes.

Il n'existe dans les plateaux ardéchois aucune perte totale pérenne, c'est-à-dire de perte absorbant dans son intégralité un écoulement permanent. Aussi toute vallée pérenne entraîne la présence de vallées entaillant les plateaux calcaires pour se raccorder aux circulations générales de la région.

Une différence de "découpage" par ces vallées apparaît entre le plateau du Rhône, et les plateaux de piémont cévenol. Le premier n'est traversé que par une rivière allogène, l'Ardèche, alors que les seconds sont découpés par l'Ardèche au défilé de Vogüe, Ardèche qui repasse par deux fois dans les plateaux de piémont au défilé de Balazuc et au défilé de Ruoms ; puis la Baume en aval de Joyeuse et le Chassezac en aval des Vans traversent à leur tour les plateaux de piémont.

2. 1. 1. 2 - La mise en place des vallées pérennes.

Elle dépend de plusieurs variables, qui expliquent les différences entre plateaux du Rhône et plateaux de piémont cévenol.

En premier lieu, il faut signaler la différence de largeur des affleurements calcaires dans les deux ensembles de plateaux, qui peut, dans des proportions peu déterminables, expliquer la différence de découpage de ces plateaux : ceux de piémont cévenol ont une largeur moyenne de 5 à 7 Km alors que le plateau urgonien du Rhône, dans l'aire où il est traversé par l'Ardèche, a une largeur de 16 Km.

Plus important, bien que l'on se trouve à une échelle taxonomique élevée, est le rôle de l'épaisseur relative du calcaire ; en effet plus la masse calcaire est élevée au-dessus des régions environnantes, plus l'établissement et surtout le maintien de circulations superficielles est difficile : un plateau de 100 à 150 m d'altitude relative, ce qui est le cas des plateaux de piémont, est plus découpé, toutes choses égales d'ailleurs, que le plateau du Rhône haut de 230 à 300 m.

Cette constatation est une simplification des faits, car cette altitude relative résulte d'une longue histoire géologique dans laquelle l'enfoncement des rivières a été un facteur prépondérant des possibilités d'érosion différentielle entre ces plateaux calcaires et les régions environnantes. Il y a une interaction continuelle entre les rivières et les plateaux en fonction des données tectoniques et paléogéographiques.

Ces données tectoniques et paléogéographiques sont en fait le point de départ de la mise en place des cours d'eau actuels. Ils se sont élaborés à

partir des surfaces d'aplanissement décrites dans les chapitres précédents, dans lesquelles ils se sont enfoncés. Ce sont les modalités de cet approfondissement des rivières qui vont nous retenir maintenant.

Deux périodes d'approfondissement peuvent être distinguées, plus sur un plan méthodologique que sur le plan des faits : les approfondissements pré-quaternaires, et les approfondissements quaternaires, que l'on pourrait aussi dénommer les approfondissements "glaciaires".

Les approfondissements pré-quaternaires sont peu connus, les traces de cours d'eau de cette époque étant quasi-inexistantes sur les plateaux ardéchois. Il existe cependant des traces d'anciens cours d'eau sur les plateaux de piémont cévenol, sous forme de placages de cailloutis de couleur ferrugineuse aux éléments très altérés, attribués, avec beaucoup d'indétermination, au Pliocène. Une telle datation impliquerait, au moins pour les plateaux de piémont, un enfoncement Pliocène ou fini-Pliocène des cours d'eau.

Sur les plateaux du Rhône, il n'existe pas de tels placages. Il est cependant manifeste que deux périodes de stabilisation des écoulements se sont produites, donnant les deux grandes surfaces d'aplanissement qui recoupent ces plateaux. La date du passage d'une surface à l'autre a été envisagée dans les chapitres précédents (1, 2) ; aussi n'y reviendrons-nous pas.

Plus difficile à déterminer est la date de l'approfondissement ayant donné l'actuel canyon. Il existe en effet certains dépôts anciens permettant d'envisager un creusement ancien des actuelles gorges de l'Ardèche : au débouché de ces dernières dans la vallée du Rhône, entre Sauze et Saint-Martin-d'Ardèche, se trouvent des affleurements d'argiles plaisanciennes indiquant que la vallée du Rhône se trouvait au Pliocène inférieur à une altitude à peu près équivalente à l'actuelle. Dans de telles conditions, l'approfondissement des gorges de l'Ardèche pouvait s'effectuer dès cette époque, le niveau de base étant suffisamment dénivelé pour que s'exerce une érosion fluviatile intense.

Mais dans sa thèse, P. George (1935), étudiant ce réseau hydrographique pré-plaisancien et reprenant des observations de H. Baulig, met en valeur l'absence de dépôts plaisanciens dans les gorges urgoniennes :

> "Dans une même vallée, la largeur varie nettement suivant la résistance des terrains. Celle de l'Ardèche est large à son extrémité inférieure dans le Crétacé supérieur et le Pliocène marin et fluviatile s'y étale ; mais dès que l'Urgonien apparaît un peu à l'amont, la vallée s'étrangle et la vague d'érosion pré-pliocène n'a pas franchi l'obstacle, car le lit actuel est dans la roche vive. Il en est de même sur le Cèze. Le Pliocène marin s'avance aussi loin à l'amont que le Crétacé supérieur, mais non au delà".
> (P. George, 1935, p. 59-60).

Cette absence de dépôts rend hypothétique toute interprétation de la présence d'argiles plaisanciennes en aval des gorges comme un signe de leur creusement pré-plaisancien, bien qu'elle ne contredise pas ce creusement : en effet l'étroitesse même des gorges rend aussi très hypothétique le maintien de dépôts pliocènes, emportés par les érosions postérieures.

Les approfondissements quaternaires sont mieux connus grâce à des lambeaux de terrasses que l'on trouve dans la vallée du Rhône et dans la vallée de l'Ardèche en amont des gorges. Ces dernières par contre, pour les mêmes raisons que celles qui ont nui au maintien de dépôts anciens, ne conservent pratiquement pas de dépôts quaternaires anciens ou moyens de terrasses, si ce n'est un placage probablement rissien décrit dans l'étude stratigraphique (l. l.).

Après le creusement pré-plaisancien et le remblaiement d'argiles plaisanciennes, peu important au débouché de l'Ardèche, une des phases les plus importantes de la mise en place du réseau hydrographique a été l'énorme remblaiement villafranchien de la vallée du Rhône, qui a entraîné une remontée considérable du niveau de base, noyant sous les matériaux le relief préexistant. Le comblement a été supérieur à 130 m, car on peut observer des lambeaux de terrasses villafranchiennes près du hameau de Couron, à l'ouest de Saint-Marcel-d'Ardèche, à une altitude de 189 m alors que les argiles pliocènes se trouvent à 60 m d'altitude.

Ces dépôts sont surtout formés de galets de quartzite très rubéfiés dans la masse et paraissent jalonner une zone de confluence ancienne de l'Ardèche et du Rhône. Plus à l'ouest, dans la "plaine des Feuillets", à 145 m, J. Combier (1967, p. 5) décrit une terrasse du même âge correspondant au passage à des "dépôts locaux de haut niveau de l'Ardèche". Ce dépôt, situé à 100 m au-dessus de l'Ardèche actuelle :

> "est constitué par des cailloutis de quartz et de roches cristallines, cristallophyliennes et basaltiques, très décomposées, alternant avec des lentilles de sable bien lités, rubéfiés et par place conglomérés en grès".

En amont des gorges, le bassin de l'Ardèche ne porte pas de hautes terrasses aussi nettes que celles de l'aval. Il existe cependant de nombreux placages sur les plateaux des Gras que A. Rey (1975) interprète comme des terrasses plio-villafranchiennes, avec des réserves, car il s'agit de placages difficilement déterminables. C'est à partir de ces placages qu'il attribue au Villafranchien la fin de l'élaboration de la surface des Gras.

Les terrasses rissiennes sont plus fréquentes, et situées en général à une altitude relative de + 70 à + 80 m au-dessus des cours d'eau actuels pour les

terrasses du Riss ancien (parfois baptisé Quaternaire moyen par incertitude sur sa datation exacte), et à une altitude de + 30 à + 50 m pour les terrasses du Riss moyen ou récent. Un niveau alluvial, attribué au Riss récent parce que doté d'un paléosol à rapporter au Riss-Würm, a été piégé dans la grotte du Ranc Pointu n° 2 dans les basses gorges de l'Ardèche à + 45 m. Il est très décomposé, avec des galets cristallins qui s'effritent sous les doigts.

Au débouché de l'Ardèche dans la vallée du Rhône, la moyenne terrasse rissienne est très bien représentée, notamment autour du village de Saint-Just. Elle se trouve entre 70 et 80 m, soit 30 à 40 m au-dessus des circulations actuelles.

En amont des gorges, on trouve plusieurs placages de terrasses du Riss ancien (feuille géologique au 1/80 000ème Privas), notamment entre Aubenas et Vogüe. A. Rey (1975) attribue aussi au Riss un replat à + 50 m entre Vogüe et Chauzon. Les affluents de l'Ardèche ne possèdent pas de formes bien nettes des terrasses rissiennes récentes, mais par contre des replats parfois couverts de dépôts fluviatiles situés entre + 70 et + 80 m sont fréquents et interprétés du Riss ancien ou du Quaternaire moyen. A. Rey (1975) interprète même comme rissienne la paléovallée traversant le Bois de Païolive entre + 70 et + 80 m en se fondant sur cette similitude d'altitude.

Les terrasses würmiennes sont beaucoup plus fréquentes que les précédentes et l'énumération de leur localisation quasi-générale, sauf dans les gorges de l'Ardèche, n'apporterait rien. Il faut signaler qu'il existe une haute terrasse autour de 9-10 m, qui a été décrite par J. Combier (1967), constituée de galets quartzitiques, calcaires et basaltiques, et conglomérée à son sommet ; cette description correspond à la terrasse située juste au-dessous de la grotte Chabot, en rive droite aval des gorges de l'Ardèche.

Les terrasses des rivières entaillant les plateaux ardechois indiquent en définitive un important creusement quaternaire, même durant les périodes les plus récentes puisque le seul Würm aurait permis un approfondissement de 20 m environ. Il faut cependant signaler que ces datations doivent être considérées avec prudence : J. Combier (1967) le souligne lorsqu'il écrit en parlant des terrasses :

> "en raison même de leurs caractères morphogénétiques locaux, en relation avec l'enfoncement progressif de la rivière et sans doute l'existence de seuils de creusement, la corrélation de ces dépôts de l'Ardèche avec les niveaux d'alluvionnement de la vallée du Rhône, plus ou moins proches, ne peut être qu'approximative et comporte même de probables décalages, surtout, semble-t-il, en ce qui concerne les basses terrasses".

Lorsque J. Combier s'exprime ainsi, il songe aux terrasses de la basse vallée de l'Ardèche essentiellement ; ses réserves sont encore plus justifiées en ce qui concerne les terrasses situées en amont des gorges ; il n'en reste pas moins que l'enfoncement quaternaire, même daté plus ou moins une phase glaciaire, reste considérable. Cependant, l'éventualité d'un creusement antérieur du réseau hydrographique, suivi d'un comblement au Villafranchien, ne peut être rejetée. Notre méconnaissance à ce sujet est regrettable, car ce sont des cours d'eau qui ont servi de niveau de base à la karstification, et cet enfoncement pré-villafranchien, s'il a existé, aurait permis la constitution d'un "capital karstique" important que certaines cavités poussent à envisager (grotte de Saint-Marcel notamment).

2. 1. 1. 3 - L'insertion des vallées pérennes.

Il a déjà été signalé dans les pages qui précèdent la différence de répartition des cours d'eau allogènes dans les différents plateaux ardechois. Certaines causes en ont été signalées. Il faut maintenant examiner quels en sont les effets.

La première conséquence de cette répartition est la primauté de l'Ardèche sur les autres cours d'eau. Elle est la plus importante par son débit, par sa longueur, et se trouve de ce fait dans une disposition plus complexe, ne serait-ce que parce qu'elle traverse tous les types de paysages ardechois. C'est de plus elle qui présente les cas les plus nombreux d'inadaptation à la structure.

Si l'épigénie est manifeste, ses conditions d'établissement restent mal connues. Il est notamment difficile de savoir si l'enfoncement s'est effectué selon une surimposition ou une antécédence, les conditions de mise en oeuvre des deux processus existant dans la région ; il est probable que l'enfoncement les a utilisés conjointement. Un certain nombre de caractères sont malgré tout à signaler :

L'Ardèche traverse le plateau urgonien en position légèrement anticlinale, à l'échelle régionale s'entend, en négligeant la zone déprimée située plus au sud, avec affleurement de roche plus tendre miocène, essentiellement Sannoisien inférieur m_{IIIb} - et Crétacé supérieur. Il faut noter qu'il en est de même pour la Cèze plus au sud.

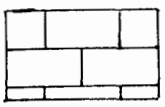
La notion de surimposition implique la présence d'une couverture de roches meubles discordantes au-dessus de la structure en roche massive ; nous n'en avons pas trouvé de traces, mais la sédimentation environnante n'exclut pas le dépôt d'une telle couverture.

La surimposition peut aussi s'effectuer à partir d'une surface d' aplanissement recoupant une structure en roche variée. Or le plateau du Rhône est recoupé par deux aplanissements (voir supra) qui recouvrent des superficies suffisantes pour avoir joué un rôle important dans la mise en place du réseau hydrographique actuel. Ce sont la surface des Crottes (260-300 m) et la surface du Bois de Ronze - Bois de Laoul (350-400 m). L'Ardèche est généralement encaissée dans la surface inférieure, elle-même emboîtée dans la surface supérieure (fig. 42).

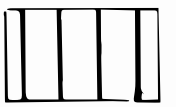
Mais il existe des irrégularités dans cet emboîtement qui montrent que les faits sont plus complexes.

La première particularité de l'emboîtement est que l'Ardèche prend de biais la surface d' aplanissement des Crottes : dans l'amont des gorges, du Pont-d'Arc au Cirque de Gaud, le versant de rive gauche est en général plus élevé que le versant de rive droite. Du Cirque de Gaud au rapide du Gué de Guitard, il y a à peu près équilibre entre les deux rives, le versant de rive gauche étant seulement un peu plus élevé que l'opposé. Puis, en aval du Gué de Guitard, la situation s'inverse et le versant de rive droite devient nettement plus élevé que celui de rive gauche, avec d'ailleurs un abaissement des deux surfaces d' aplanissement de part et d'autre de l'Ardèche à l'approche de la vallée du Rhône.

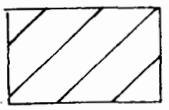
On pourrait, à partir de la position de l'Ardèche ainsi définie supposer que l'Ardèche s'est enfoncée à partir de la surface inférieure tout en se déplacant à l'intérieur de la limite que constituaient les surfaces plus élevées. Mais l'Ardèche s'écarte de la surface inférieure pour passer au contraire à travers la surface supérieure : entre le Serre de Tourre (côte 420 m) et le sommet du Bois de Saleyron (côte 408 m), ce passage s'effectue au détriment d'une zone plus basse contournant le sommet côte 408 m par l'ouest et le sud avec une altitude moyenne de 270 m. Si ce sommet résulte de phénomènes tectoniques, il n'a pas grande signification dans la localisation de l'Ardèche, si ce n'est qu'il peut être interprété comme une manifestation d'antécédence de l'Ardèche ; mais si ce sommet est un fragment de la surface d' aplanissement, fait que confirme le recoupement des couches à pendage important par la surface topographique, à moins qu'il ne s'agisse d'un fragment de la surface inférieure soulevé, ce qui ne paraît pas compatible avec la tectonique de la région, si ce sommet donc est un fragment de l' aplanissement supérieur, il pose un délicat problème : comment l'Ardèche, installée sur la surface inférieure, a-t-elle pu recouper la surface supérieure ?



Plateaux de Piémont Cévenol

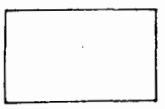


Collines Crétacées

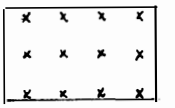


Cévennes Cristallines et triasiques

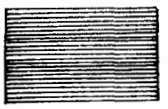
Fossé d'Alès



Depression de Piémont Cévenol



Depression infra-crétacée (essentiellement valanginienne)



Principales percées de vallées

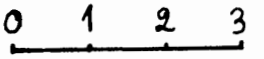
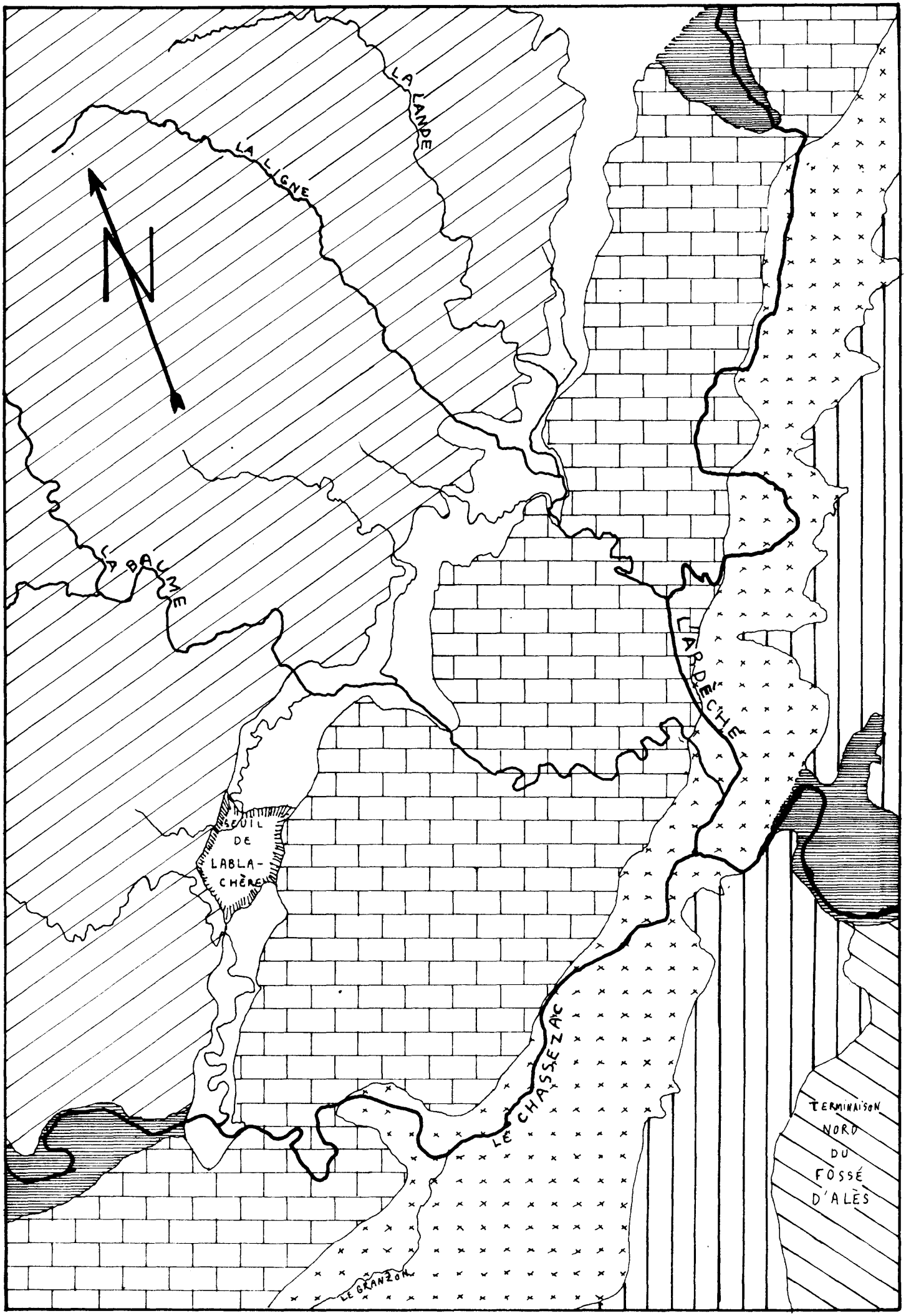


Figure 43 : Relations entre les cours d'eau et les grands ensembles structuraux en amont des plateaux du Rhône. Des cours d'eaux secondaires installés dans la depression de piémont cévenol ont été reportés. Le seuil de Lablachère correspond à la seule aire où disparait la depression.


LA LANDE
LA LIGNE
N
LA BAUME
SEUIL DE LABLACHÈRE
LA ARDÈCHE
LE CHASSEZAC
LE GRANZON
TERMINAISON NORD DU FOSSÉ D'ALÈS

La position topographique du Bois de Saleyron permet d'avancer une explication : lorsque l'Ardèche coulait dans ce secteur à la côte 280 à 300 m, elle contournait le sommet côte 408 par le sud en un méandre passant par le hameau des Crottes. Puis, peut-être à la faveur de l'intense fracturation affectant les roches dans le secteur et à la faveur aussi de la nature calcaire de la roche, l'Ardèche effectua un recoupement de méandres.

En fait, nous voudrions souligner que même si certains faits plaident en faveur d'une antécédence, la présence de surfaces d' aplanissement nettes permet d'affirmer que la surimposition a joué un rôle prépondérant dans la mise en place de l'Ardèche sur les plateaux du Rhône. Mais l'incertitude sur la date d'établissement du canyon, préplaisancien ou uniquement quaternaire, rend là encore difficile toute interprétation des formes.

Dans les plateaux de piémont cévenol, nous avons déjà signalé qu'il n'existe qu'une surface d' aplanissement. L'enfoncement du réseau hydrographique, essentiellement quaternaire, là aussi épigénique, s'est effectué encore selon toute probabilité par surimposition sur la surface d' aplanissement. Les rivières ont suivi la plus grande pente, mais l'Ardèche s'est surimposée sur les plateaux de piémont et la dépression les séparant des plateaux du Rhône et des collines crétacées sans tenir aucun compte de la lithologie ou de la tectonique. La rivière entre et sort par trois fois des plateaux de piémont, à Vogüe, Balazuc et Ruoms. Cette surimposition s'est produite en même temps que s'effectuait le déblaiement des dépressions en terrains plus tendres entourant les plateaux de piémont cévenol, dégagement qui a mis en valeur les plateaux et a permis la confluence des cours d'eau actuels avec l'Ardèche. La présence de seuils dans les dépressions entourant les plateaux de piémont cévenol, entre les rivières actuelles, montre que ce sont bien ces dernières qui ont effectué le creusement de la dépression, notamment entre les collines triasiques et les plateaux jurassiques. Quant aux captures, elles sont dues à la présence d'un seul seuil topographique à travers les collines crétacées de la montagne de la Serre, le seuil de Sampzon ; le seuil de Saint-Sauveur-de-Cruzières, plus méridional et autrefois peut-être emprunté par le Paléo-Chassezac, a été abandonné lors de l'enfoncement par mise en valeur de l'anticlinal des Ramades (ou du Serre-Piala), la surimposition n'ayant pu s'amorcer parce que l'enfoncement était plus rapide dans les terrains tendres du Crétacé inférieur de la plaine de Beaulieu.

C'est cette surimposition (à laquelle là encore ont pu s'ajouter des rejeux tectoniques donnant localement des antécédences), qui a donné la disposition actuelle.

Cette disposition (fig. 43), déjà décrite dans l'étude de l'hydrologie du bassin versant, voit la convergence des principaux affluents de l'Ardèche, tous de rive droite, sur quelques kilomètres. On voit sur la figure que la Ligne et la Baume confluent avec l'Ardèche sur le plateau de piémont pour la première -ce qui est un argument en faveur de la surimposition- et à proximité de ce plateau pour la seconde. Le Chassezac, par contre, à sa sortie des plateaux de piémont, est encore éloigné de l'Ardèche parce que celle-ci, après sa confluence avec la Baume, abandonne sa direction générale NNE-SSW pour prendre une direction nouvelle WNW-ESE vers le Rhône à travers le plateau crétacé ; le Chassezac, bloqué vers l'est par la Montagne de la Serre (qui a dans la terminologie locale la signification d'ensemble des collines de Saint-Sauveur-de-Cruzières à Sampzon et non pas le sens réduit que lui attribue la carte au 1/50 000ème de l'I.G.N., feuille Bessèges), et bloqué vers le sud par l'anticlinal des Ramades, coule à sa sortie des plateaux jurassiques sur 9 Km vers le nord-est le long des plateaux pour se jeter dans l'Ardèche à son lieu exact de changement de direction générale, 3 800 m en aval de Ruoms et 1 200 m en aval de la confluence Baume-Ardèche.

2. 1. 1. 4 - L'action érosive actuelle des rivières pérennes.

La comparaison des rivières actuelles avec les vallées qu'elles ont creusées montre leur relative faiblesse par rapport à ces dernières. Cependant, à l'inverse de bien des régions "tempérées", les crues de ces rivières sont suffisamment violentes pour modifier encore le lit du cours d'eau.

Ce lit (tableau XVI) présente une pente variable selon les cours d'eau. En général les plateaux de piémont, plus en amont, ont une pente plus forte que les plateaux du Rhône. L'Ardèche, cependant, à son entrée dans ces derniers, présente des pentes plus importantes, visibles sur le terrain aux nombreux rapides qui l'affectent jusqu'au Pont-d'Arc, comme le rapide de Charlemagne. La localisation de cette pente forte dans le passage de la "faille des Cévennes" est peut-être un signe de faible rejeu tectonique récent. Mais plus en aval, la pente demeure faible dans les gorges, inférieure à 0,2 %. Son irrégularité selon les sections est cependant notable.

La seule rivière à faire exception à la règle de la forte pente dans les plateaux de piémont est le Chassezac, dont la pente moyenne de 0,1 % reflète la divergence angulaire entre la rivière et la pente générale de la région, ainsi que son long trajet dans la dépression valanginienne jusqu'à la confluence avec l'Ardèche.

	Rivière	Côte départ	Côte arrivée	dénivelée relative	dist. d'une côte/l'autre	dist. totale	pente relative par/au Pt. précédent	pente totale par/au Pt. d'origine	dénivelée totale
Plateaux de Piémont Cévenol	Ligne	142 m	108 m	34 m	5 500 m	5 500 m	0,62 %	0,62 %	34 m
	Baume	142 m	105 m	37 m	9 700 m	9 700 m	0,38 %	0,38 %	37 m
	Chassezac	122 m	115 m	7 m	6 500 m	6 500 m	0,108 %	0,108 %	7 m
	Ardèche dans le Jurassique	166 m (2 km au nord de Vogüé)	104 m (Ruoms)	62 m	20 000 m	20 000 m	0,32 %	0,32 %	62 m
	Ardèche dans le Crétacé								
Plateau du Rhône	Départ jonction Ibie - Ardèche	78 m	-	-	-	-	-	-	-
	Pont d'Arc	78 m	73 m	5 m	2 300 m	2 300 m	0,46 %	0,46 %	5 m
	Rap. de la Souche	73 m	68 m	5 m	5 200 m	7 500 m	0,096 %	0,133 %	10 m
	Rapide de la Chataigneraie	68 m	62 m	6 m	4 000 m	11 500 m	0,150 %	0,139 %	16 m
	Gournier	62 m	57 m	5 m	3 800 m	15 300 m	0,132 %	0,137 %	21 m
	Entrée du Cirque de la Madeleine	57 m	54 m	3 m	3 200 m	18 500 m	0,094 %	0,130 %	24 m
	Rap. de la Fève (100 m Amont)	54 m	51 m	3 m	3 500 m	22 000 m	0,086 %	0,122 %	27 m
	Source de l'Ecluse	51 m	46 m	5 m	2 700 m	24 700 m	0,185 %	0,130 %	32 m
	Rapide d'Aiguèze	46 m	45 m	1 m	2 800 m	27 500 m	0,0357 %	0,120 %	33 m

TABLEAU XVI : Longueur, pente et dénivelée des principales rivières ardéchoises lors de leur traversée des plateaux calcaires.

Il faut signaler que la rivière affectée de la plus grande pente, la Ligne, est la plus faible et qu'elle est à la limite entre les écoulements pérennes et non pérennes, son lit s'asséchant lors des fortes sécheresses. L'importance de son bassin versant en amont des plateaux calcaires ainsi que l'importance de ses crues nous ont cependant amené à la classer dans les écoulements permanents, l'interruption de ces derniers étant du domaine de l'exceptionnel.

2. 1. 2 - Les vallées non pérennes.

Il s'agit de vallées allogènes ou l'écoulement n'est pas permanent sous l'effet d'un apport insuffisant d'eaux non karstiques ou de la présence de pertes dans le talweg absorbant les eaux lorsque le débit est insuffisant ; parfois aussi ces pertes absorbent les débits trop importants (pertes perchées).

Ces vallées sont rares dans les plateaux ardéchois, parce que ces derniers sont entourés de dépressions importantes. Cependant, il existe trois vallées à talweg continu jusqu'à un écoulement pérenne, deux sur les plateaux de piémont cévenol, et l'autre sur les plateaux du Rhône ; elles se trouvent toutes dans des sites particuliers, différents de l'ensemble des plateaux, sites qui ont facilité leur génèse, pratiquement impossible par ailleurs.

2. 1. 2. 1 - La vallée du Granzon.

Le Granzon est une rivière non pérenne qui traverse le Karst du Bois de Banne après avoir coulé sur 2 500 m sur le socle cristallin et houiller. Au contact du calcaire, le ruisseau s'enfonce dans celui-ci sur une dénivelée de 100 m en moyenne ; sa vallée est nette, avec de nombreux caractères de vallées à apports allogènes : talweg relativement régulier, traces d'écoulement superficiel, mais elle n'est parcourue que temporairement par ces eaux, pour plusieurs raisons :

a) Le faible développement du réseau hydrographique en roche non karstique (voir fig. 44). Ce n'est pas sur un bassin versant de 2 Km^2 qu'une rivière peut acquérir une importance suffisante pour se maintenir sur un Karst aussi développé que celui du Bois de Banne. La forte épaisseur relative du calcaire, notamment, n'a pas permis aux circulations souterraines de rejoindre le niveau de base karstique, surtout dans la partie amont du cours.

b) La forte pente du talweg à la traversée du calcaire ; en partant de la confluence du Granzon avec son affluent sud et en allant jusqu'à la sortie du massif calcaire, les dénivelées sont, d'amont en aval, exprimées par le tableau XVII :

Distance de la confluence	Altitude : 255 m à la confluence	% de la pente depuis la côte précédente	% de la pente depuis la confluence
650 m	233 m	3,3 %	3,3 %
2 000 m	200 m	2,45 %	2,75 %
3 000 m	174 m	2,6 %	2,70 %
4 500 m	158 m	1,07 %	2,16 %
5 500 m	150 m	0,80 %	1,91 %

Tableau XVII : Dénivelées et pentes du Ruisseau du Granzon à la traversée du Bois de Banne.

Ces pentes sont nettement supérieures à celles observées dans les rivières pérennes allochtones. La forte pente du talweg, si elle favorise l'action mécanique, facilitée aussi par les apports de matériaux cristallins non solubles, nuit au maintient de l'eau en toute saison dans le talweg et nuit aussi à la corrosion du calcaire. Dans quelle mesure le premier facteur contrebalance-t-il les deux suivants, cela est difficile à dire, mais une telle prépondérance des actions mécaniques doit déboucher sur une suprématie de l'érosion normale au détriment de l'érosion karstique.

c) La présence de pertes dans le lit du Granzon contribue beaucoup à l'asséchement du cours d'eau. Il faut distinguer des pertes diffuses, fissurales, dans le lit du cours d'eau, difficilement décelables, si ce n'est par des mesures très précises de débit lors des périodes d'écoulement, et deux pertes, plus importantes, situées en rive droite du ruisseau dans sa partie amont.

Ces deux pertes, légèrement perchées par rapport au talweg, donnent dans des galeries pénétrables. La perte 1, la plus en amont, rejoint une circulation pérenne, qui prend en relais les écoulements superficiels et ressort à la résurgence du Vedel.

Si l'on examine le plan de ces galeries souterraines situées sous le talweg du Granzon (fig. 45), on est frappé par la grande indépendance de direction des circulations souterraines par rapport aux superficielles. Les eaux de la perte 1, disparues en rive droite, résurgent en rive gauche après avoir traversé sous terre le cours aérien du ruisseau. Le sens des circulations, intermittentes, dans la perte 2, est parfois parallèle, parfois opposé à celui du Granzon.

Cette présence de pertes résulte d'un perchement du niveau du talweg par rapport au niveau de base karstique ; mais comme ce talweg est en forte pente, il finit par se retrouver en aval à proximité du niveau de base karstique et

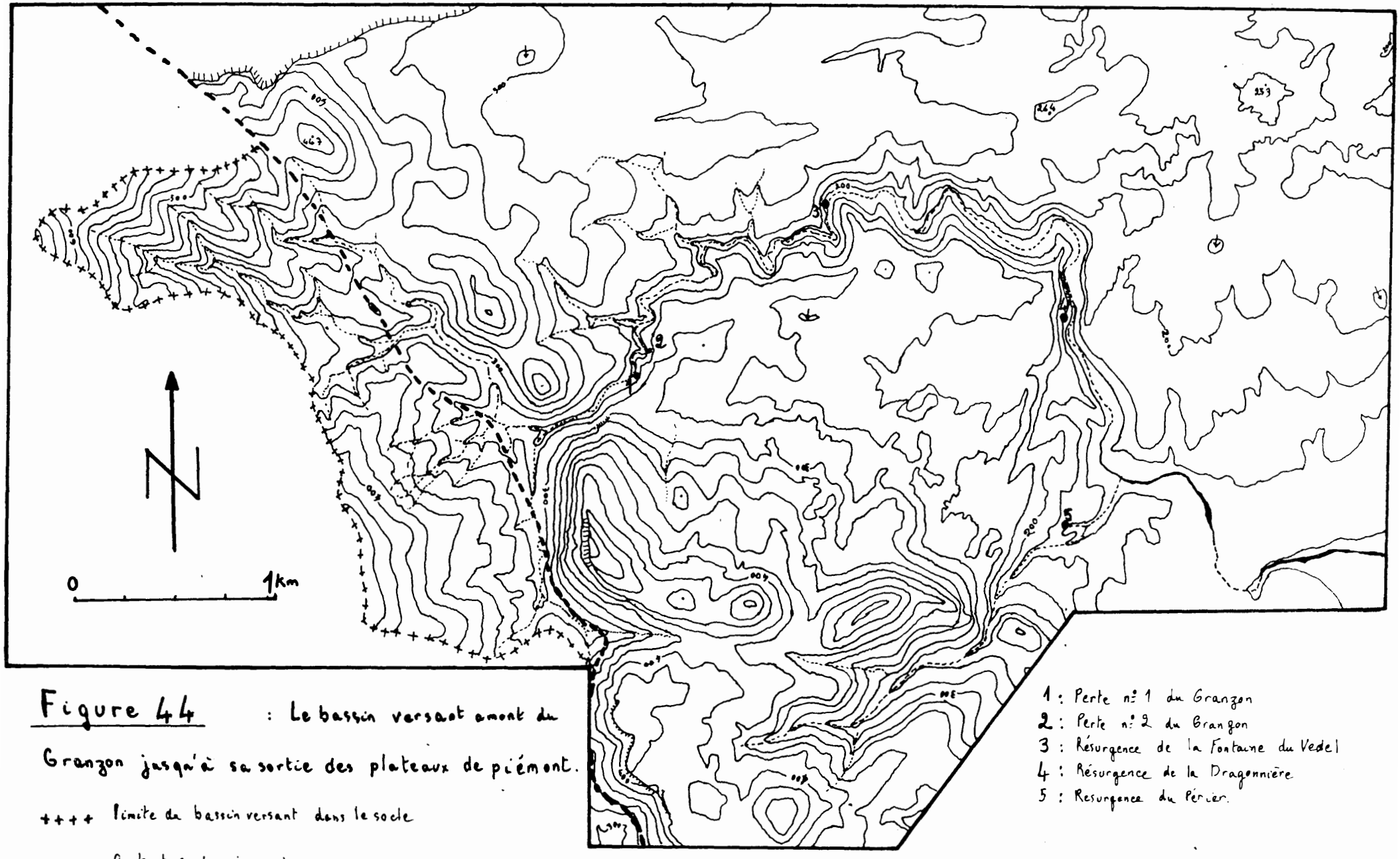


Figure 44 : Le bassin versant amont du Granzon jusqu'à sa sortie des plateaux de piémont.

++++ limite du bassin versant dans le socle

– – – Contact socle-jurassique

Equidistance des courbes 20 m . D'après Cartes topographiques I.G.N. au 25 000ème Bessèges 1-2, 3-4, 5-6 et 7-8.

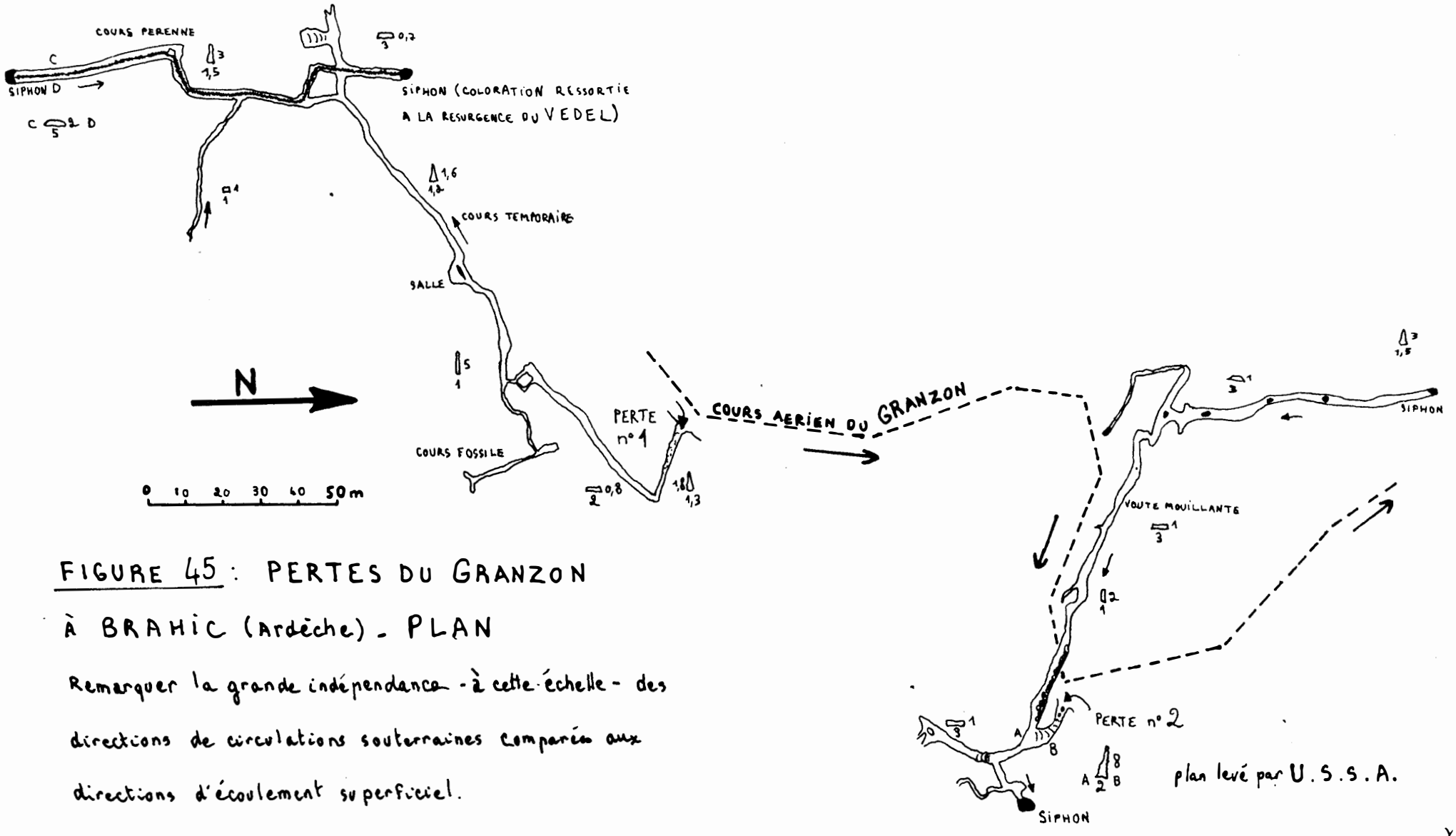


FIGURE 45 : PERTES DU GRANZON À BRAHIC (Ardèche) - PLAN

Remarquer la grande indépendance - à cette échelle - des directions de circulations souterraines comparées aux directions d'écoulement superficiel.

plan levé par U.S.S.A.

Y.C.

les pertes sont remplacées par des résurgences qui restituent au Granzon une partie des eaux prélevées en amont.

La plus élevée de ces résurgences est la Fontaine du Vedel, située en rive gauche (fig. 46), à une altitude de 195 m. Cette résurgence, légèrement penchée au-dessus de lit de Granzon, reçoit des eaux de rive droite, mais aussi de rive gauche. Son débit d'étiage est extrêmement faible, parfois nul.

Si l'on examine le plan de cette résurgence, on observe que la direction générale des écoulements y est à peu près identique à celle du Granzon, mais que les eaux souterraines ont un parcours totalement indépendant des écoulements de surface. Le maintien d'une résurgence perchée au-dessus du talweg est un argument en faveur du caractère très localisé des circulations souterraines dans ce secteur, puisqu'aucune circulation n'a encore asséché la rivière Malbos. Ses sous-écoulements en direction du Granzon sont cependant probables, étant donné les très faibles débits d'étiage. La présence d'un réseau supérieur peut être l'indice d'une relative stabilité des écoulements superficiels lors d'un inter-glaciaire ou plutôt d'une pulsation tempérée du Würm, ces réseaux n'étant pas forcément très anciens.

Le passage de l'écoulement superficiel d'une position perchée à une position proche du niveau de base karstique, et en plein dans la zone de battement de ce niveau de base, modifie la morphologie de la vallée, qui, même si elle ne comporte pas de circulations pérennes, est affectée d'écoulements beaucoup plus fréquents, six mois sur douze environ, et conserve des "biefs" quasiment pérennes et parfois fort profonds. Plus en aval, une résurgence pérenne apparaît en rive droite, la Dragonnière de Banne, dénommée par les spéologues "résurgence de la Dragonnière". Ses débits d'été sont faibles, mais existent. Elle est aussi très légèrement perchée (1 ou 2 m) par rapport au Granzon, et presque rectiligne, s'étant développée sur une faille sub-verticale, faille qui draîne une grande partie des plateaux situés en rive sud du Granzon.

La vallée du Granzon, parcourue par d'importants débits lors des fortes précipitations, sèche durant de longues périodes, est le type même de la vallée allogène intermittente dans les plateaux jurassiques. Mais elle ne doit son apparition qu'à la présence de hauteurs cristallines qui ont fourni un apport d'eaux à une altitude supérieure ou égale à celle du plateau, favorisant l'apparition d'une vallée à forte pente qui ne peut se trouver dans les autres plateaux isolés par des dépressions en roche tendre des hauteurs en roche imperméable.

2. 1. 2. 2 - La Vallée du Rieusset.

Cette vallée se trouve dans la bordure sud-ouest des plateaux de Saint-André-de-Cruzières, elle aussi dans un des rares secteurs où n'existe pas de dépression en roche tendre séparant le Jurassique des terrains plus anciens, secteur fortement entamé par l'érosion régressive du ruisseau de Font-Longue.

Le Rieusset possède un bassin versant de faible étendue, environ un kilomètre carré, sur des terrains liasiques recouverts d'importants éboulis de versants, après quoi il pénètre dans les terrains jurassiques perméables qu'il traverse par une vallée peu encaissée en amont, cinq à dix mètres, plus marquée en aval, vingt-cinq à trente mètres (fig. 47). Son cours est sinueux : d'abord SSW-NNE jusqu'à proximité de l'axe du synclinal, il repique plein sud vers les aires à grands lapiés sur 750 m, soit une direction ouest-est jusqu'à proximité de Chazelles, et reprend une direction sud-nord pour confluer avec la Claysse au sud de Chadouillet. Son lit est très irrégulier, parfois indécelable dans ce qui paraît être une vallée sèche ordinaire. La ressemblance est particulièrement nette dans l'extrémité nord de la section SSW-NNE de la vallée où toute trace d'écoulement disparaît par endroits pour faire place à des prairies. Mais dans d'autres secteurs apparaissent de nettes traces d'écoulement, avec un lit bien marqué, parfois bordé de peupliers. En aval, dans la partie encaissée est-ouest, la vallée est comblée partiellement en son fond sur une largeur de 5 à 10 m par un remplissage actuel de galets et de graviers, traces nettes de circulations temporaires importantes. Le tableau XIX donne une série de mesures d'émoussé des galets de ce ruisseau. On y voit qu'ils sont essentiellement locaux, moyennement émoussés, et parfois retouchés par des éclats actuels indiquant la permanence des actions actuelles lors des crues.

En amont de cette partie encaissée, les traces d'écoulements sont discontinues, formées par une succession de lits profonds d'un demi-mètre à un mètre et larges de un à trois mètres, parfois anastomosés, dans un lit majeur plat et large d'une cinquantaine de mètres (sur la figure 47 dans le secteur où est reporté "le Rieusset"). Un peu plus en amont, par contre, entre les côtes 264 m et 255 m, la vallée est de nouveau encaissée et on y retrouve des dépôts de galets et de graviers en quantité moindre qu'en aval.

Malgré ces dépôts, le Rieusset est beaucoup moins fréquemment parcouru par les eaux que le Granzon, et il n'est pas certain que la fréquence d'écoulement soit annuelle. Cependant, il arrive que des pluies violentes permettent une mise en charge de l'ensemble du ruisseau ; cela s'est produit à l'automne 1976 où les traces de crues étaient encore nettes après plusieurs mois : les eaux

TABLEAU XIX : Emoussé des galets dans la vallée du RIEUSSET, à hauteur de la doline du Cros de BOMBELLE.

L	l	h	R	r	Remarques
14,5	5,7	5	Rectil.	0,3	Calc. gris. Eclats récents.
14	11,8	4,5	-18	0,5	" " " " " .
8,8	5,5	4,1	17	0,6	" " " " " .
9,4	6,4	1,3	11	0,3	" " " " " . Inclusions.
7,8	4,4	3,3	6	0,3	" " " " " clair.
7,5	6,2	1,9	Rectil.	0,5	" " " " " .
5,7	4,8	1,1	6	0,1	" " " " " .
7,4	5	1,8	Rectil.	0,2	" " " " " .
5,4	4,3	1,6	19	0,3	" " " " " .
6,4	4,5	1,2	6	0,2	" " " " " clair.
4,9	4	1,3	7	0,1	" " " " " .
7,7	2,8	1,7	Rectil.	0	" " " " " . Eclats récents.
9,7	5,3	2,5	16	0,2	" " " " " .
8,4	7,8	3,4	0	0	" " " " " à éclats multiples. Pas de mesure de rayon possible.
6,6	4,1	2,1	Rectil.	0,1	Calc. gris. Eclats récents.
6	4,4	2,3	-2	0	Nodule ferrugineux.
5,4	4,1	2,2	15	0,3	Calc. gris.
6,4	3,9	1,4	20	0,2	" " " " " .
5,1	3,6	3,5	Rectil.	0,2	" " " " " .
7,4	5,5	2,3	" " " "	0,2	" " " " " en plaquettes.
5,1	2,1	1,2	" " " "	0,1	" " " " " .
5,4	3,5	1,4	18	0,1	" " " " " clair.
4,9	3,2	2	8	0,1	" " " " " .
4,9	3,3	1,5	18	0,1	" " " " " . Eclats récents.
4,2	3,6	2	15	0,2	" " " " " .
6,6	5,5	1,7	Rectil.	0,3	" " " " " .
6,2	5,3	3,3	" " "	0,2	" " " " " clair.
7,5	5	1,8	" " " "	0	" " " " " . Eclats récents.
7,3	7,2	1,8	" " " "	0,2	" " " " " en plaquettes.
5,7	4	2,4	" " " "	0,2	" " " " " .
8,3	6,2	2,7	" " " "	0,5	" " " " " .
8,7	6,8	2,1	" " " "	0,4	" " " " " .
4,6	2,4	1,7	" " " "	0,1	" " " " " .
9,9	5,5	1,6	" " " "	0	" " " " " en plaquettes avec éclats récents.
5,8	4,1	0,9	" " " "	0,2	calc. gris clair en plaquettes.
9,4	4	2,8	20	0,4	" " " " " " " " .
5,2	3,7	1,2	18	0,3	" " " " " " " foncé.
6,4	5,6	1,9	Rectil.	0,7	" " " " " .
9,2	3,1	3	19	0,1	" " " " " . Eclats émoussés.
5,6	4,5	2,6	Rectil.	0,1	" " " " " " " " " " " " " " " ".

Le signe - devant un chiffre signifie que le rayon mesuré est tourné vers l'intérieur du galet. L = plus grande longueur ; l = plus grande largeur ; h = plus grande épaisseur ; R = plus grande courbure mesurée ; r = plus petite courbure mesurée, 0 indiquant un angle vif.

Toutes les dimensions sont données en centimètres.

ont coulé sur une hauteur d'un mètre entre les côtes 264 et 255, puis elles ont étalé un cône d'épandage de 3 000 m^2, épais de cinquante centimètres à un mètre, au débouché dans la partie la moins encaissée. Plus en aval les herbes couchées et les bois flottés, les traces d'embacles contre les arbres qui poussent dans le lit du ruisseau, montrent que le lit majeur a été occupé entièrement. Il en a résulté des affouillements et des apparitions de nouveaux "lits mineurs".

La vallée du Rieusset est une vallée que son bassin "allogène" peu développé classe, par la rareté de ses écoulements, dans une catégorie presque intermédiaire avec celle des vallées sèches. Mais par cette position "ambigüe", apparaît le caractère qui permet de distinguer les vallées "sèches" des vallées "normales", allogènes dans les plateaux ardéchois : la présence d'un lit marqué entretenu par des écoulements d'une fréquence variable mais, grâce à l'apport allogène, d'une intensité parfois suffisante pour que s'exercent des actions morphologiques nettes, peu compatibles, sur les plateaux ardéchois, avec les formes purement karstiques.

2. 1. 2. 3 - La vallée du Rieussec.

Cette vallée est la seule traversant les plateaux urgoniens, avec le ruisseau de Rimouren au nord de l'Ardèche, qui n'est pas véritablement allogène. Elle ne traverse les plateaux du Rhône que dans les trois derniers kilomètres de son cours, mais longe auparavant les affleurements urgoniens sur deux kilomètres. Ce faible trajet à travers les terrains karstifiés est un élément d'explication du maintien des circulations superficielles.

L'autre caractère du bassin du Rieussec expliquant l'apparition d'une vallée allogène est l'importance du bassin versant essentiellement constitué de terrains tertiaires détritiques du bassin d'Alès ; le Rieussec se trouve en effet dans l'extrémité septentrionale de cette aire d'accumulation (voir supra chapitre sur le cadre géologique). Les terrains sont en général imperméables, les pentes faibles à l'exception de celles de l'extrémité occidentale du bassin versant qui atteint la "Montagne" de Serre.

Les caractères de ce cours d'eau sont assez proches de ceux de la vallée de Granzon. Les écoulements, fréquents, y sont importants, et ils ont donné au lit une morphologie particulière grâce peut-être à l'importance des débris transportés par les eaux, le bassin versant comportant des terrains gréseux et sableux. Le lit, plus large que dans le Granzon, est coupé par des séries de marmites des géants de grandes dimensions, qui affectent la partie aval du ruisseau, dans son dernier kilomètre.

X = 744,03 Y = 233,62 Z = 195 m

DEVELOPPEMENT = 1,5 Km

DENIVELÉE : +30 m

CALCAIRE SEQUANIEN J4

PLAN

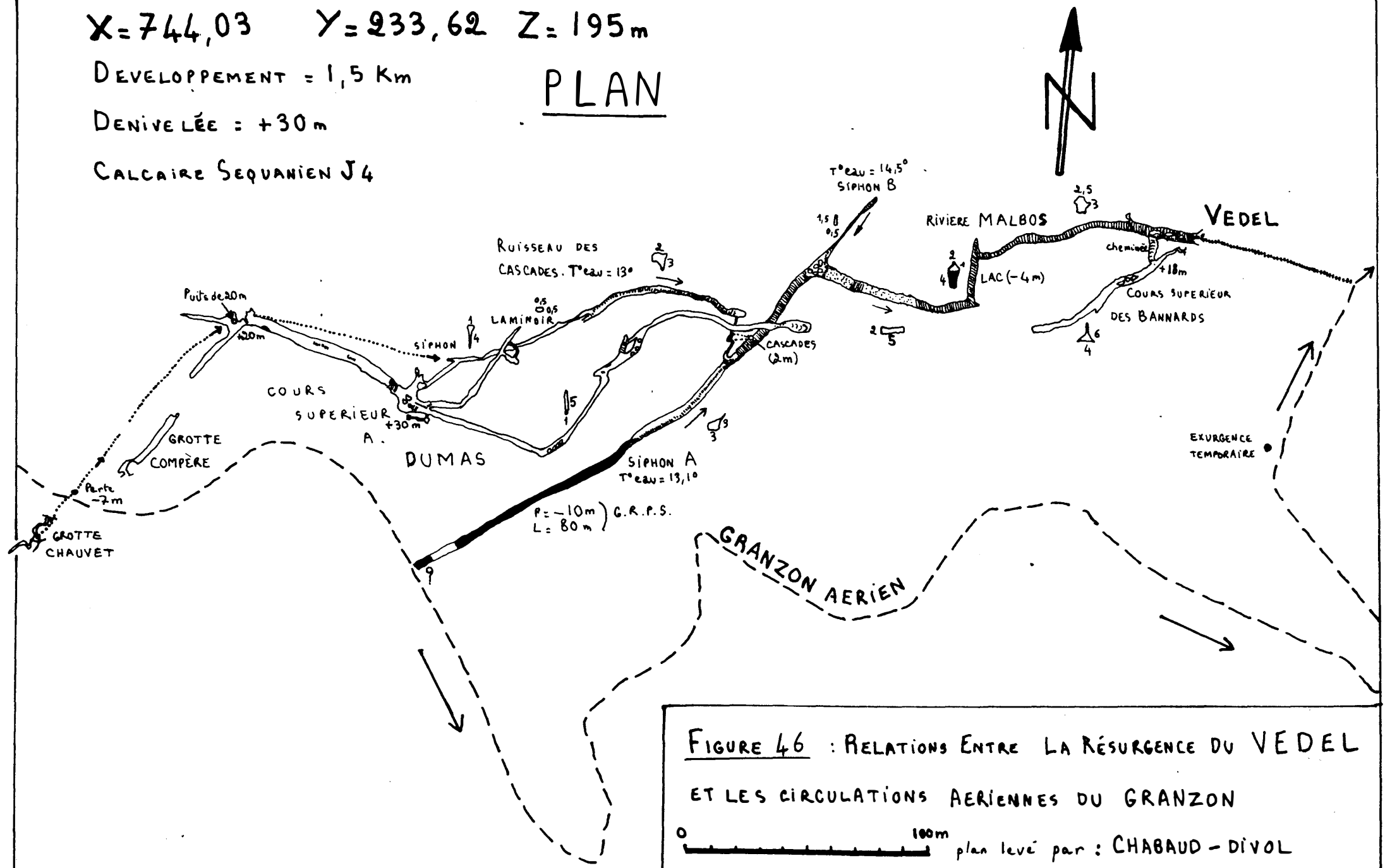


FIGURE 46 : RELATIONS ENTRE LA RÉSURGENCE DU VEDEL ET LES CIRCULATIONS AERIENNES DU GRANZON

0 100m

plan levé par : CHABAUD - DIVOL

Y.C.

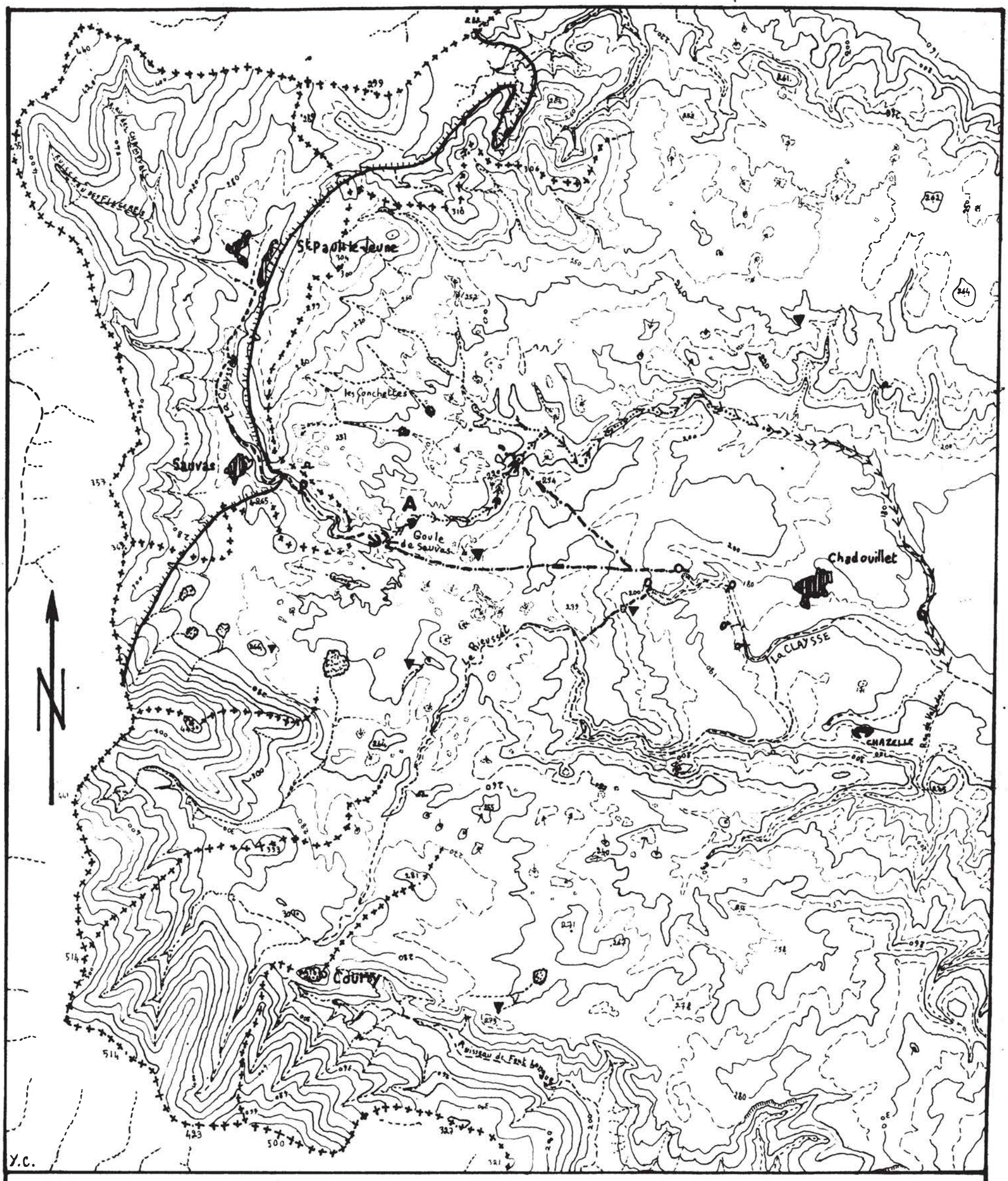


FIGURE 47 : Organisation du drainage autour de l'extrémité occidentale des plateaux de Saint-André-de-Cruzières. Les limites de bassin versant n'ont pas été prolongées sur les plateaux calcaires, où elles seraient sans signification. Remarquer les nombreuses petites pertes diffuses au sud de la partie amont de la Claysse. Noter aussi l'assez faible superficie du bassin versant de la Claysse en amont de la Goule de Sauvas

+++++++ Limites des bassins versants — limite occidentale du calcaire jurassique — Ruisseau

..... Vallée sèche à écoulement exceptionnel — > > > > Ecoulement superficiel de la Claysse — Perte

Resurgence — Grotte — Avec — 0 1 Km ECHELLE — Dolines

Equidistance des courbes de niveau : 20 mètres - Intercalaires de 10 mètres — Réseau souterrain

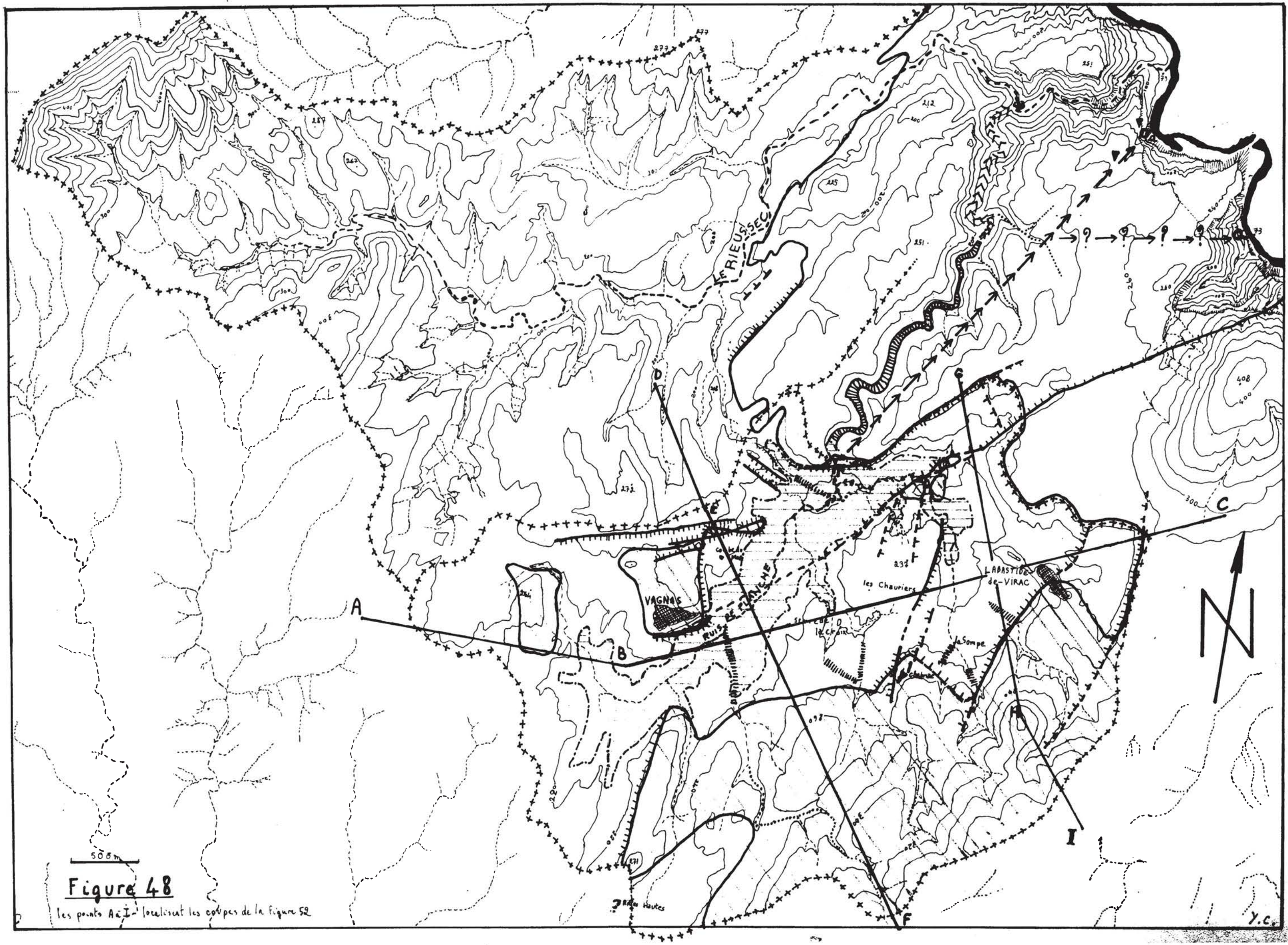


Figure 48

les points A à I localisent les coupes de la Figure 52

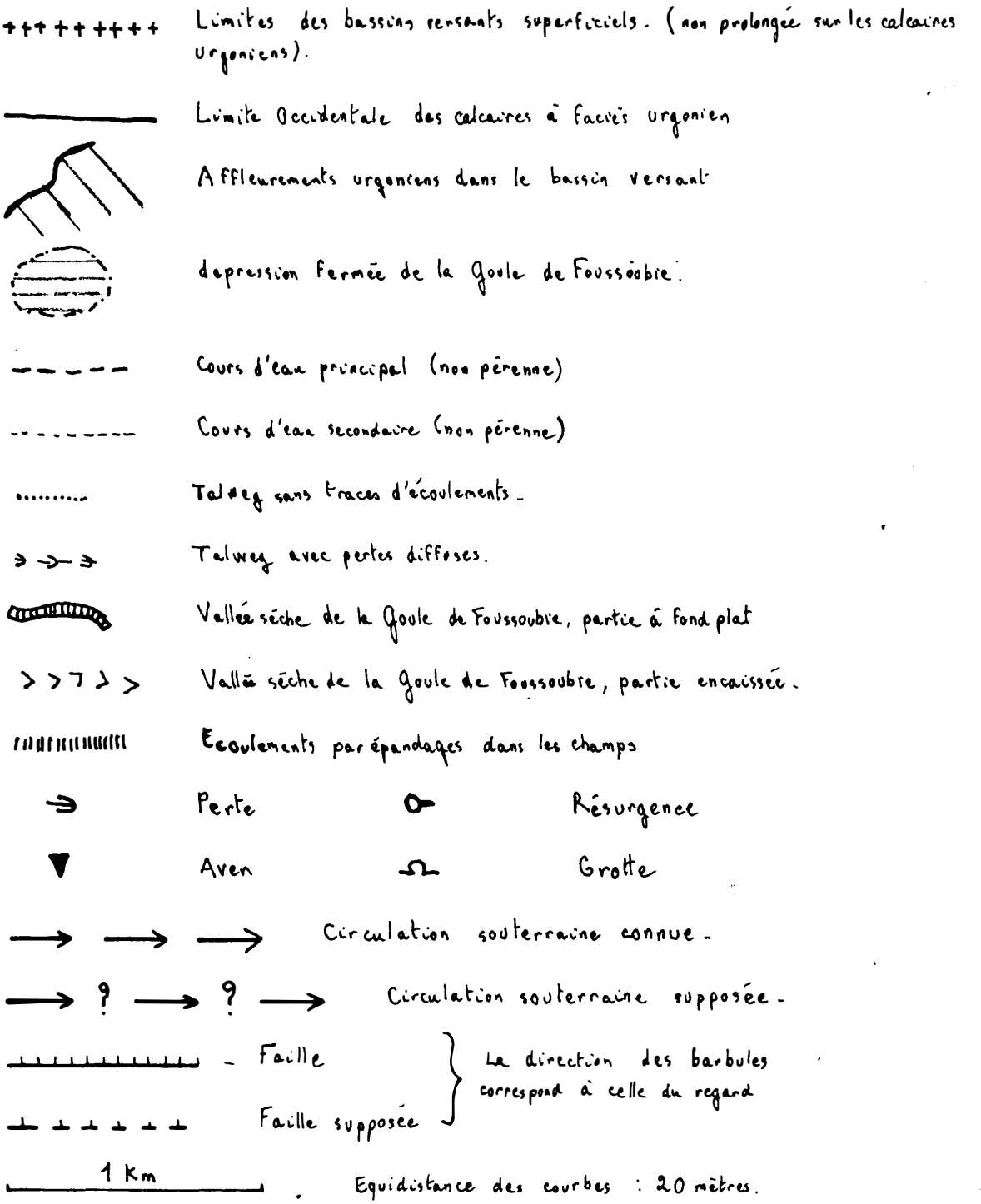


Figure 48 : Bassin versant du Rieussec, bassin versant de la Goule de Foussoubie, et phénomènes associés, en surface et en profondeur. Remarquer le caractère bordier du système karstique de la Goule de Foussoubie.

d'après carte 1/25.000ème topographique et photographies aériennes 70 FR 1960 / 150 n° 1751 - 1752 - 1753.

LEGENDE

Ces marmites peuvent atteindre une profondeur de dix mètres et résultent d'actions mécaniques, combinées avec des phénomènes de corrosion car les vitesses d'écoulement sont trop importantes pour que les eaux soient saturées. Elles sont groupées en trois ensembles séparés par des secteurs plus plans, et correspondent à la partie la plus encaissée de la vallée, parce que proche de l'Ardèche. Cet encaissement et cette présence de marmites en aval, accompagnés d'une plus forte pente qu'en amont, ont des implications morphologiques que nous examinerons dans le chapitre consacré aux pertes, car elles concernent aussi ces dernières.

Comme dans le Granzon, la partie du Rieussec située sur l'Urgonien est coupée par des pertes souvent difficiles à localiser, car diffuses dans les fissures du lit. On les repère à la présence d'écoulements en amont qui disparaissent dès que le ruisseau se trouve au contact de l'Urgonien. Il existe cependant une perte connue (fig. 48) au lieu de rencontre de la vallée sèche de la goule de Foussoubie et du Rieussec, perte encombrée de galets entre lesquels s'infiltre l'eau et qui a été dégagée sur une dizaine de mètres de profondeur. Nous n'avons malheureusement pas d'informations sur les lieux de ressortie des eaux disparues dans cette perte.

Plus en aval, dans les marmites, des aires sans fissuration forment des mares profondes qui se maintiennent durant tout l'été ; en amont, par contre, le Rieussec se trouve totalement démuni d'eau lors des mois chauds (Juillet et Août principalement).

Le Rieussec, seule rivière allogène des plateaux du Rhône, est en fait un cas particulier, ou plutôt une forme "bordière". La faible longueur de sa traversée de l'Urgonien, la faible épaisseur relative de la roche par rapport à celle du centre du plateau de l'Ardèche, sont autant de caractères qui ont permis le maintien de cette vallée. L'étude, dans les chapitres suivants, de la perte de la "Goule de Foussoubie", située dans un contexte à peine plus favorable aux circulations superficielles, et toute proche du Rieussec, montrera le caractère de "cas limite" de la vallée allochtone du Rieussec.

2. 1. 3 - Les versants des vallées allogènes.

Par l'importance des vallées qu'elles ont creusées, les grandes rivières allogènes sont bordées par les versants les plus dénivelés des plateaux ardéchois, versants d'une grande variété, même dans une seule rivière.

Si l'on utilise les définitions données par J. Nicod (1972 et 1975) et reprises par G. Fabre (1976), il existe un nombre limité de versants types dans

les grandes vallées allogènes : les versants verticaux ou sub-verticaux, regroupés sous le terme de parois ; les versants à degrés, les versants réglés, les versants à clochetons, les versants convexes et les versants composés regroupant plusieurs sections d'un des types précédents.

En raison de la différence de dénivelée entre les versants des vallées allogènes dans les plateaux de piémont cévenol et des mêmes vallées dans les plateaux du Rhône, il faut encore distinguer les formes dans les deux types de plateaux.

2. 1. 3. 1 - Les versants des vallées allogènes de piémont cévenol.

Ils sont moins élevés que les versants des plateaux du Rhône. Le Chassezac, à sa traversée du Bois de Païolive, est bordé de versants de 100 à 120 m de dénivelée. La Baume est enfoncée de 50 à 120 m dans les plateaux, la Ligne de 60 à 80 m, la vallée non pérenne du Granzon de 60 à 80 m.

On observe dans ces "gorges" des versants à parois, des versants à clochetons, souvent uniquement dans leur partie sommitale, dus à la présence de dolomie dans plusieurs étages du Jurassique, quelques versants convexes, notamment dans la partie aval des gorges du Granzon, mais avec une faible dénivelée, une quarantaine de mètres. Les versants sont le plus souvent des versants composés, souvent formés d'une alternance de parois et de versants plus ou moins réglés ; la combinaison la plus "classique" est une paroi sommitale dominant un éboulis basal ; elle est particulièrement bien représentée dans l'amont des gorges de la Baume, et dans certaines sections des gorges du Chassezac, avec un faible éboulis basal dans le cas des secondes, un important dans les premières, amenant parfois la disparition de la corniche sommitale dans des versants réglés assez mal venus (voir la rive gauche de la Baume en amont sur la photographie 1).

Il est impossible dans ce cas de parler de versants de Ritcher car la couverture de débris est trop importante pour correspondre à la définition de ce type de versant.

Une des caractéristiques les plus nettes des versants de ces vallées est leur grande variabilité sur de courtes distances. La photographie 3 montrant la vallée de la Baume à Labeaume est significative à cet égard en montrant un cas extrême de ces changements, avec passage d'un versant composé à une paroi, puis de nouveau à un versant composé, puis à une paroi à sommet en clochetons, sur une longueur de 150 m. Les variations latérales de faciès des couches jurassiques ainsi que des différences de fracturation des terrains sont respon-

sables de cette variabilité.

2. 1. 3. 2 - Les versants de la vallée de l'Ardèche dans les plateaux du Rhône.

Les "Gorges" de l'Ardèche, par leurs dimensions et leurs dénivelées sont plus proches que les gorges des plateaux de piémont de l'appellation "canyon" ; la longueur de ces gorges -trente kilomètres- est aussi bien supérieure à celle des gorges des plateaux de piémont.

Les versants de ces gorges comportent de multiples aspects sur une telle longueur. Leur dénivelée varie entre 340 m au maximum en rive du "Cirque" de Gournier et 120-130 m dans l'aval des gorges, à leur débouché sur la vallée du Rhône. En moyenne, dans la partie centrale du canyon, elle se situe entre 220 et 260 m.

Dans des formes aussi importantes, des problèmes de limite se posent, notamment dans les très longs versants de raccordement des surfaces supérieures avec l'Ardèche, en rive sud, vers la "Combe du Cros" et la "Combe de Valaurie" (voir infra fig. 51) où le raccordement de l'Ardèche avec la surface supérieure s'effectue sur une longueur ramenée à l'horizontale de 1 Km. Dans un pareil cas, comme il n'apparaît pas de ruptures de pentes, l'ensemble du versant a été envisagé.

Deux facteurs jouent un rôle principal dans la formation des versants des gorges de l'Ardèche : la plus ou moins importante résistance de l'Urgonien, qui donne des parois séparées dans les couches plus tendres par des portions de versants en pente plus ou moins importante, et la position des versants en rive convexe ou concave des méandres que décrit la rivière, les rives concaves étant bien plus abruptes que les rives convexes, même si de nos jours l'érosion latérale paraît fort ralentie.

Du fait de la relative homogénéité de l'Urgonien, dont les variations latérales de faciès sont moins fréquentes que celles des couches jurassiques, les versants ont une continuité plus importante que dans les canyons des plateaux de piémont cévenol. Aussi apparaît-il des secteurs à versants relativement identiques sur une portion étendue des gorges de l'Ardèche. L'exemple le plus net se trouve dans l'aval des Gorges où, du cirque de la Madeleine au dernier méandre, les parois sont beaucoup plus importantes que dans la partie amont où prédominent les versants composés avec alternance de parois et de versants en pente moyenne ou forte (20 à 45°) sur lesquels s'accroche une végétation de buis et de chênes.

Une des particularités de ces versants est, dans les parois, en général à leur base, mais parfois dans la paroi même, à la faveur d'une discontinuité horizontale -joint de stratification dans nombre de cas-, la présence de "Baumes", au sens géomorphologique de terme, baumes sur lesquelles nous reviendrons lors de l'étude des formes souterraines simples. Ces baumes compliquent encore le modelé des versants en obligeant à distinguer deux formes là où n'est envisagée qu'une seule forme en général : la paroi, ou la Baume qui introduit un surplomb dans la paroi. Ces baumes, ainsi que la présence d'éboulis de gravité non triés, et de groises précédemment décrites, sont autant de caractères montrant l'importance des actions périglaciaires dans le modelé des versants des gorges de l'Ardèche, caractères que l'on retrouve par ailleurs dans les canyons des plateaux de piémont cévenol.

2. 1. 4 - Conclusion : Vallées allogènes et niveau de base.

A l'issue de cette étude des vallées allogènes ardéchoises, il apparaît entre les vallées allogènes pérennes et non pérennes une différence dans les interactions entre ces vallées et le paysage calcaire.

Dans le cas des vallées allogènes pérennes, ces dernières, par l'importance des eaux qu'elles apportent, et aussi par l'importance de leurs actions érosives qui leur ont permis de s'adapter au niveau de base général de la région avec une faible pente, déterminent un niveau de base auquel s'adaptent le paysage calcaire et les circulations souterraines. La rivière allogène pérenne est un système morphologique dominant le paysage calcaire qui lui est antinomique.

Les rivières allogènes non pérennes, au contraire, se trouvent dans une situation de dépendance par rapport au paysage calcaire ; ce dernier possède un niveau de base souterrain karstique qui se trouve en général plus bas en altitude que le lit de la rivière allogène ; cette dernière se trouve en déséquilibre et ne peut maintenir ses écoulements que durant des périodes plus ou moins brèves durant lesquelles l'apport superficiel compense les pertes dans le calcaire ; en même temps le niveau de base karstique peut se trouver rehaussé vers le sommet de la zone de battement des eaux souterraines, ce qui supprime l'infiltration et peut même provoquer la résurgence d'eaux souterraines dans le lit de la rivière non pérenne. Cette intermittence explique que les grandes rivières pérennes sont des formes stables alors que les formes non pérennes se trouvent morphologiquement défavorisées par rapport aux circulations souterraines permanentes et, comme nous le verrons dans la suite de cette étude, peuvent ainsi devenir inactives au profit des écoulements purement karstiques.

C H A P I T R E 2. 2.

-:-

LES FORMES DE DECOUPAGE NON KARSTIQUE

DES PAYSAGES CALCAIRES ARDECHOIS :

LES VALLEES AUTOCHTONES

Si elles n'atteignent pas les dimensions des vallées allogènes, les vallées autochtones couvrent une superficie considérable des plateaux ardéchois. Leur forme et leur développement sont essentiellement fonction de l'épaisseur relative de la couche calcaire, définie précédemment ; il apparaît en effet que ces vallées se classent de part et d'autre d'un "seuil" géomorphologique : le seuil d'écoulement des eaux dans la vallée. Par "écoulement", nous n'entendons pas l'écoulement "instantané" et local d'eaux sur les dépôts imperméables d'une vallée sèche lors de pluies d'orages, mais une circulation organisée résultant d'une saturation de l'ensemble de la masse calcaire sous-jacente à la vallée, circulation qui a donc la possibilité d'être continue et de ne pas disparaître après quelques dizaines ou centaines de mètres dans une perte; sauf vallée aveugle bien entendu.

Dans une telle perspective, plusieurs types de vallées apparaissent, et ils seront examinés en fonction de leur degré croissant de karstification ; la valeur de l'épaisseur relative de leur position dans le calcaire peut varier dans de fortes proportions selon les régions en fonction de la nature de la roche, du climat, de la tectonique, etc.

2. 2. 1 - Les vallées en calcaire mince.

Le terme "calcaire mince" concerne l'épaisseur relative du calcaire, et non pas l'épaisseur des couches. Le terme mince désigne une épaisseur relative variant entre 0 et 20 m sur les plateaux ardéchois. Un exemple de ce type de vallée se trouve au NNE de Chandolas, exactement au nord et 250 m du hameau de la Roche, dans un ruisseau sans nom sur la carte d'Etat-Major (feuille Bessèges, n° 3-4, X = 753 ; Y = 236,5).

Géologiquement, le secteur se trouve à la base des calcaires assez tendres du Berriasien (C_{VI}) et au sommet des calcaires plus résistants du Portlandien -ou Tithonique- (J^{8-7}). Cette moindre résistance a peut-être facilité le développement des formes, mais le facteur prépondérant a été la faible épaisseur de la dalle calcaire au-dessus du niveau de base que forme le Chassezac tout proche, qui se trouve à 105 m, niveau de base relatif car en été le Chassezac peut être à sec et l'eau circuler en sous-écoulement dans ses alluvions à une altitude moindre. Mais en période d'écoulement des eaux sur le calcaire, il y a peu de chances que le Chassezac soit à sec (sauf cas particu-

lier d'un orage local) et l'on peut admettre que l'altitude de ce dernier correspond au niveau de base moyen.

Si le niveau de base se trouve à 105 m, les collines calcaires dominant le Chassezac se situent à une altitude moyenne de 140-150 m dans le secteur du ruisseau étudié (marqué par la lettre B sur la figure 50) ; cela leur donne une altitude relative par rapport à la rivière de 35 à 45 m ; la portion aval étudiée du ruisseau a une altitude allant de 110 m en aval à 120 m en amont, soit une dénivelée de 5 à 15 m par rapport au niveau de base, très faible, qui permet de comprendre la présence de traces d'écoulements dans la vallée, parfaitement sèche en été.

Cette vallée, comme plusieurs autres de ce secteur, se caractérise par sa parfaite concavité basale, avec une indentation faible, parfois nulle, du talweg par rapport à cette concavité (fig. 49). Les bords sont lisses, avec de petits redans dus à des différences de dureté des bancs. La régularité des versants où la roche est souvent à nu, le parfait polissage de certaines surfaces, paraissent dus à un faible diaclasage qui, s'il était présent, devrait déterminer des accidents transversaux par érosion différentielle.

La portion aval de la vallée a été spécialement étudiée parce qu'elle montre des rapports nets entre formes de fond et formes de surface dans un tel paysage ; cette partie aval est orientée ouest-est, puis NNW-SSE. Dans le virage se trouve une grotte à niveau avec le talweg ; cette grotte est probablement fonctionnelle car le talweg est plus dégagé et régulier en aval du virage qu'en amont. Une exploration rapide des premières dizaines de mètres de la grotte n'a pas été très significative, mais les formes observées dans la cavité ne contredisent pas son utilisation par les eaux ; il y a notamment des dépôts de parois argileux qui indiquent des stagnations d'eaux chargées en solides, donc des circulations.

Lors de l'exploration, nous avions été quelque peu déconcerté par la présence dans les dix premiers mètres de la grotte de graviers et de cailloux anguleux, manifestement peu transportés par les eaux, qui disparaissent en profondeur pour faire place à une galerie du type conduite forcée -syngénétique dans la terminologie de Ph. Renault-, tout comme l'entrée qui est parfaitement circulaire, forme typique des circulations sous pression ; cette présence de cailloux était en relative contradiction avec cette sorte de galerie, et surtout sa localisation stricte en aval, suivie par des dépôts argileux, était problématique. C'est cependant cette localisation qui permet d'expliquer la présence de ces cailloux, qui correspondent à une circulation des eaux à

double sens dans la cavité : en période de pluie, un décalage peut apparaître entre les circulations de surface et les circulations souterraines : si la pluie est violente, une saturation superficielle des sols peut précéder la saturation profonde et un écoulement superficiel apparaît rapidement pendant que le niveau des eaux souterraines s'élève plus lentement ; dans un tel cas l'écoulement des eaux dans la partie amont de la vallée précède la mise en charge dans les conduits karstiques et les eaux circulant dans la vallée s'engouffrent dans la grotte à niveau avec le talweg jusqu'au moment où la mise en charge souterraine équilibre puis dépasse la mise en charge extérieure. C'est durant cette période transitoire de début de crue que les débris anguleux provenant de l'EXTERIEUR pénètrent dans la grotte, qui est en légère pente vers le fond, mais ne peuvent dépasser la distance d'une dizaine de mètres parce qu'ensuite la pente de la cavité change. Il s'agit là d'une forme de détail fine concernant un dépôt peu important, mais elle montre bien la complexité des relations entre formes de fond et de surface, complexité à la fois spatiale et temporelle.

Dans le cas de vallées affectées d'une faible épaisseur relative, on observe donc des formes d'écoulement relativement organisé, affecté fréquemment par des circulations d'eau. Comme ce cas présente bien des caractères communs avec celui des vallées en calcaire moyennement épais, leurs caractères seront examinés ensembles à l'issue de l'étude de ce second type de vallée.

2. 2. 2 - Les vallées en calcaire moyennement épais.

Elles se situent dans des aires d'une épaisseur relative variant environ entre 20 et 40 m. Nous en examinerons les caractères dans la vallée du ruisseau de Fontgraze, à deux kilomètres au nord du ruisseau précédemment étudié (fig. 50), ruisseau dont la vallée traverse l'étage Portlandien-Tithonique (J^{8-7}) pour atteindre le Kimméridgien supérieur (J^{6-5}) des calcaires ruiniformes de Païolive. Le réseau hydrographique dessiné par ce ruisseau et ses affluents est différent du précédent par son encaissement supérieur (une quarantaine de mètres), par la pente beaucoup plus accusée des versants, et par sa hiérarchisation plus poussée puisqu'il s'agit d'un ruisseau du troisième ordre alors que le système précédemment étudié n'était que du deuxième ordre.

Une différence importante entre les deux réseaux hydrographiques est l'éloignement du niveau de base général formé par le Chassezac. Elle est importante dans le ruisseau de Fontgraze qui se développe entre 300 et 1 800 m à vol d'oiseau du Chassezac, alors que le ruisseau précédemment étudié n'en était éloigné que de 250 à 600 m. Cet éloignement joue un rôle dans la forma-

tion des vallées en provoquant une remontée du niveau supérieur du karst noyé dans les secteurs éloignés du niveau de base général, par suite de la nécessité d'une certaine pente pour que se produise un écoulement. L'aven du Reméjadou, situé dans le méga-lapiaz structural qui se trouve immédiatement au nord de la vallée étudiée, en est une preuve simple : situé à une altitude de 195 m, il est parcouru en son fond, à 30 m de profondeur, par une circulation d'eau quasi pérenne, puisqu'elle s'entendait nettement de la surface le 19 Août 1974, en plein été. Cette circulation, dont on peut supposer qu'elle est proche du sommet de la zone noyée, parce qu'elle est permanente et donne de part et d'autre de l'aven sur des galeries noyées sur une grande longueur, se trouve à une altitude de 165 m, soit 65 m plus haut que la Chassezac vers lequel le pendage indique que les eaux vont se diriger et 40 m plus haut que la Baume qui coule à un peu plus de 2 Km au nord de cet aven. Par rapport au Chassezac, distant de 3 Km, la pente est donc de 2 %, tout comme par rapport à la Baume, ce qui éxclut une circulation à contre-pendage vers cette dernière.

Cette remontée du niveau phréatique au centre des plateaux calcaires -et qui n'est pas particulière à cette roche-, a déjà été signalée par P. Birot (1949) ; elle diminue l'épaisseur relative de la masse calcaire et permet l'établissement d'un système hydrographique organisé comme celui du Ruisseau de Fontgraze, qui suit en fait cette remontée de la nappe karstique, tout en concourant d'ailleurs à l'abaisser, peut-être localement en permanence, mais surtout temporairement en période de fortes précipitations : le ruisseau évacue une partie des eaux d'une part, grâce à sa pente et à la pente de ses versants, et fournit d'autre part à la nappe karstique un exutoire proche qui compense l'éloignement de la périphérie du plateau calcaire. Il y a donc une interaction entre l'éloignement et la formation des vallées qui permet le maintien de ces dernières, formes hydrologiques "normales" dans des secteurs par ailleurs extrêmement karstifiés.

Excepté son enfoncement bien plus important, la vallée du Ruisseau de Fontgraze a un lit assez semblable au lit du ruisseau précédemment étudié, bien que plus large et apparemment plus fonctionnel ; le fond est lui aussi lisse, sans indentation marquée du talweg ; il n'y a ni lit majeur ni lit mineur mais un seul lit arrondi formant une parfaite concavité basale. Il y a là une surprenante convergence de forme avec certains "oueds" des Tassilis N'Ajjers, à pluviosité très rare et très violente sur plateaux gréseux, et, dans la même roche sous climat tropical humide, avec les lits de rivières du plateau de Mouka-Ouadda (Empire centrafricain) (M. Mainguet, 1972) ; lorsque l'on connaît

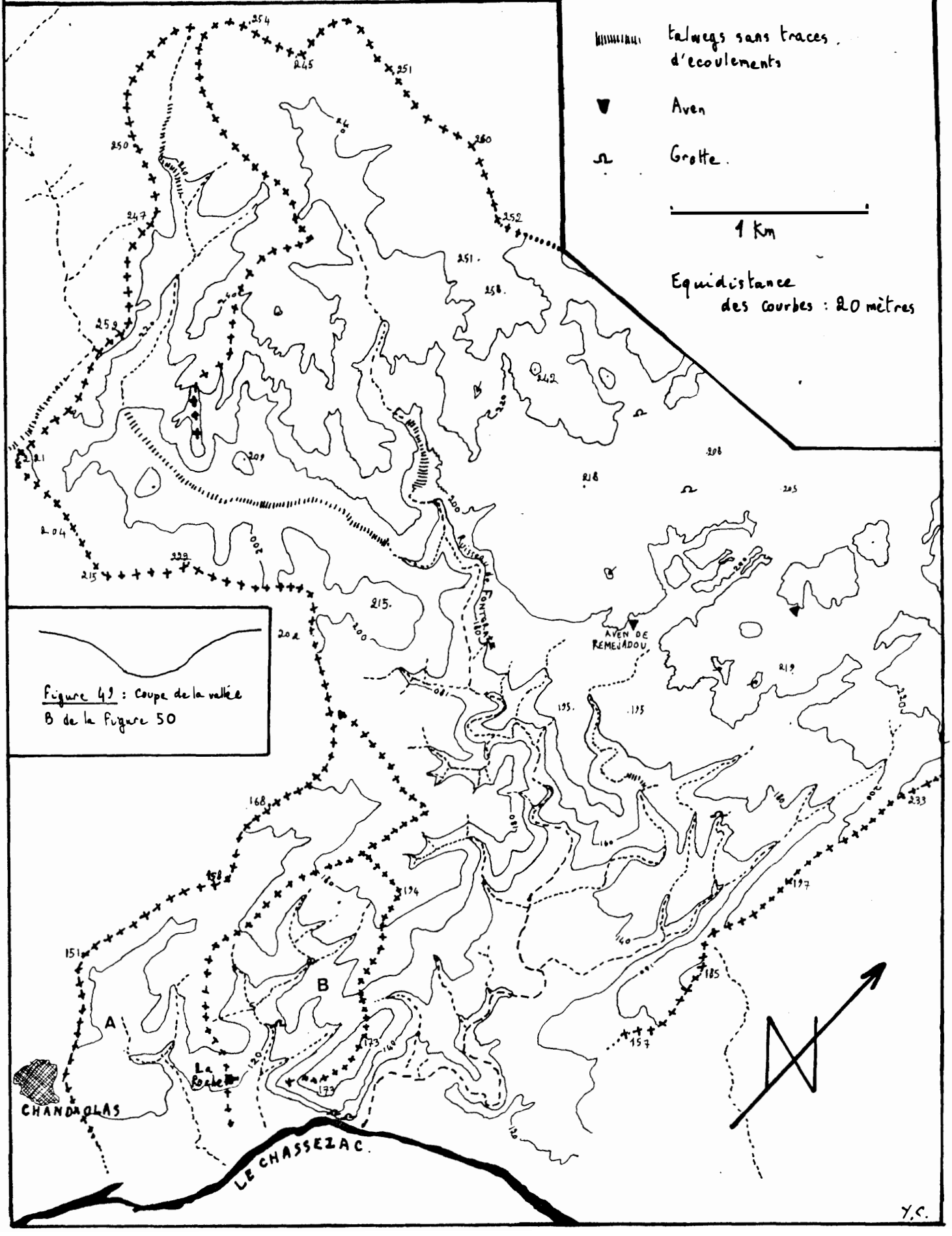
la violence des précipitations sur les plateaux ardéchois et la rapidité de certaines mises en charge karstiques qui alimentent en eau les vallées lorsque le sommet de la zone de circulation permanente remonte et atteint l'altitude des vallées, cela explique cette absence d'indentation du lit par un lit mineur, les seuls écoulements à pouvoir érosif intense se faisant lors de crues qui parcourent le lit majeur. En secteur karstifiable, le phénomène peut être accentué, si le battement de la zone amphibie est suffisant, par la présence de petites pertes diffuses dans le lit qui engouffrent les faibles écoulements de début et surtout de fin de crue susceptibles de former par dissolution un lit mineur. Dès que la forte crue cesse, l'écoulement cesse aussi et il ne reste plus que d'importantes mares résiduelles dans des secteurs calcaires non fissurés. Ces mares ont tendance à s'approfondir par dissolution ; si au cours de l'été elles s'évaporent, partiellement ou totalement, et précipitent leur calcaire, celui-ci est remis en mouvement à la crue suivante pour deux raisons :

- le calcaire précipité a une structure poussiéreuse ou granuleuse permettant son transport par les actions mécaniques, et non pas de dissolution, de la crue suivante.

- dans les mares, après les crues, se dépose au fond une couche d'argiles et de limons, parfois mince, parfois plus importante. C'est sur cette couche que le calcaire se dépose, ce qui donne un aspect blanchâtre aux dépôts d'argile résiduels lorsqu'il y a assèchement complet de la mare -observations effectuées aux pertes du Granzon-. Pour les mêmes raisons mécaniques que précédemment, la crue suivante, en emportant l'argile, emporte aussi le calcaire, même si elle ne le met en solution que bien plus tard. Le même phénomène s'observe aussi parfois sous terre - réseau de Peyrejal -, sans aller jusqu'à l'évaporation complète des mares. Il paraît lié à la présence d'impuretés dans les eaux.

En définitive, la grande différence entre les deux vallées étudiées, en dehors de la dénivelée et de la raideur des versants, réside dans la hiérarchisation du second système, qui est absente dans le premier et qui a été facilitée par l'enfoncement de ce système loin à l'intérieur du plateau. Mais dans les deux cas, les têtes de vallées en pente douce posent un problème de genèse car elles ne sont plus fonctionnelles de nos jours et sont souvent fort longues (voir notamment le ruisseau dont le bassin versant est marqué par la lettre A sur la figure 50). Elles paraissent rattachables à des phénomènes périglaciaires, récents à l'échelle géologique, qui ont permis une autre végétation et surtout un gel du sol, saisonnier étant donné l'altitude et la latitude, qui

FIGURE 50 : Réseaux de Vallées au Nord de Chandolas.



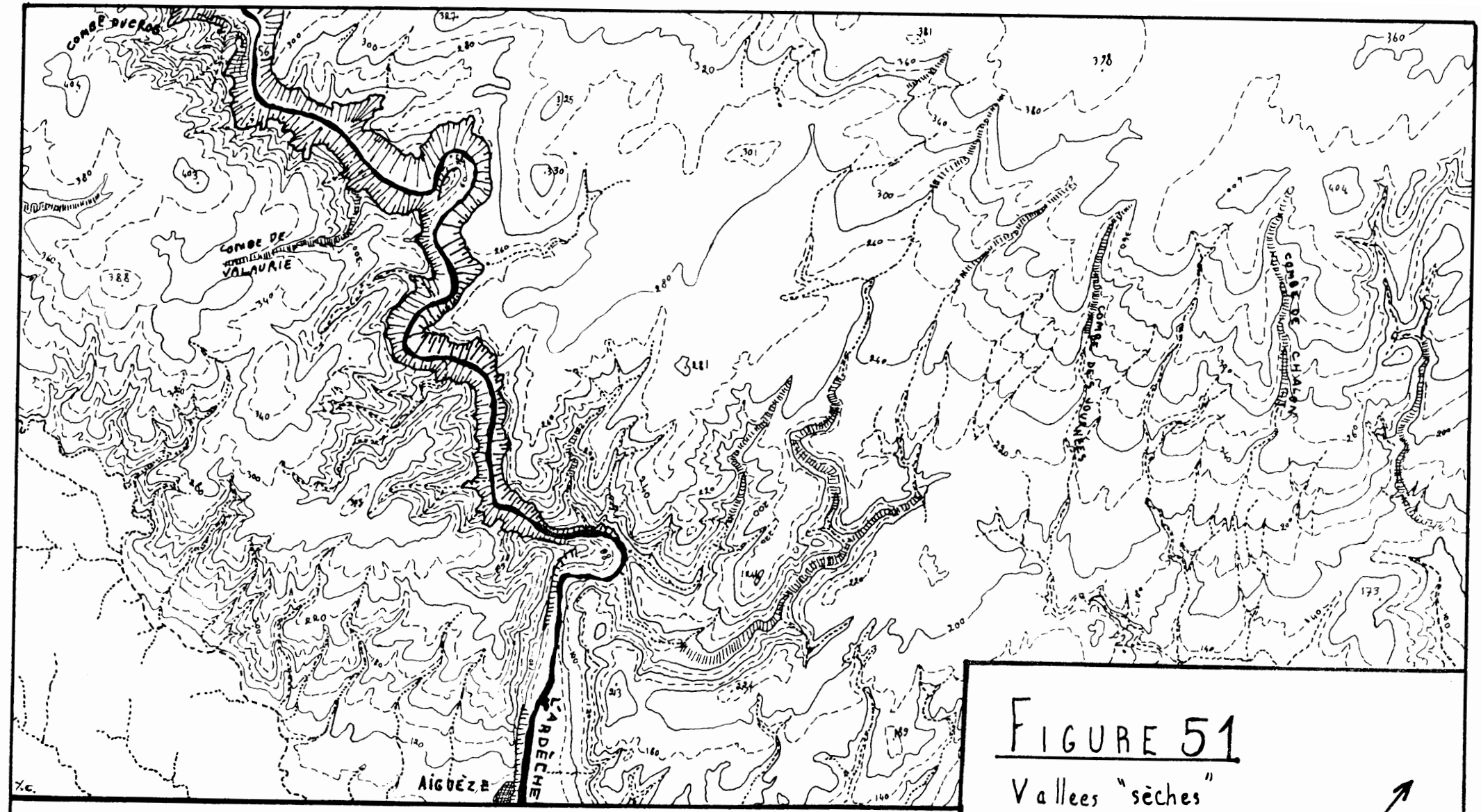


FIGURE 51

Vallees "sèches" de l'extrémité Sud-Est des Plateaux du Rhône

imperméabilisait le calcaire et permettait un écoulement érosif, actif surtout en période de dégel, et facilité par la gélifraction qui préparait les débris ; la détermination de la limite actuelle des formes fonctionnelles est quasi-impossible, une forme apparemment figée pouvant devenir exceptionnellement active (voir infra l'exemple de la "Combe de Blanc" in 2.3.1.). Mais en règle générale les têtes de vallées, ne pouvant pas être considérées comme actives dans le cas de rivières autochtones, sont une des nombreuses formes paléoclimatiques qui font des paysages calcaires français des formes inadaptées aux conditions climatiques actuelles, formes que la relative immunité du modelé calcaire entretient par le biais de la perméabilité.

Deux faits viennent cependant compliquer encore l'étude de ces têtes de vallées :

- tout d'abord il est parfois difficile de définir ce qu'est la tête de vallée. Cela est net dans le bassin superficiel du Ruisseau de Fontgraze, qui est affecté de sections où le talweg, employé ici dans son sens large de "ligne joignant les points les plus bas d'une vallée" (Dictionnaire de la Géographie de P. George, 1974, p. 411), qu'elle soit drainée ou non- est coupé par des sections longitudinales où n'apparaissent pas de traces d'écoulement, sections qui ont été représentées par un signe spécial sur la figure 50. Lorsque de telles sections ont une longueur approchant 2 Km, comme dans la partie ouest du bassin du Ruisseau de Fontgraze, peut-on rattacher l'amont de ces sections au bassin aval, ou doivent-elles être considérées comme des bassins indépendants ? Dans une perspective paléogéographique, nous les rattacherions plutôt au bassin du Ruisseau de Fontgraze, car il a fallu des périodes d'écoulement continu pour que s'élaborent ces vallées, mais dans une perspective "actuelle", il est défendable de considérer ces systèmes comme indépendants, bien qu'il soit fort possible que parfois se produise un écoulement continu sur toute la longueur du talweg. Si l'on considère l'ensemble de l'eau écoulée sur la partie amont, et plus encore l'ensemble de l'eau tombée sur cette partie, la branche ouest du bassin du Ruisseau de Fontgraze est statistiquement indépendante et tributaire d'un drainage souterrain par pertes diffuses.

- enfin, si l'explication paléoclimatique de la genèse des têtes de vallées est probable, il faut aussi faire intervenir un autre facteur : la possibilité d'une genèse de ces vallées pendant des périodes de niveau de base plus élevé qui mettait les affleurements calcaires à niveau avec le niveau de base ; les vallées se seraient alors formées en suivant l'enfoncement du niveau de base, devenant inactives au fur et à mesure de cet enfoncement. Cette hypothèse n'est

pas incompatible avec la précédente, les vallées ayant pu se former selon le second processus et être reprises par les écoulements en périodes périglaciaires.

Ces deux vallées, cependant, paraissent posséder plus de point communs que de différences. La cause réside dans leur épaisseur relative assez faible, qui les maintient dans le niveau de battement de la zone amphibie souterraine et permet des circulations superficielles qui, si elles ne sont pas pérennes, sont cependant suffisamment fréquentes pour influencer le modelé.

2. 2. 3 - Les vallées en calcaire épais.

Lorsque l'épaisseur relative du calcaire devient trop importante, supérieure à 40-50 m en Ardèche, les vallées cessent d'être affectées par les battements du sommet de la zone noyée et il apparaît un seuil géomorphologique : une vallée dans cette position cesse d'être parcourue par des circulations d'eau, rares peut-être, mais organisées, avec un écoulement parcourant des distances importantes, écoulement croissant de l'amont vers l'aval. Le plus souvent la vallée n'a plus d'écoulement du tout, ou des circulations localisées sur des placages imperméables tapissant le fond de la vallée, circulations qui disparaissent après un court trajet dans des pertes bordant les placages. La vallée peut être parcourue durant un temps bref par des pluies d'orages violentes qui saturent la partie superficielle du sol. Mais elle n'a pas d'écoulements continus durant toute une période de pluies importantes d'automne ou de printemps comme en ont les vallées précédentes.

Dans de telles conditions, ce sont surtout les données lithologiques et la topographie d'ensemble du secteur qui commandent l'aspect et l'importance des vallées sèches ; c'est aussi l'influence qu'ont pu avoir les actions paléogéographiques essentiellement quaternaires sur ces formes, puisqu'elles sont quasiment figées de nos jours ; enfin doit être considérée l'évolution purement karstique postérieure à la formation de ces vallées.

Dans un tel cadre, deux types de formes peuvent être distinguées dans les zones à forte épaisseur relative : les vallées résultant de la disparition en profondeur de circulations importantes, et celles uniquement locales, résultant probablement d'une imperméabilisation totale ou partielle de la roche sous l'effet du gel ; le premier type correspond uniquement dans les plateaux ardéchois à des apports d'eaux allogènes, donc à des pertes, et sera étudié dans le chapitre suivant ; le second, très fréquent sur les plateaux ardéchois, a été l'objet d'une évolution différente sur les plateaux de piémont cévenol et

sur les plateaux du Rhône.

2. 2. 3. 1 - Les vallées autochtones sur les plateaux du Rhône.

Sur ces plateaux, de faciès urgonien, la carte topographique montre de nombreux vallons secs portant souvent le nom de "Combe" ; certains descendent du "Bois de Ronze" vers les Gorges de l'Ardèche -"Combe" du Cros, "Combe" de Valaurie au nord-est de la maison forestière du Grand Aven- ; d'autres raccordent la surface d'aplanissement supérieure, ou surface de Saint-Remèze, avec la surface inférieure de Bidon ou avec les hautes terrasses du Rhône -"Combe" des journées, "Combe" de Chalon, entre Bidon et Bourg-Saint-Andéol-. (voir leur localisation in figure 51).

Ces "combes" inactives ont topographiquement un aspect de vallées "normales" à circulation d'eau fréquente ; elles ne sont pas affectées de contre-pentes, qu'il s'agisse de "combes" encaissées et à forte pente comme celles qui descendent vers les gorges de l'Ardèche, ou qu'il s'agisse de "combes" aux versants adoucis comme les têtes de vallées des "combes" descendant vers le sud du Bois de Ronze et du Bois de Laval dans la partie méridionale des plateaux ; la seule manifestation positive -l'absence d'écoulement pouvant être considérée comme une manifestation négative- est l'apparition sur les versants d'affleurements calcaires affectés d'un début de lapiazage.

Cette conservation des vallées sèches à caractères karstiques peu marqués relève du même processus que la rareté des formes karstiques de surface sur tous les plateaux du Rhône. L'Urgonien paraît inapte à la formation de ces formes, probablement -voir le chapitre sur les formes de surface- parce qu'il est trop résistant pour permettre leur développement. Il a par contre été sensible aux actions périglaciaires qui l'ont fortement entaillé et c'est durant les périodes froides quaternaires que se sont probablement formées toutes les vallées actuellement observées, en même temps qu'étaient oblitérées de nombreuses formes karstiques de surfaces -lapiés notamment-.

Cependant, tout comme dans les vallées à calcaire moyennement épais, la possibilité d'une formation de ces vallées lorsque le niveau de base karstique se trouvait beaucoup plus haut, donc antérieurement à la formation des gorges de l'Ardèche, ne peut être écartée. Cela est notamment possible pour les vallées joignant les deux surfaces d'aplanissement qui ont fort bien pu s'élaborer lors de la formation de la surface d'aplanissement inférieure. Là encore, il n'y a aucune incompatibilité entre les deux genèses, et le développement important de ces "combes" amène à proposer une genèse "polycyclique"

-au sens large s'entend- : les vallées sèches, élaborées lors de la formation de la surface inférieure auraient été plus ou moins démantelées par l'érosion karstique, puis les périodes froides du Quaternaire les auraient régularisées. De nos jours, par le processus bien connu de la relative immunité des formes superficielles sur les karsts, elles restent figées, et seulement parcourues -pour quelques unes d'entre elles- par les eaux de pluies violentes, aucun gel de sol ne permettant des circulations superficielles et la grande épaisseur du calcaire maintenant en profondeur la zone de battement des circulations souterraines.

Ce qui est surprenant, c'est qu'aucune doline d'importance n'a commencé à altérer la régularité des lits de ces vallées sèches. Les rares dolines des plateaux du Rhône se trouvent au contraire sur les plateaux non affectés par les entailles des vallées sèches. Cette immunité que l'on observe actuellement a pu jouer précédemment en permettant la conservation des formes d'une pulsation froide à l'autre sans que la pulsation suivante n'ait à réaménager une vallée sèche dont la construction avait été amorcée précédemment ; elle la retrouvait "dans l'état" et le creusement, et surtout la régularisation, s'en trouvaient facilités. Il en résulte un paysage où bien des aspects du modelé sont peu karstiques parce qu'élaborés sous un climat permettant l'apparition de formes non karstiques dans un paysage calcaire, et qu'ils sont depuis restés figés par inaptitude au faciès urgonien local à former dans les conditions climatiques actuelles des formes karstiques de surface d'importance, même si par ailleurs la karstification se poursuit normalement en profondeur.

Cette karstification s'est trouvée cependant modifiée par le développement de ces vallées, au moins dans la répartition de ses formes. Les avens qui perforent les plateaux du Rhône, en effet, se trouvent toujours sur les versants, et jamais dans les talwegs des vallées sèches ; un exemple de cette disposition est celui de la "Combe des Eaux", à 2 Km au sud-est de Labastide-de-Virac où l'aven des Deux Gorges et l'aven de la Vache sont situés tous deux sur le versant ouest de la "combe". L'explication réside dans le remplissage de débris dans les fonds de vallée qui empêchent l'ouverture des avens, les fissures karstiques étant toutes comblées, débris qui sont l'agent principal de la régularisation des vallées sèches ; sur les versants, au contraire, il y a eu dégagement de ces débris périglaciaires, et les avens ont pu se former. Cependant, il ne faudrait pas en déduire qu'il n'y a pas d'infiltrations dans les vallées sèches des plateaux du Rhône. Elles existent mais sont diffuses, et susceptibles de se saturer si les précipitations instantanées sont trop importantes.

Un paysage calcaire à modelé non calcaire, tel est donc le lot de bien des aires des plateaux du Rhône. Sur les plateaux de piémont cévenol, il n'en sera pas de même.

2. 2. 3. 2 - Les vallées autochtones sur les plateaux de piémont cévenol.

Sur ces plateaux, essentiellement jurassiques, les formes sont tout autres. D'une part l'épaisseur relative plus faible du calcaire permet à la plupart des vallées "sèches" d'être actives lors de remontées du niveau sommital des circulations souterraines. D'autre part, en dehors de ces vallées parcourues par les eaux, l'ampleur de la karstification de surface oblitère rapidement les formes de circulation non karstique qui perdent alors leur aspect de vallée pour devenir de simples zones un peu déprimées si la pente est faible. Cela est le cas de la dépression où passe la D. 252 dans la partie ouest du Bois de Païolive. Si la pente est plus forte, les vallées deviennent alors des vallées sèches affectées de contre-pentes dues à la présence de dolines dans le talweg. Une évolution de ce type peut être vue dans l'amont du Ruisseau des Valadas, sur la feuille Bessèges n° 7-8, au sud et au sud-est du Rameau de Chazelles (voir fig. 47) : la tête de réseau est formée de plusieurs talwegs peu marqués, de largeur très irrégulière, et défoncés par de nombreuses dolines, parfois rondes, parfois allongées dans le sens du talweg, dans lesquels tous les écoulements, même lors de pluies violentes, deviennent impossibles.

En règle générale, il est possible d'affirmer que dans les plateaux de piémont cévenol, l'évolution du paysage tend à la disparition des vallées "sèches" lorsqu'elles ne sont pas entretenues par les apports d'eau du battement de la zone amphibie ou par des apports allogènes.

Cette opposition absolue entre les plateaux du Rhône à faciès urgonien et les plateaux de piémont cévenol, généralement jurassiques, est d'une grande importance pour l'étude des paysages calcaires. En effet, elle souligne avec une grande clarté les difficultés d'interprétation paléoclimatique des formes dans une région donnée dès que varie un des paramètres influant sur l'évolution de ces formes. Cela rend difficile, presque impossible même, des comparaisons de formes qui ne sont pas situées dans des lithologies identiques, car le passé des plateaux de piémont cévenol et des plateaux du Rhône est suffisamment proche pour être considéré comme un facteur commun ; la divergence de modelé observée devient alors presque uniquement lithologique -et un peu tectonique, la surélévation des plateaux du Rhône par rapport au niveau de base ayant pu intervenir-, et donc révélatrice de l'influence de ce seul paramètre. Dans un

des cas, les formes paraissent figées sous leurs débris, dans l'autre, elles s'oblitèrent si rapidement qu'elles ont pratiquement disparu depuis la dernière récurrence froide, probablement parce qu'elles s'oblitéraient déjà entre chaque période "froide" précédente et qu'il n'y avait pas addition des modelés froids de chaque période. Aussi se fonder sur l'évolution d'un modelé pour en déduire l'âge, devient, sur les plateaux calcaires, une opération hasardeuse, si elle n'est pas fondée sur un examen minutieux des conditions lithologiques et des modelés calcaires environnants.

2. 2. 4 - Les versants des vallées autochtones.

Leurs caractéristiques ont déjà été sommairement décrites dans les pages qui précèdent. Ces vallées ne sont en général pas affectées par des parois mais par des versants à pente moyenne, qui sont souvent des versants à degrés dans les plateaux jurassiques, avec mise en valeur de chaque banc résistant, à une échelle qui n'excède guère l'échelle métrique ; sur les plateaux du Rhône, les actions périglaciaires prépondérantes donnent des versants en faible pente, parfois presque indécelables dans la topographie. Seules les vallées autochtones descendant vers les canyons ont parfois des versants en plus forte pente, intermédiaires entre ceux des vallées allogènes et ceux des vallées autochtones.

Si l'on compare en effet les versants des deux types de vallées, il apparaît une opposition radicale entre ces types de versants : sur les plateaux ardéchois -et nous ne prétendons pas que cela soit généralisable ailleurs- seules les formes allogènes donnent des versants abrupts à parois, ainsi que certaines formes autochtones se raccordant à niveau avec les vallées allogènes et ayant évolué par érosion régressive à partir du niveau de base de ces dernières. Le ravin de Tiourre, en rive gauche amont des gorges de l'Ardèche est une illustration de ces formes autochtones à parois, parce que la tectonique a favorisé l'érosion régressive dans le ravin. Mais le paysage calcaire ardéchois, dans son "coeur" séparé des formes allogènes, est dépourvu d'abrupts parce que les déplacements verticaux s'effectuent non pas sur mais sous la terre. Aussi les rares formes non calcaires, comme les vallées "sèches" autochtones sont affectées de versants peu dénivelés ; les processus eux-mêmes qui ont permis leurs formations -processus essentiellement périglaciaires- les ont, par la gélifraction et la gélituration, amenés à un état actuellement en équilibre, surtout sur les plateaux du Rhône, parce que les pentes actuelles sont trop faibles pour que se produise un transport. Cependant il arrive que les actions anthropiques, notamment la construction des terrasses fort fréquentes sur les plateaux ardéchois, aient amené, après l'abandon des terrasses, à des états de

déséquilibre des versants dont il est difficile de dire s'ils sont purement anthropiques ou s'ils comportent des tendances naturelles au déséquilibre. Par contre les versants allogènes peuvent, rarement parce que les processus géomorphologiques actuels sont peu importants, présenter des déséquilibres notables amenant des effondrements de parois, que l'on observe en plusieurs points des gorges de l'Ardèche, dans les plateaux du Rhône comme dans ceux de piémont cévenol.

C H A P I T R E 2. 3.

-:-

UNE FORME DE CONTACT PARTICULIER DES VALLEES AUTOCHTONES

AVEC LE PAYSAGE CALCAIRE :

LES PERTES

Nous avons dans les deux chapitres précédents envisagé toutes les formes de découpage par les eaux des paysages calcaires. Mais il arrive que ces découpages se trouvent interrompus par une brusque prédominance des écoulements souterrains sur les écoulements superficiels. Sur les plateaux ardéchois, ces PERTES apparaissent essentiellement au contact de cours d'eaux allogènes avec les paysages calcaires et la figure 47 montre nombre de ces pertes autour des plateaux de Saint-André-de-Cruzières. Elles sont généralement diffuses, par désorganisation progressive du lit du cours d'eau jusqu'à sa complète disparition, mais il arrive aussi que la perte soit ponctuelle, et corresponde à un système souterrain à grandes galeries et non pas à circulations fissurales.

Sur les plateaux ardéchois, il existe deux cas particulièrement nets de systèmes hydrographiques allogènes disparaissant dans les terrains calcaires : les pertes de la Claysse dans la "Goule" de Sauvas, sur les plateaux de piémont cévenol de Saint-André-de-Cruzières, et les pertes du Ruisseau de la Planche dans la "Goule" de Foussoubie, dans la partie occidentale des plateaux du Rhône à faciès urgonien.

2. 3. 1 - Les pertes de la Claysse.

Elles seront envisagées en premier parce qu'elles sont moins "totales" que celles de la "Goule" de Foussoubie. Elles se trouvent dans l'extrémité occidentale de la partie synclinale du plateau de Saint-André-de-Cruzières, au contact de ce synclinal jurassique avec les terrains triasiques. La Claysse (Fig. 47) naît de la réunion du Ruisseau de Champvals et du Ruisseau des Filgères. De Saint-Paul-le-Jeune à Sauvas, elle longe le plateau calcaire dans une petite dépression périphérique nord-sud, où elle est déjà affectée par une perte partielle légèrement perchée qui absorbe les eaux de crues, et peut, peut-être, fonctionner aussi en résurgence. Cette dépression est du même type que les dépressions de pied de cuesta, avec cependant des pendages plus élevés.

Après avoir coulé sur 1 500 m le long du plateau, la Claysse, à hauteur de Sauvas, s'oriente WNW-ESE et s'enfonce de 900 m à vol d'oiseau et de 1 200 m de cours développé à l'intérieur du calcaire jurassique ; son cours, d'orthoclinal, devient cataclinal.

A 1 200 m de l'entrée dans le plateau calcaire, la Claysse disparaît dans une perte grandiose à niveau avec le cours de surface ; ce n'est que plus loin

dans le réseau qu'apparaissent de petites dénivelées. Cette disposition est caractéristique de rapports fond-surface dans des paysages calcaires peu épais où la notion de volume intervient moins.

La vallée de la Claysse est donc une vallée aveugle typique. Mais si cette vallée est aveugle dans la quasi intégralité de ses écoulements, et dans son contexte topographique, il arrive exceptionnellement que ses écoulements trouvent un autre exutoire : lors des grandes crues, en moyenne une fois tous les ans, lorsque les eaux montent d'une dizaine de mètres, elles trouvent un exutoire de surface dans une vallée sèche qui se situe au nord de la perte et à une centaine de mètres en amont de cette dernière. Cette vallée sèche, dans sa partie amont, correspond à l'ancienne vallée de la Claysse, et a été plus fonctionnelle autrefois que de nos jours, puisqu'elle s'est enfoncée sur une dizaine de mètres dans les lapiés environnants. Elle suit une direction générale WSW-ENE, puis WNW-ESE, puis NNW-SSE ; elle est appelée dans sa partie amont "Combe de Blanc" et dans sa partie aval "Ruisseau de Carle", différence toponymique soulignant une différence dans les fréquences d'écoulement des eaux dans la vallée. Plusieurs pertes jalonnent l'extrême amont, témoignant de l'activité actuelle de cette vallée ; dans les crues les moins violentes, les pertes les plus proches de la "goule de Sauvas" (marquées par la lettre A sur la figure 47) absorbent l'essentiel des écoulements. Plus en aval, la vallée "sèche" montre une alternance de secteurs à talwegs marqués, souvent précédés ou suivis de dépressions fermées de petite taille (pertes et résurgences) et de secteurs où la vallée sèche est parfaitement plane. La vallée peut donc être le lieu de circulations par sous-écoulements apparaissant localement en surface. Mais ces circulations ne suivent pas forcément la même direction que la vallée et leurs eaux peuvent provenir des plateaux au nord-ouest de la vallée sèche (au lieu-dit "les Conchettes") et émergent à la faveur de l'encaissement de la vallée sèche, si les circulations souterraines sont déjà saturées.

Mais, plus exceptionnellement encore (une fois tous les deux ou trois ans ?), il arrive que le débordement des eaux par l'exutoire de la vallée sèche soit suffisant pour que cette dernière soit parcourue par un écoulement continu sur toute sa longueur ; le cas s'est produit lors des grandes crues de l'automne 1976 où le pont de la route longeant la Claysse a presque été recouvert, toute la partie en amont de la Goule de Sauvas étant transformée en lac. Lors des crues de l'automne 1977, ce pont a été recouvert par les eaux.

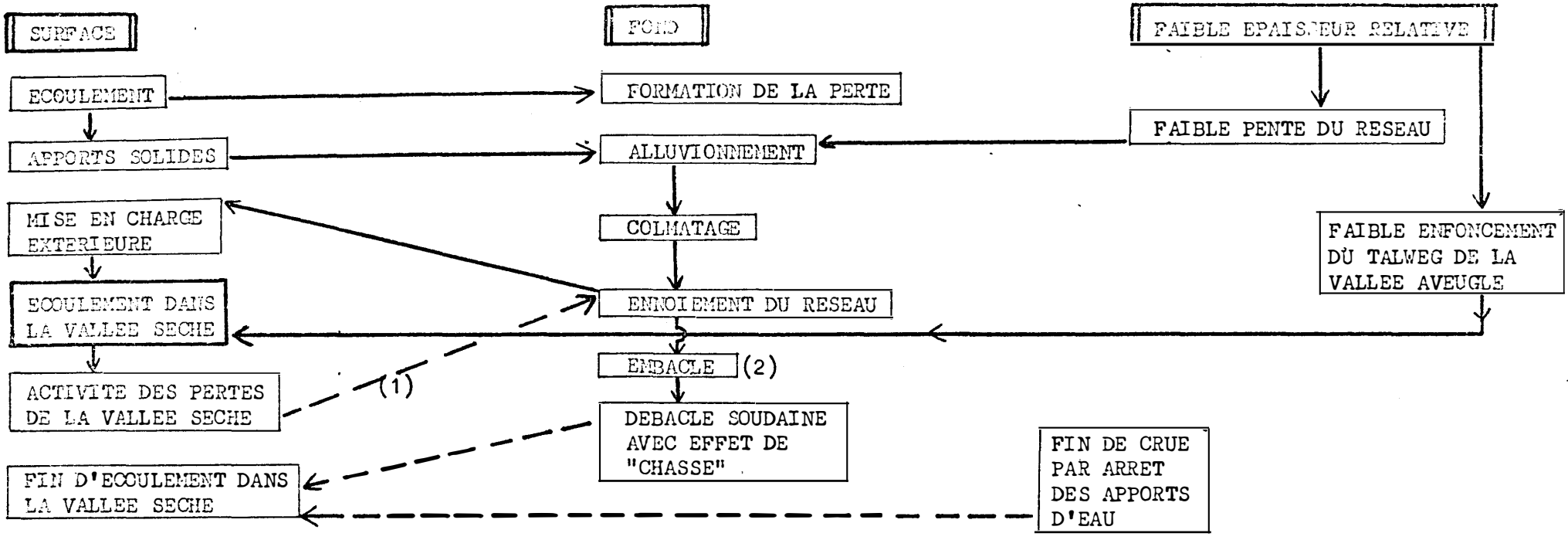
Deux facteurs contribuent à l'apparition de tels phénomènes de débordement :

d'une part la faible épaisseur relative du calcaire. De même que le réseau s'enfonce sous terre sans dénivelée importante, parce qu'il ne peut s'approfondir par manque de niveau de base plus dénivelé, de même le talweg superficiel suit ce faible approfondissement et atteint le débordement après une mise en charge de dix mètres, ce qui est peu dans les circulations souterraines, ici répercutées en surface par remontée de cette mise en charge vers l'amont.

D'autre part, ces circulations d'eau sont favorisées par la topographie de la cavité dans laquelle se perd la Claysse ; il y a là un rapport fond-surface qui semble simple : - modification de l'hydrologie de surface par la structure des galeries d'un réseau souterrain dans lequel disparaît le réseau superficiel - ; mais ce rapport fond-surface est en fait bien plus complexe parce que les apports alluviaux de surface jouent un rôle important dans les modifications des galeries souterraines ; si ces dernières ne parviennent pas bien à évacuer les eaux qui entrent par la "Goule de Sauvas", suivent les galeries de cette cavité, puis ressortent par la branche de droite de l'évent de Peyrejal (voir infra chapitre sur le plateau de Saint-André-de-Cruzières), c'est parce que ces galeries sont presque totalement obstruées par des galets, graviers et sables (les limons et argiles sont quasi-inexistants dans le réseau par suite de la rapidité des circulations souterraines). Tous ces alluvions proviennent essentiellement des apports de la Claysse qui fournit donc elle-même les matériaux de son obstruction. La présence dans la vallée de la Claysse, environ 800 m en amont de la Goule, d'un dépôt d'ordures a pu jouer son rôle dans l'obstruction actuelle du réseau, car nous avons pu constater de visu l'importance des embacles dans la Goule de Sauvas derrière des accumulations de cuisinières ou de vieux bidons, ou de pneus d'automobiles !!

Le tableau XXI joint montre les différentes relations fond-surface conditionnant l'écoulement des eaux vers la vallée sèche. Encore qu'il ne s'agisse que d'un tableau simplifié puisqu'il ne tient pas compte de paramètres de surface éloignés comme la structure du bassin versant et les quantités d'eau apportées par la Claysse, il montre combien déjà est délicate l'interprétation d'une simple mise en charge dans un paysage calcaire ; il faut notamment remarquer le "circuit fermé" d'interactions dû au fonctionnement des pertes de la vallée sèche qui alimentent le réseau profond, augmentant ainsi la mise en charge du réseau et contribuent donc à l'augmentation de l'écoulement dans la vallée sèche.

Le système de la Goule de Sauvas est caractéristique d'un paysage calcai-



(1) : Les eaux des pertes concourent à l'ennoiement du réseau parce qu'elles alimentent, en aval de la Goule de Sauvas, soit le réseau de Sauvas proprement dit, soit le réseau anastomosé de Peyrejal.

(2) : L'utilisation du lit de la Claysse en amont de la Goule de Sauvas comme dépôt d'ordures contribue aux embacles en fournissant des matériaux importants et peu denses (pneus, fourneaux, etc) qui servant d'amorce aux embacles (observation personnelle "de visu").

TABLEAU XXI : RELATIONS FOND-SURFACE DES DIFFERENTS PARAMETRES INFLUANT SUR L'ECOULEMENT DES EAUX DANS LA VALLEE SECHE DE LA "COMBE DE BLANC" AU-DESSUS DES PERTES DE LA CLAYSSE A LA GOULE DE SAUVAS.

Superficie totale du bassin versant	14 Km^2
Superficie de la dépression fermée topographique	1,93 Km^2
Superficie des affleurements urgoniens dans le bassin versant	5,50 Km^2
Superficie des affleurements non urgoniens	8,50 Km^2

TABLEAU XXII. Superficie des différentes parties du bassin versant de la Coule de Foussoubie.

re à faible épaisseur relative ; avec le système de la "Goule de Foussoubie", va être envisagée une perte développée dans un paysage calcaire dont l'épaisseur relative est plus importante.

2. 3. 2 - Les pertes de la "Goule de Foussoubie".

2. 3. 2. 1 - Description.

Situé à la limite des communes de Vagnas et de Labastide-de-Virac, au sud-ouest des plateaux du Rhône crétacés, (coordonnées Lambert X = 230,5 - ; Y = 763), le système de la Goule de Foussoubie, de par ses dimensions, qu'elles soient souterraines ou de surface, est un des ensembles karstiques majeurs des plateaux ardéchois et même de la bordure calcaire du sud-ouest du Massif Central. Il draine toutes les eaux de la dépression située essentiellement entre Vagnas et Labastide-de-Virac (fig. 48). Le tableau XXII donne les dimensions du bassin versant du ruisseau de la Planche qui disparaît dans la perte.

Contrairement à ce qui se produit à la Goule de Sauvas, TOUS les écoulements superficiels, quelle que soit leur importance, sont évacués souterrainement ; si les conduits souterrains s'engorgent et n'évacuent plus toutes les eaux, un lac se forme en surface, augmentant la mise en charge et donc le débit.

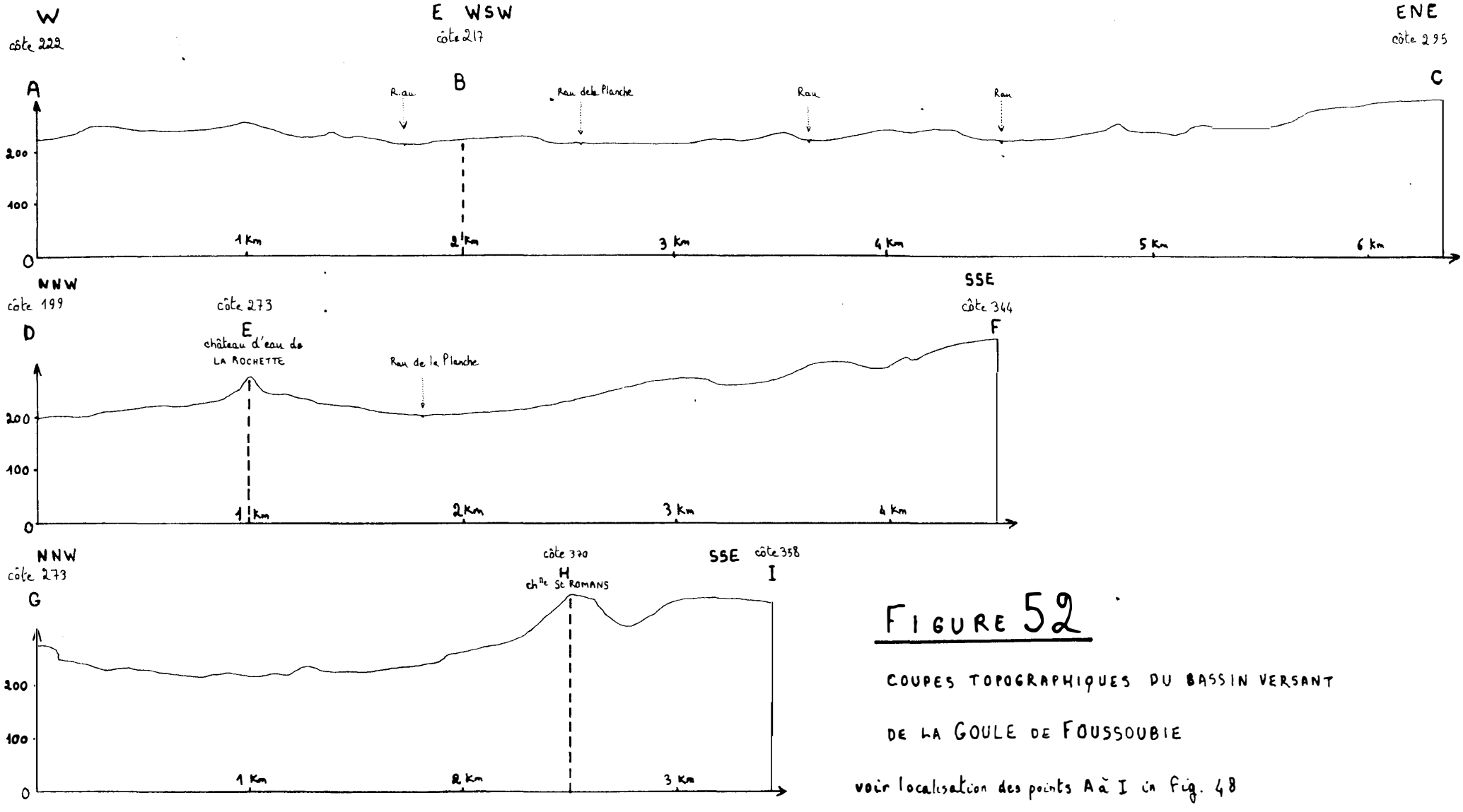
La partie superficielle du bassin de la Goule de Foussoubie est le plus remarquable exemple des plateaux ardéchois de système karstique bordier. Mais l'examen des chiffres du tableau XXII souligne une des difficultés que l'on rencontre à l'étude de tels ensembles : doit-on se limiter à la partie fermée topographiquement, donc certainement karstique, -au moins sous nos climats-, ou l'étude doit-elle recouvrir l'ensemble du secteur drainé par les cours d'eaux qui disparaissent dans les pertes karstiques ? Dans le cas présent, la différence de surface concernée est considérable puisqu'elle varie dans un rapport de un pour la zone topographiquement fermée à sept pour la zone drainée par le ruisseau de la Planche.

La présente étude envisagera l'ensemble du secteur drainé. En effet, ce ne sont pas seulement les phénomènes morphologiques et hydrologiques affectant la partie topographiquement fermée qui influeront sur les systèmes souterrains -ou de surface- situés plus en aval, mais les phénomènes morphologiques affectant l'ensemble d'un bassin versant. A l'expression "dépression fermée", qui n'a qu'une signification topographique, il serait préférable, surtout dans

une recherche des rapports entre formes de fond et formes de surface, de substituer l'expression "bassin hydrologique fermé" ; un tel bassin sera beaucoup plus représentatif de l'influence véritable de l'hydrologie de surface sur l'hydrologie souterraine, et même du développement véritable des actions karstiques. Par contre, un tel élargissement de l'aire étudiée oblige à rechercher quelles sont les parties de cette aire formées sous l'influence des formes karstiques actuelles et quelles sont les parties antérieures au développement des bassins versants actuels.

Si l'on examine la topographie du bassin versant, une opposition existe, en dehors des hauteurs bordières urgoniennes appartenant au bassin et possédant des pentes bien supérieures à celles des parties basses, entre la partie ouest de ce que l'on pourrait appeler la "plaine" de la Goule de Foussoubie, et la partie est de celle-ci autour de Labastide-de-Virac ; la partie ouest est plus plane, sans accident topographique l'interrompant, alors que la partie est est irrégulière, avec des buttes (côte 237 m près de l'ancien moulin à vent) et de nombreux replats perchés par rapport au niveau actuel des écoulements de la Goule de Foussoubie. Les parties planes non perchées sont plus restreintes que dans la partie ouest de la dépression. Cette opposition apparaît sur la figure 48 qui montre un bassin versant grossièrement semi-circulaire, bordé de calcaires urgoniens sur ses bordures nord, est et sud ; l'Urgonien lui-même forme une importante partie (40 %) de ce bassin versant au sud-est. Au nord-ouest le bassin est bordé par une série d'affleurements crétacés très variés (C_{I-II} ; C^{6-5} ; C^{7} ; C^{3}) comportant marnes, argiles, grès calcaires tendres ; ces affleurements sont tectonisés et situés dans un noeud de fractures. A l'ouest, par contre, la transition est plus simple, le bassin versant étant bordé par les couches du complexe lacustre de l'Oligocène supérieur du bassin d'Alès (m_{I-II}) sans qu'apparaissent des fracturations.

Le bassin versant lui-même, excepté les affleurements crétacés urgoniens, est essentiellement formé dans sa partie centrale et occidentale de Sannoisien supérieur (m_{IIIa} ; calcaires marneux avec intercalations de lignite) et autour de Labastide-de-Virac d'Aptien indifférencié (C_{I-II} ; Gargasien et Bédoulien) ; à proximité de la perte, une épaisse couche de limons (jusqu'à trois mètres) recouvre ces formations, indiquant une phase de sédimentation par comblement partiel de la perte, qui ne se produit plus de nos jours où, au contraire, le ruisseau attaque ces limons.



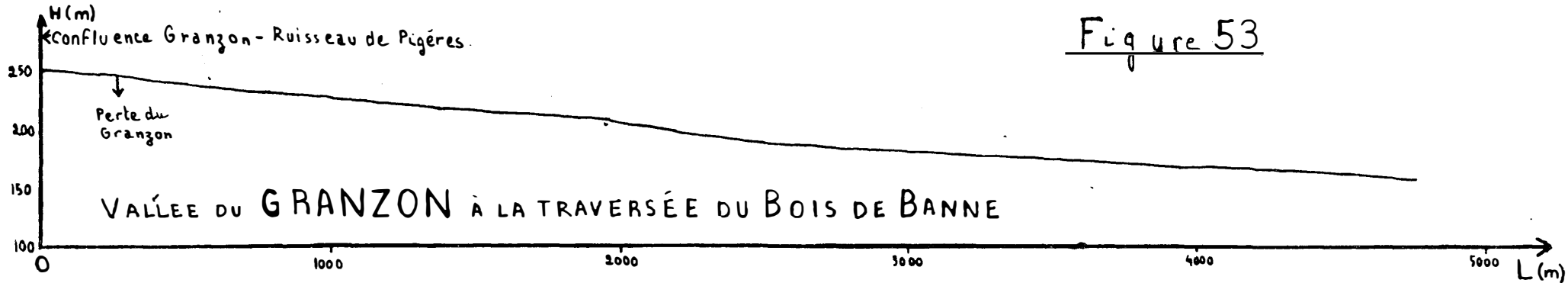
Echelle des Longueurs 1/25 000ème - Echelle des Hauteurs 1/10000ème.

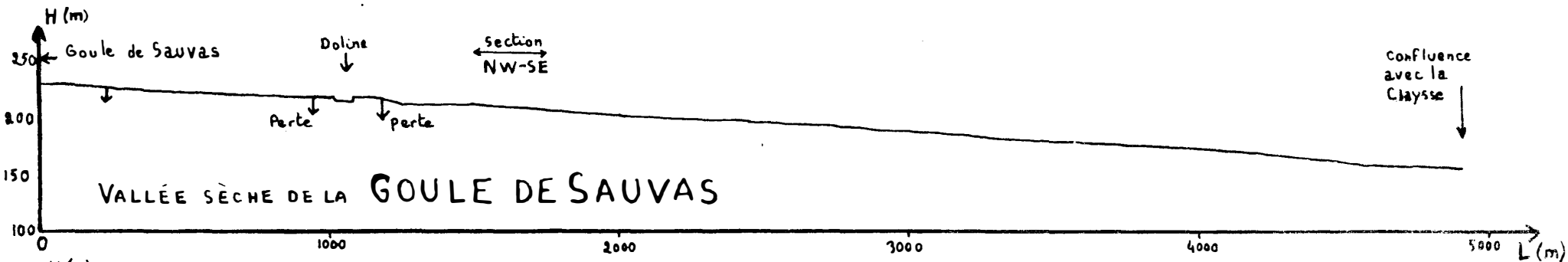
FIGURE 52

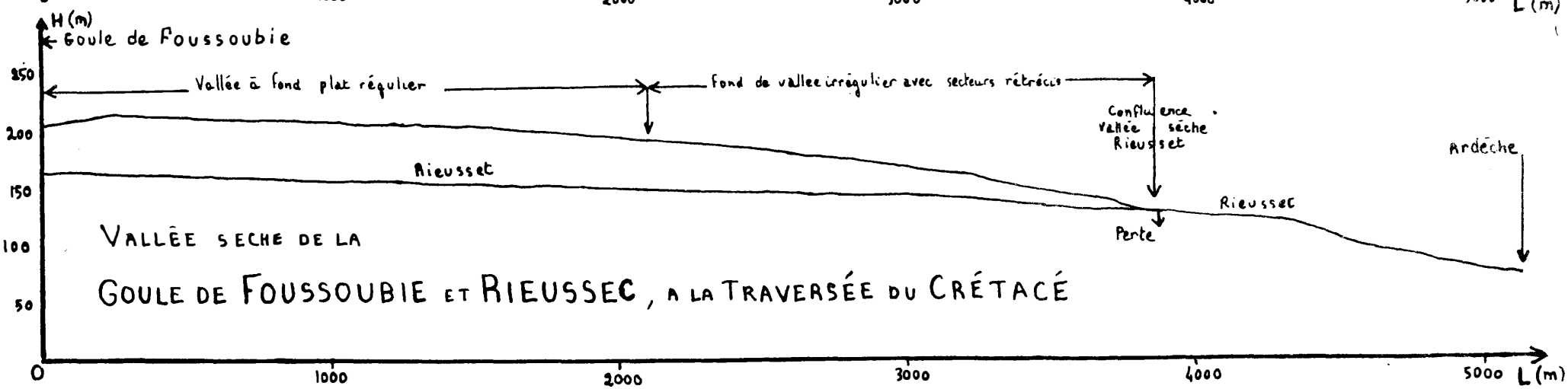
COUPES TOPOGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA GOULE DE FOUSSOUBIE

voir localisation des points A à I in Fig. 48

Figure 53







Profils longitudinaux des Talwegs du RIEUSSEC, de la vallée sèche de la GOULE DE FOUSSOUBIE, de la vallée sèche de la GOULE DE SAUVAS et du GRANZON.
Echelle des LONGUEURS : 1/20.000ème Echelle des HAUTEURS : 1/5000ème

2. 3. 2. 2 - La vallée sèche supérieure.

Si les galeries souterraines de la Goule de Foussoubie évacuent de nos jours toutes les eaux drainées par le bassin versant superficiel, il n'en a pas toujours été de même : au-dessus de la perte, légèrement plus à l'est (une cinquantaine de mètres), mais dans le prolongement des écoulements de surface, une vallée sèche, perchée de 15 m par rapport aux écoulements actuels, et à direction générale SSW-NNE, prouve que le système de la Goule de Foussoubie n'est apparu qu'après une période d'écoulement superficiel. Elle traverse toute la partie occidentale du plateau crétacé en rive sud de l'Ardèche et se raccorde au ruisseau du Rieussec, cours d'eau allogène qui a été précédemment décrit (2.1.2.3).

La figure 53 donne le profil longitudinal du talweg de la vallée sèche, avec sur les mêmes coordonnées le profil du Rieussec dans la partie de son cours où il traverse le Crétacé, et à titre de comparaison les profils longitudinaux du talweg de la vallée sèche dominant la Goule de Sauvas et du talweg du Granzon à sa traversée du Bois de Banne. La comparaison permet d'observer de nettes différences entre le Rieussec et la vallée sèche qui lui est tributaire d'une part, et les deux autres talwegs d'autre part. Alors que le talweg de la vallée du Granzon a une pente moyenne décroissante vers l'aval et que la vallée des écoulements de surface de la Goule de Sauvas a une pente à peu près constante, la vallée sèche de la Goule de Foussoubie et la vallée du Rieussec ont toutes deux un talweg à profil longitudinal convexe vers l'aval. La contre-pente affectant les deux cents premiers mètres de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie n'est pas contradictoire avec cette affirmation car il s'agit d'une retouche postérieure à la capture des eaux par les galeries souterraines de la Goule, retouche qui s'est effectuée d'aval en amont vers la dépression fermée.

L'augmentation de pente des talwegs du Rieussec et de la vallée sèche vers l'aval est due à la présence du niveau de base peu élevé de l'Ardèche toute proche. Il apparaît donc, qu'antérieurs à l'approfondissement de l'Ardèche, les talwegs étudiés ne se sont pas rééquilibrés par rapport à leur nouveau niveau de base.

Mais la forte pente du talweg de la vallée sèche à l'approche du Rieussec permet de supposer qu'il y a eu deux périodes d'enfoncement des talwegs, donc probablement de l'Ardèche qui fournit le niveau de base. En effet, si l'on se reporte à la figure 53 où sont représentés sur un même système de référence les

deux talwegs, on constate que la partie aval de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, en forte pente, rejoint le talweg du Rieussec en un secteur où ce dernier n'est pas encore affecté par une forte pente. Aussi doit-on admettre qu'il y eut un premier stade d'équilibre des talwegs correspondant à la formation de la partie amont de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie ; puis il se produisit un premier enfoncement du niveau de base auquel le Rieussec s'adapta, et qui correspond au cours de celui-ci en amont ; par contre la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, probablement parce que son pouvoir érosif était moins intense, ne se réadapta pas à ce premier changement. La capture des eaux en amont par les circulations souterraines peut aussi avoir été la cause de cet arrêt de l'érosion "régressive" dans la vallée sèche, d'autant plus que l'abaissement du niveau de base de l'Ardèche, puis du Rieussec, a entraîné un abaissement du niveau de la zone vadose favorisant le développement des circulations souterraines.

Ce premier abaissement du niveau de base a été suivi d'un second abaissement qui affecte les huit cents derniers mètres des gorges du Rieussec, et qui se traduit encore de nos jours par de grandioses actions mécaniques précédemment décrites (2.1.2.3). Ces marmites sont groupées en trois systèmes distincts séparés par des replats, mais l'intervention des facteurs lithologiques est si importante dans le calcaire que ces groupements ne permettent pas d'avancer l'hypothèse de trois cycles d'enfoncement successifs progressant ver l'amont par érosion régressive. Il s'agit plus vraissemblablement de différences locales de résistance de la roche, à causes tectoniques le plus souvent.

Une autre différence apparaît entre l'amont et l'aval de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie : il s'agit de l'aspect du fond de la vallée. En amont, il présente une régularité parfaite, est presque plat, et aucune contre-pente ni aucune doline ne l'affectent. En aval, bien que ne possédant toujours aucun caractère karstique, si ce n'est l'absence totale d'écoulement, la vallée sèche est plus irrégulière, généralement plus étroite. Quelques élargissements restent plans, mais la vallée est en général en V très ouvert, notamment à l'approche de la confluence avec le Rieussec. Cette irrégularité ne résulte pas forcément d'un changement dans les processus de formation de la vallée, car elle s'accompagne d'un fort encaissement de cette dernière dans le plateau du Rhône, et correspond à la phase suivante d'approfondissement du paysage.

Deux faits peuvent expliquer la remarquable régularité de la vallée sèche :

d'une part, lorsqu'elle était fonctionnelle, elle drainait de nombreux secteurs non calcaires et pouvait donc être partiellement comblée par les débris alluviaux qui provenaient de l'amont. Mais l'absence de tels débris dans la vallée du Rieussec qui se trouve de nos jours dans des conditions comparables à celles régnant autrefois dans la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, permet de douter de l'efficacité d'un tel phénomène, si ce n'est justement en phase de diminution de la capacité de transport par suite de l'infiltration, entraînant un comblement de la vallée.

L'autre fait, d'autre part, bien que moins quantifiable, est probablement plus important : il s'agit de l'influence qu'ont eue les périodes "glaciaires" sur le modelé calcaire, périodes précédemment étudiées ; étant donné son altitude, la vallée sèche de la Goule de Foussoubie ne peut pas être considérée comme une forme jeune, au moins dans sa phrase active ; l'importance des évidements consécutifs à l'apparition de la perte est le facteur le plus probant de cette ancienneté de la capture, donc de la vallée sèche supérieure. Mais le modelé de la vallée sèche, très régulier, est lui aussi une preuve d'ancienneté, car il implique que tous les accidents karstiques de la vallée, pertes, contre-pentes, ont été peu à peu gommés d'une part et noyés d'autre part sous une couche continue de débris qui a donné à la vallée sa remarquable régularité. Cette couche peut être attribuée à des phénomènes périglaciaires, bien que de tels phénomènes aient dû, en imperméabilisant le sol sous l'action du gel, permettre des écoulements dont il ne reste pas de traces ; mais de tels écoulements, sur des sols meubles, ont pu disparaître depuis la cessation de leur activité ; les actions anthropiques - toute la partie amont de la vallée sèche est en culture et la partie aval l'a été autrefois - n'ont pu qu'augmenter cette oblitération d'éventuelles formes d'écoulement. Il faut bien admettre que si les actions périglaciaires ont fortement influé sur le modelé amolli de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, il est difficile de savoir quelle a été la part de ces actions dans le modelé actuel.

Il est néanmoins fort probable que l'enfoncement aval de la vallée sèche est antérieur aux actions périglaciaires, ou au moins à leurs dernières manifestations : la régularisation du fond de cette partie aval est si remarquable pour un système si encaissé et affecté d'une pente déjà forte que seules des actions périglaciaires (gélifraction, glissements en masse) peuvent dans un modelé karstique en roche urgonienne, donner de tels résultats. Certains éléments de datation de la dépression formée permettront dans les pages qui

suivent de préciser l'âge de la vallée sèche.

Une seule discontinuité nette, non observable sur la carte au 1/25 000ème, existe dans la vallée sèche de la Goule de Foussoubie : il s'agit de son raccord avec le Rieussec ; juste à son débouché sur ce dernier, la vallée sèche est légèrement perchée par rapport au talweg du Rieussec, de 3 à 4 m ; elle se raccorde à ce dernier par une petite section étroite en pente raide, difficilement interprétable parce qu'aménagée autrefois par l'homme pour permettre le passage des charrettes, et couverte de nos jours d'une très importante végétation broussailleuse. Cette rupture de pente est intéressante parce qu'elle indique l'enfoncement du Rieussec depuis la cessation totale de l'activité de la vallée sèche dans sa partie aval où elle a fonctionné en dernier lieu.

En définitive, nous pouvons dire que le Bassin de la Goule de Foussoubie a d'abord été l'objet d'un drainage superficiel. Ce drainage a subi un premier enfoncement qui a affecté le Rieussec et la partie aval de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, entraînant l'apparition de circulations souterraines par augmentation de l'épaisseur relative du calcaire. Puis ce drainage a été affecté d'un second enfoncement qui a augmenté l'épaisseur relative, donc les possibilités de circulations souterraines, mais qui n'a affecté que la partie aval de la vallée du Rieussec et n'a eu aucun effet sur la vallée sèche de la Goule, déjà inactive. Ce n'est qu'après ces circulations superficielles que se sont développés les phénomènes karstiques du bassin de la Goule, ce qui explique que nous les étudiions après ces vallées sèches.

2. 3. 2. 3 - Le bassin de la Goule de Foussoubie. Essai de définition.

La description topographique du bassin versant du Ruisseau de la Planche a montré que l'on se trouve en présence d'une dépression assez variée dans son paysage, pourvue d'une partie topographiquement fermée et entièrement drainée souterrainement par la Goule de Foussoubie. Tous ces facteurs amènent à poser la question : la dépression de la Goule de Foussoubie est-elle une simple vallée aveugle, ou peut-elle être assimilée à un poljé ?

La réponse est difficile à apporter, car il existe toutes sortes d'intermédiaires entre les deux formes. P. Birot, a souligné cette difficulté en écrivant (1966, p. 88) :

> "Certaines vallées aveugles peuvent posséder un fond plat, très large, et être vigoureusement encaissées dans les reliefs voisins. Elles constituent alors un type original de poljé",

type qui doit être rapproché des poljés bordiers, puisque l'écoulement superficiel qui a permis l'apparition de la vallée naît sur des terrains non calcaires.

Contre la dénomination de poljé peuvent être avancés plusieurs faits : la présence de buttes, en marno-calcaires du Crétacé, au centre de la zone drainée, buttes à faible altitude relative, 25 à 30 m, mais incompatibles avec la notion de poljé ; en effet, leur importance en surface est telle qu'il est difficile de parler encore de "Hum", mais plutôt d'entrave au développement des formes vers l'est. L'explication de cette entrave est imputable à deux faits : la résistance supérieure de l'Aptien par rapport au Sannoisien supérieur de la partie ouest de la dépression et la présence d'Urgonien tout autour de la partie est de cette dernière, Urgonien qui absorbe l'essentiel des précipitations et nuit donc au développement d'un réseau hydrographique suffisamment important pour qu'il puisse élargir sa "vallée".

Autre caractère négatif du bassin du Ruisseau de la Planche : sa relative absence de platitude ; seule la partie du bassin située entre la perte principale et le sud de Vagnas, à l'ouest des buttes décrites au paragraphe précédent, est presque parfaitement plane ; il faut remarquer que l'ampleur des phénomènes d'inondation lors des crues est un des facteurs les plus importants dans la formation de tels secteurs plats ; or la dépression de la Goule de Foussoubie n'est plus de nos jours soumise à de telles inondations, au moins sur d'importantes surfaces - Le niveau maximum des eaux se situe aux environs de la côte 200 m pour les grandes crues. Peut-être a-t-il atteint la côte 200,5 m il y a une vingtaine d'années -. Cependant cette absence d'inondation ne peut être invoquée pour refuser à une dépression fermée de grande taille la dénomination de poljé car nombreux sont les poljés totalement asséchés ou même complètement perchés comme le poljé du Grand Plan de Canjuers.

Le fait le plus délicat dans l'attribution du terme poljé est cependant la présence de la vallée sèche dominant la Goule de Foussoubie. Cette vallée sèche limite l'extension de la dépression fermée topographique à l'altitude de 213 m, ce qui lui laisse cependant une superficie de 1,93 Km^2 qui permettrait déjà de parler de poljé. De plus on peut se demander si dans les 14 Km^2 du bassin versant du Ruisseau de la Planche, il n'existe pas des secteurs dont la topographie soit encore tributaire de l'ancien système d'écoulement superficiel, secteurs qui seraient à rejeter de l'aire d'extension des drainages souterrains en amont, et donc de l'aire d'influence du poljé.

La figure 54 a été construite dans ce but, afin de déterminer l'aire d'extension minimale des reprises d'érosion consécutives à l'apparition des circulations souterraines : la partie amont de la vallée sèche est prolongée en trait-point vers l'amont ; la pente de la partie amont de la vallée sèche non affectée par la reprise d'érosion consécutive à l'approfondissement du Rieussec est maintenue. On peut admettre que les formes topographiques situées au-dessous de cette ligne relèvent de la reprise d'érosion consécutive à l'ouverture de la Goule de Foussoubie, alors que les formes topographiques situées au-dessus peuvent être des reliques de l'ancien système d'écoulement par la vallée sèche. Les principaux talwegs du bassin du Ruisseau de la Planche ont été reportés sur la figure, mesurés au curvimètre sur la carte au 1/25 000ème et reportés sur la figure à l'échelle du 1/20 000ème. Quelques replats topographiques correspondant aux collines situées au milieu du bassin ou à de petits planissements perchés situés sur les bords de la dépression ont aussi été reportés. Sur la figure, leur distance de la perte n'est pas la distance réelle mesurée à vol d'oiseau et réduite à l'échelle, mais la distance à vol d'oiseau affectée d'un coefficient tenant compte de la sinuosité des écoulements.

Cette figure montre que la reprise d'érosion consécutive à l'ouverture des réseaux souterrains s'est exercée d'une manière importante, surtout dans le cours principal du Ruisseau de la Planche ; l'opposition entre le Miocène, sur lequel coulent longuement les cours d'eau 1 et 2, et le Crétacé où coulent les ruisseaux 3 et 4, apparaît nettement. Le parallèlisme entre les 3/4 aval du Ruisseau de la Planche et le prolongement de la partie amont de la vallée sèche de la Goule, semble indiquer que cette prolongation est acceptable.

Les replats perchés, par contre, sont nettement tributaires des écoulements anciens par la vallée sèche, si ce n'est d'écoulements antérieurs ; le replat de Ribes-Hautes, cependant, que l'on pourrait attribuer à ces écoulements, est possible mais non certain car il s'agit d'un replat de ligne de partage des eaux et il peut aussi être attribué aux écoulements de l'autre versant en direction de Barjac. De nos jours, il y a cependant écoulement préférentiel vers la Goule de Foussoubie, écoulement encore actif, bien que s'effectuant dans l'Urgonien, même par pluies de moyenne importance.

Il existe des arguments en faveur de l'acceptation du terme "poljé" dans la dépression de la Goule de Foussoubie. Un des plus facilement déterminables, nous l'avons signalé au début de ce chapitre, est le drainage convergent vers une perte - ponor - particulièrement nette et efficace. Ce ponor est précédé

de pertes partielles dans les lits des cours d'eaux, pertes qui absorbent les écoulements en dehors des périodes de crues. Il pourrait en être de même dans une vallée aveugle, mais on peut opposer à cet argument la largeur importante de la dépression, en moyenne 500 m uniquement pour la partie topographiquement fermée. Surtout on peut opposer à l'argumentation en faveur de la vallée aveugle la concentration du drainage à proximité de la perte, alors que les vallées aveugles sont des conduits uniques pénétrant en vallée étroite à l'intérieur du calcaire.

2. 3. 3 - Conclusion de l'étude des vallées et pertes.

A l'issue de ces trois chapitres consacrés aux vallées des plateaux ardéchois, il a paru nécessaire de souligner l'interaction manifeste entre les grandes formes allogènes et les formes purement internes au paysage, et beaucoup plus karstiques, comme les vallées sèches et même les pertes. En effet, si le paramètre épaisseur relative du calcaire est prépondérant dans l'évolution des vallées autochtones, cette épaisseur sera commandée essentiellement - si la lithologie n'introduit pas des niveaux de base perchés - par le niveau de base local formé par les vallées des grands cours d'eau allogènes. L'Ardèche, fortement encaissée dans le plateau crétacé du Rhône, est dans une large mesure responsable de la pauvreté en vallées sèches de ces plateaux ; l'évolution souterraine surprenante de cette région ardéchoise où nulle part n'ont été atteintes les circulations souterraines actuelles de la zone vadose, au moins dans le secteur où le Crétacé atteint son développement maximal, est, elle aussi, la conséquence de cet enfoncement.

Il s'agit là d'une des données les plus importantes des plateaux calcaires, commandant un rapport forme de surface à forme de surface, celui des vallées sèches avec les vallées actives, et un rapport fond-surface, celui des formes souterraines actives avec l'extérieur ; il commande même un rapport interne au karst, celui entre les formes actives souterraines et celles qui ne sont plus parcourues que par quelques eaux d'infiltration.

Cette donnée débouche finalement sur l'introduction d'une variable extérieure au paysage calcaire, celle de son environnement hydrologique : un même plateau calcaire, lithologiquement et tectoniquement comparable, ne suivra pas la même évolution s'il se trouve topographiquement isolé, entouré de peu de massifs élevés, et traversé par des rivières allogènes peu importantes, que s'il se trouve, ce qui est un peu le cas des plateaux ardéchois, entouré d'écoule-

ments importants provenant des massifs environnants, et proche d'un niveau de base peu élevé, dans le cas présent le Rhône. Les précipitations importantes sur les Cévennes ont permis le creusement des gorges de l'Ardèche. Par contre, la faible superficie des bassins versants sur le versant est du Massif Central a joué inversement, empêchant un élargissement notable des gorges, si on les compare aux gorges du versant occidental de ce même massif, comme celles du Tarn. La proximité du Rhône est aussi importante car les cours d'eau ont été forcés à l'enfoncement et ont une pente forte.

Aussi ces trois chapitres ne sont-ils qu'une décomposition d'une entité où presque tous les types de formes sont dépendants. Pas tous cependant, car parfois subsiste une individualité de position dans certaines formes. Le cas le plus significatif des plateaux ardéchois est celui de la Goule de Foussoubie, dont le poljé est indépendant de la position actuelle de l'Ardèche. En effet il est perché par rapport à l'actuel niveau de cette rivière, alors que sa vallée sèche était raccordée à l'ancienne Ardèche. Le réseau souterrain du ponor est en fait à niveau avec l'Ardèche actuelle jusqu'à une distance proche de la perte ; mais, à proximité de cette dernière, il se raccorde à la surface par une série de puits et de galeries inclinées, sur 90 m de dénivelée, qui n'ont pas permis, au niveau de la Goule de Foussoubie, une érosion régressive importante. Aussi le poljé évolue-t-il uniquement en fonction du niveau de base indépendant du ponor ; cela a plusieurs fois été montré dans les grands poljés yougoslaves.

Cette indépendance est relative, car il a fallu un net enfoncement de l'Ardèche pour qu'apparaisse un enfoncement suffisant de la zone noyée permettant l'apparition des formes karstiques souterraines dénivelées permettant elles-mêmes la formation de bassins karstiques de surface. Indépendance relative parce qu'il existe une dépendance au second degré : le poljé dépend de l'enfoncement des eaux et profite de celui-ci sans s'y adapter car il reste perché ; l'un ne peut se faire sans l'autre, mais ne suit pas l'évolution de l'autre.

Hormis ce cas, il reste cependant que les vallées des plateaux ardéchois, si elles dépendent pour une large part de données lithologiques ou tectoniques - influence de la fracturation notamment -, sont surtout commandées dans leur évolution actuelle par leur position par rapport aux grandes circulations des vallées allogènes ; ces dernières, en entaillant les plateaux calcaires, introduisent dans ceux-ci des niveaux de base locaux qui, plus ou moins en-

foncés par rapport à la surface topographique, permettront une évolution actuelle d'autant plus efficace que le niveau de base sera proche, ou, à l'inverse, si ce dernier est éloigné, figeront presque totalement le paysage.

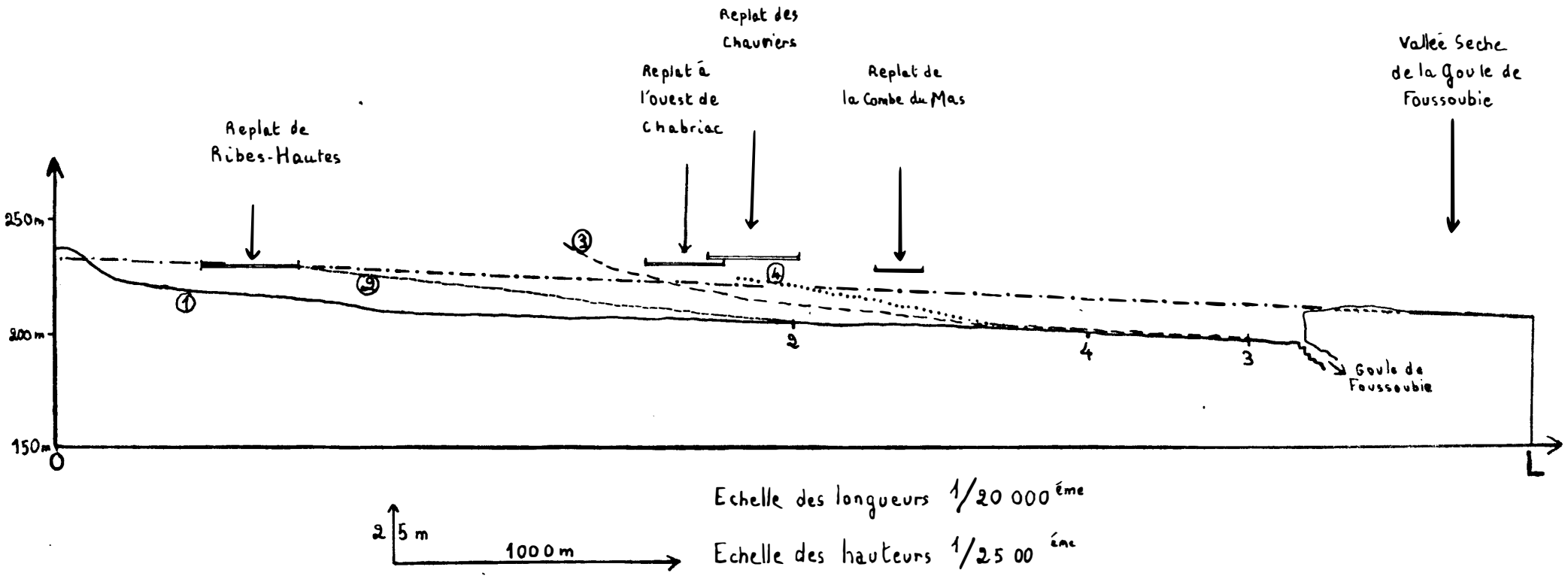


Figure 54. Comparaison des Talwegs se jetant dans la Goule de Foussoubie avec la prolongation vers l'amont du talweg de la vallée sèche de la Goule.. Quelques surfaces planes bordières ou sommets de buttes ont été reportés à titre de comparaison (voir protocole dans le texte).

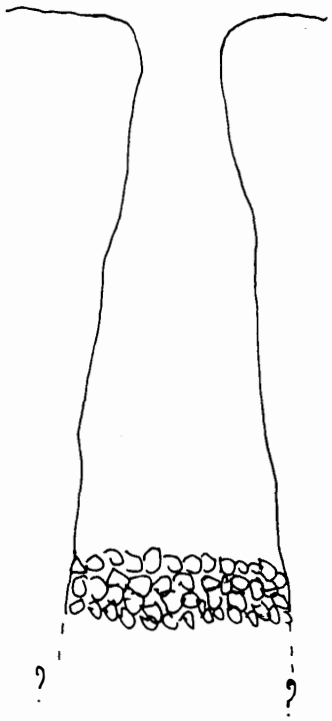
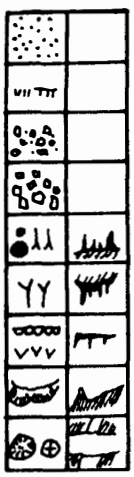


Figure 55

Fente de lapiaz structural avec élargissement vers le bas.



Sable
Argile
Eboulis
Blocs
Stalagmites
Stalactites
Coulées
Gours
Puits Cheminée

Pente
Bosse
Dépression
Escalier
Faille - joint
Lac - Laisse
Siphon
Point topo
Pente (sur croquis) + → -

Légende des figures 56 et 57, pour les plans dans les colonnes de gauche et pour les coupes dans les colonnes de droite.

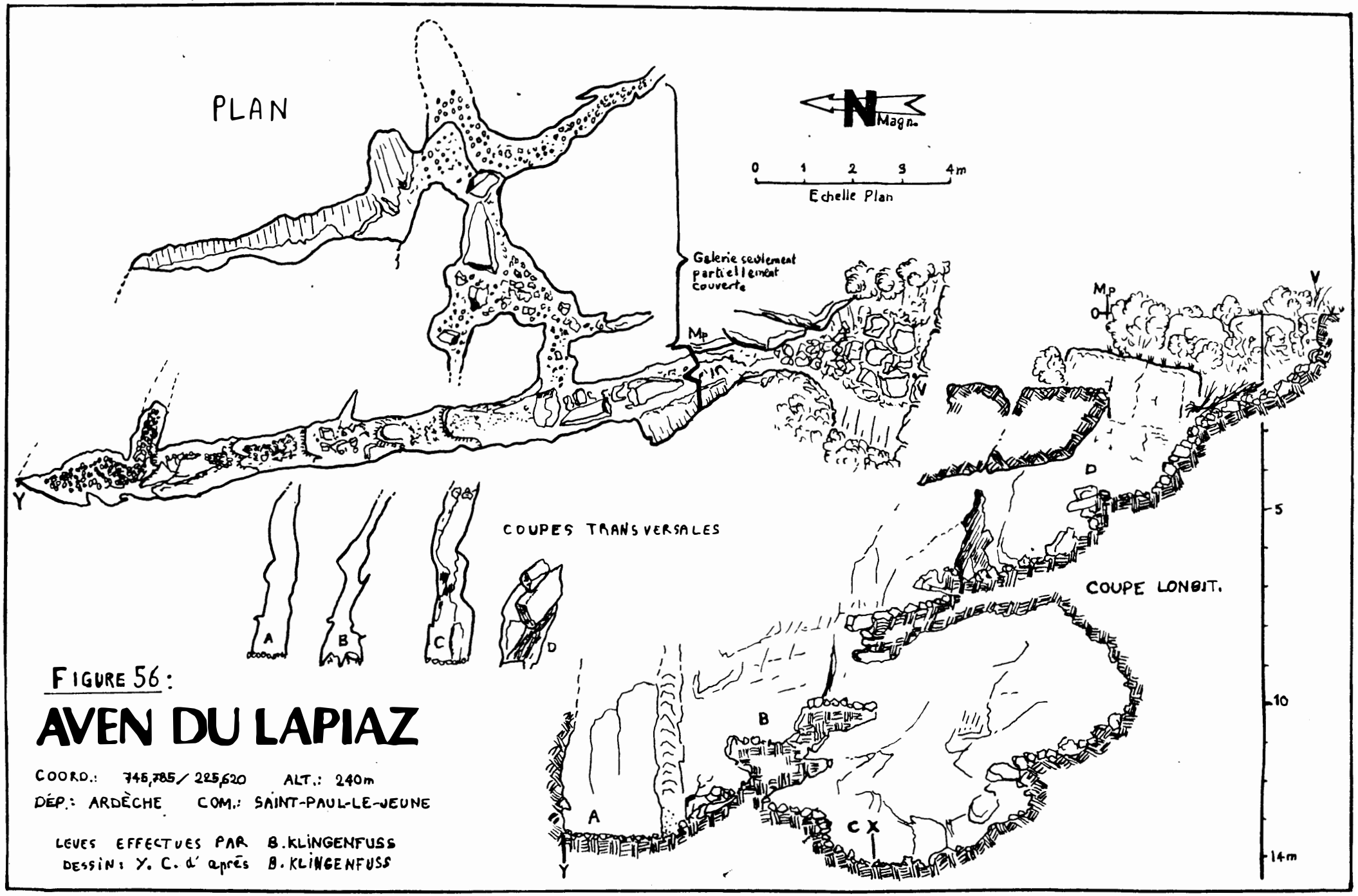


FIGURE 56 :

AVEN DU LAPIAZ

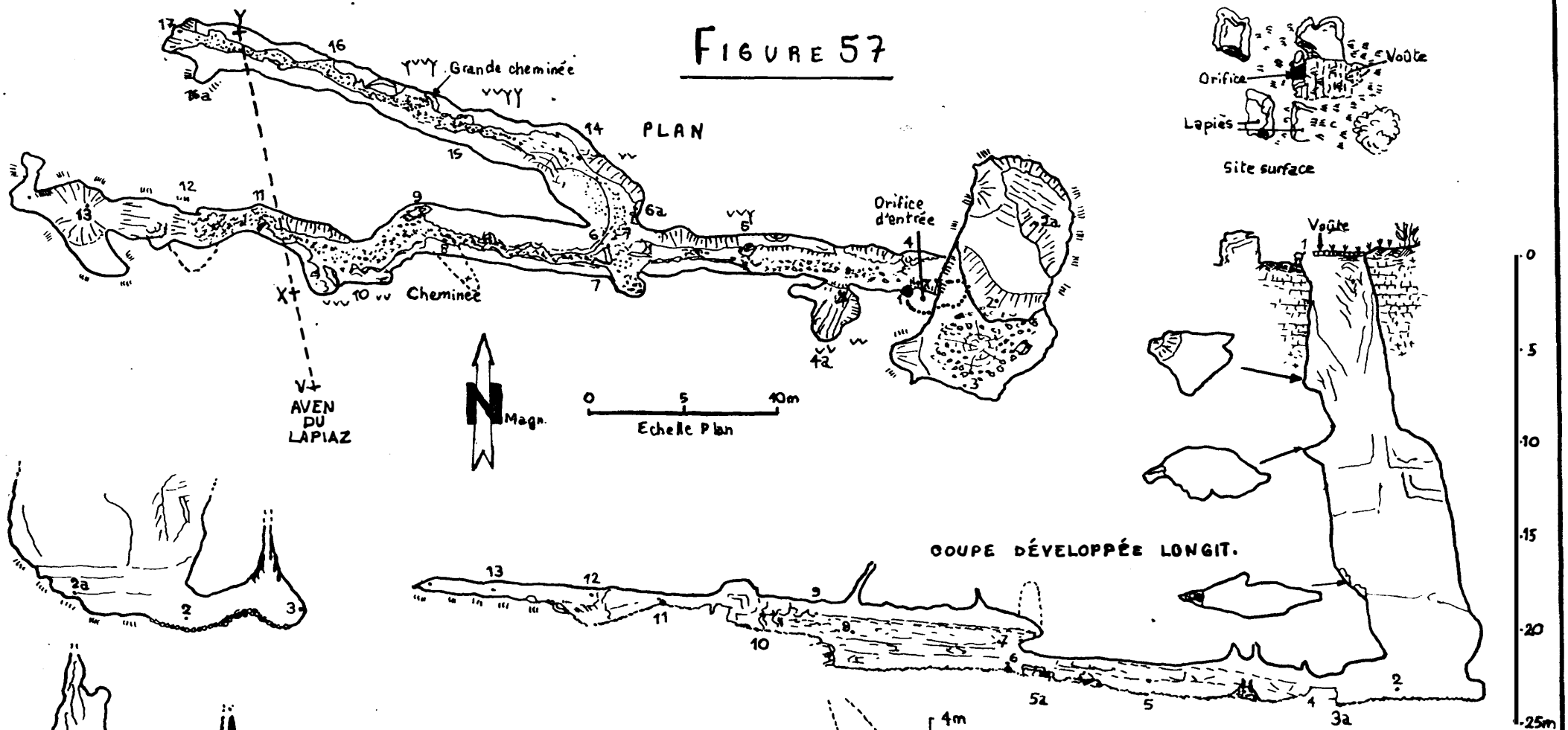
COORD.: 745,785 / 225,620 ALT.: 240m

DÉP.: ARDÈCHE COM.: SAINT-PAUL-LE-JEUNE

LEVES EFFECTUES PAR B. KLINGENFUSS

DESSIN : Y. C. d'après B. KLINGENFUSS

FIGURE 57



AVEN DU CRIME

COORD.: 215,815 / 225,620 ALT.: 240m

DÉP.: ARDÈCHE COM.: SAINT-PAUL-LE-JEUNE

LEVÉS EFFECTUÉS PAR B. KLINGENFUSS

DESSIN Y.C. D'APRÈS B. KLINGENFUSS

C H A P I T R E 2. 4.

-:-

LES FORMES DE SURFACE

A CARACTERE KARSTIQUE

2. 4. 1 - Les Micro-formes.

Ce terme recouvre toutes les retouches de détail apportées par le pouvoir de corrosion des eaux dans le modelé des formes superficielles, pour s'étendre aux formes de second ordre où des données structurales viennent s'ajouter aux possibilités de corrosion (méga-lapiés).

2. 4. 1. 1 - Les formes les plus fréquentes sont les lapiés de corrosion stricto-sensu. Ils se trouvent aussi bien sur les plateaux de piémont jurassiques que sur les plateaux du Rhône crétacés, mais sont plus développés sur les premiers. Ils appartiennent généralement plus aux lapiés-cannelures -lapiés installées sur des surfaces convexes, et de moins en moins profonds vers l'aval- qu'aux lapiés hiérarchisés avec amorce de concentration du drainage. Alors que sur les affleurements jurassiques ils retouchent des formes majeures comme les méga-lapiés, sur le Crétacé, ils se développent sur de faibles distances verticales, retouchant des affleurements calcaires presque plans, parfois sur des superficies importantes. La fracturation de la roche est si poussée sur le Crétacé que les rigoles se trouvent aussi sur des blocs isolés, qui n'ont pas remué pendant un temps suffisant pour qu'apparaissent les cannelures. La forme divergente des cannelures, signalée par P. Birot (1966, p. 74-75) se retrouve fréquemment.

Parfois apparaissent aussi des formes en éponges, où le calcaire est taraudé par de multiples cavités. Ces formes sont généralement liées à la présence d'un sol.

2. 4. 1. 2 - Les Kamenitsas, presque inexistants dans certaines régions de France -les plateaux du Jura par exemple-, les "Kamenitsas" se rencontrent fréquemment, sur le Crétacé et sur le Jurassique. La grande résistance de la roche et par endroits son faible diaclasage, ainsi que sa fréquente dénudation sont autant de facteurs favorables au développement de ces formes, qui se présentent comme des vasques à fond plat et bords verticaux, formes qui apparaissent par auto-catalyse dans des dépressions, même à peine marquées ; leurs dimensions sont décimétriques. Il n'existe malheureusement pas d'estimations de la vitesse d'approfondissement des Kamenitsas, car de telles estimations permettraient de connaître la date de dénudation de certaines surfaces

calcaires.

Les Kamenitsas évacuent les eaux de pluie par un exutoire qui peut être une diaclase, ou simplement le point le plus bas de la dépression originelle qui s'approfondit en prenant souvent une direction sinueuse et débouche parfois dans une seconde Kamenitsa. Elles sont souvent recouvertes dans leur fond, en été, par une mince pellicule de calcaire à l'état de poudre, reprécipité par évaporation de l'eau stagnant au-dessous du niveau de l'exutoire. Aussi ne peuvent-elles atteindre une profondeur considérable, au moins par rapport au niveau de l'exutoire, qui peut dans certains cas s'approfondir lui-aussi, abaissant le niveau d'attaque de l'eau. Dans ce cas, des encorbellements de quelques centimètres peuvent apparaître autour de la Kamenitsa.

Les plus beaux exemples de Kamenitsas se trouvent dans le "Bois" de Païolive et le "Bois" de Banne pour les plateaux jurassiques. Sur les plateaux du Rhône, les exemples sont plus dispersés. On en trouve de remarquables au sommet des falaises qui dominent les gorges de l'Ardèche. Le sol du belvédère du Ranc Pointu, au débouché des gorges, est tapissé de belles Kamenitsas aux bords usés par les pieds des touristes.

Les Kamenitsas sont une forme achevée et facilement identifiable. Mais tous les plateaux se caractérisent par une constante attaque des surfaces calcaires horizontales et sub-horizontales, surfaces fréquemment dénudées dans ces régions. Entre chaque approfondissement sur diaclase, le calcaire est transformé par la corrosion en une surface en arêtes et creux, avec parfois de petites lames coupantes. Les formes évoluent séparément et se recoupent fréquemment, avec un relatif désordre, qui contraste avec l'organisation des lapiés de versant, dont l'ordonnance n'est interrompue que par les discontinuités horizontales de la roche. Le contraste entre les deux types de formes est particulièrement net dans les Bois de Païolive où la masse lapiazée est limitée par des versants creusés par de profondes rigoles sub-verticales ou inclinées plus faiblement (jusqu'à 30°). Au-dessus de ces aires de creusement, la surface des masses calcaires est tout aussi corrodée, mais rares sont les formes construites comme les Kamenitsas.

2. 4. 1. 3 - Les méga-lapiés, ou lapiés structuraux, atteignent des dimensions bien supérieures à celles des lapiés stricto-sensu qui, en Ardèche, n'ont que quelques centimètres de profondeur et de largeur pour, au plus, un mètre de longueur. Les lapiés structuraux peuvent jouer dans le paysage un rôle prépondérant, puisqu'ils atteignent la 6ème grandeur de la classifica-

tion de J. Tricart (1965).

Sur les plateaux du Rhône, les lapiés structuraux sont rares, et sans grand développement. L'influence structurale se manifeste par de simples fentes dans les roches, étroites et encombrées de pierrailles. Les fentes étant beaucoup plus étroites que les "pleins" les séparant, ces lapiés marquent très peu le paysage ; il ne gênent pas la progression, et n'atteignent jamais une profondeur supérieure à 1 m, au moins dans la limite de ce que les remplissages de pierraille permettent de voir. Ces remplissages peuvent indiquer, soit une destruction actuelle par le gel des bords des fentes, mais la présence de petits lapiés de ruissellement contredit cela, soit une formation de ces lapiés sous une couverture de blocs et de pierraille, qui s'est enfoncée dans les fentes au fur et à mesure de leur approfondissement ; cette couverture expliquerait le faible développement des lapiés, car il a d'abord fallu à la corrosion détruite au moins partiellement la couverture avant de pouvoir élargir convenablement les fentes. La présence de blocs épars, et même de champs de cailloux et de blocs à la surface des plateaux du Rhône apporte une confirmation à cette hypothèse.

Les plateaux de piémont jurassiques montrent des formes bien plus importantes, qui comptent parmi les plus belles de France. Le "Bois" de Païolive en est l'exemple le plus célèbre, mais il n'est pas le seul, et probablement pas le plus beau ; le "Bois" de Banne ou le "Bois" situé sur la rive sud de la Baume en sont d'aussi remarquables exemples. Le Kimméridgien supérieur (J^{6-5}) est le plus favorable des étages pour la formation des méga-lapiés, mais le Portlandien (J^{8-7}) est lui aussi affecté par le phénomène. Les lapiés de cette ampleur sont souvent liés à la présence de dolomie. Cela est probable dans certains secteurs (Bois de Banne, bois de Païolive par endroits) où apparaissent des lapiés avec cavités, petites arches, de forme très irrégulière. Mais dans la majorité des secteurs, les lapiés dépendent de la fracturation du calcaire, et non pas de différences de solubilité ; ils se présentent alors en blocs cubiques, ou allongés, selon qu'une direction de diaclasage domine ou, au contraire, reste équilibrée par rapport à une direction orthogonale, ou plus rarement oblique.

Le développement de ces formes est tel qu'il parvient à créer un paysage original. Nous avons déjà signalé dans le chapitre consacré au paramètre végétation l'importance que peuvent atteindre, au sud de la Baume, les barres de lapiés, créant entre elles un micro-climat original. Des formes d'une telle

ampleur ne couvrent que des surfaces limitées. Nous avons reporté sur la figure 58 l'aire couverte par les méga-lapiés au sud de la Baume. Il s'agit là de l'aire la plus importante des plateaux ardéchois, et encore n'est-elle pas constamment aussi nette que dans le cas décrit dans le chapitre végétation : des dolines et des "couloirs karstiques" interrompent la continuité du lapiaz, et les fentes voient leur profondeur et leur écartement varier constamment, passant d'aires à formes de grandes dimensions à des lapiés de plus petite taille. De plus, en un même lieu coexistent plusieurs échelles de phénomènes : la masse du méga-lapiaz structural est partiellement découpée par des fentes moins profondes provenant de diaclases secondaires, lesquelles sont découpées par les lapiés de corrosion stricto-sensu.

Deux types de lapiés structuraux d'importance peuvent être distingués sur les plateaux ardéchois :

Les lapiés EN RELIEF où des masses calcaires importantes sont séparées par des couloirs larges généralement encombrés d'une végétation exubérante. Les couloirs couvrent une superficie égale ou supérieure à celle des masses calcaires.

Les lapiés EN CREUX qui se présentent comme une surface à lapiazage de détail, Kaménitsas, petites fissures sur diaclases, surface interrompue par de profondes fentes résultant de l'élargissement préférentiel de certaines diaclases. On se trouve parfois devant des cas limites entre formes de surface et formes souterraines car, dans le Bois de Païolive, nous avons descendu une de ces fissures sur 15 m. Dans certains de ces lapiés en creux s'observent - Bois de Païolive - des "élargissements" de 2 à 5 m de profondeur à partir de fissures étroites en surface : de 30 à 50 cm à l'orifice, les fissures atteignent 1 m à 1,50 m de largeur en s'enfonçant sous terre. Elles s'interrompent généralement sur un plancher de débris végétaux, humus souvent mélangé à de la pierraille.

L'explication de ces élargissements internes des fissures de lapiaz réside dans les variations de teneur en CO des eaux. Les eaux de pluie, assez peu chargées en CO2, ruissellent sur une courte distance en surface, se chargeant d'un peu de calcaire, mais dans les limites des teneurs en CO2 de l'atmosphère. En s'enfonçant dans les fissures, les eaux se trouvent dans un milieu relativement confiné, souvent encombré d'un peu d'humus et de débris végétaux en décomposition, milieu où la teneur atmosphérique en CO2 est plus importante, comme l'ont montré les mesures de Ph. Renault. L'eau acquiert

alors un pouvoir corrosif supérieur et élargit plus rapidement l'intérieur de la fissure. Le maintien d'une humidité relative plus importante dans les fissures qu'à l'extérieur participe aussi au phénomène en maintenant de l'eau sur les parois bien après les pluies. De plus, en période de fort contraste thermique entre un air extérieur surchauffé et un air plus frais à l'intérieur des fissures, la différence est parfois suffisante pour faire atteindre à l'air extérieur qui pénètre dans les fissures le point de condensation, couvrant les parois de fines gouttelettes d'eau qui se maintiennent suffisamment longtemps sur les parois pour se charger fortement en $CaCO_3$.

En règle générale, les grands lapiés structuraux, s'ils tendent plus ou moins vers l'une ou l'autre des formes que nous avons décrites, conservent plus ou moins des aspects de l'autre forme. Le cas est surtout net pour les lapiés en relief qui sont souvent affectés par des phénomènes en creux dans leurs masses résiduelles. L'explication de cette tendance est d'ordre taxonomique. Les lapiés en relief atteignent des dimensions à l'unité bien supérieures à celles des fissures des lapiés en creux, ce qui permet à cette dernière forme de s'inclure dans la première. Mais les couloirs séparant les masses calcaires finissent par atteindre des dimensions telles qu'on ne peut plus parler de lapiés et qu'il faut parler de couloirs karstiques, formes de croissance maximum des lapiés, passant à un autre ordre.

La dernière propriété des grands lapiés structuraux est qu'ils passent souvent insensiblement à des formes dont on ne sait plus s'il faut les qualifier de formes de surface ou de formes souterraines, lorsque l'approfondissement des fissures devient tel qu'elles passent à des conduits. Un exemple très remarquable d'une telle transition se trouve sur le synclinal de Saint-André-de-Cruzières, dans la plaine des Condamines, à proximité de l'aven du Crime, où l'aven du Lapiaz possède une partie souterraine (fig. 56) qui n'est que le prolongement d'une fissure du lapiaz sus-jacent, suffisamment élargie pour être pénétrable, descendant jusqu'à une profondeur de 14 m, et qui comporte une partie est identique aux formes signalées dans la figure précédente, avec une galerie large de 75 cm à 1 m mais ouverte par une petite fissure vers la surface. Les remplissages de blocs, généraux, sont en partie attribuables à des effondrements pour les plus gros ; pour l'essentiel, ils sont dus à la gélifraction, intense sur ces affleurements de roche nue, mais limitée en profondeur par la diminution des alternances de température. Il faut noter la direction presque méridienne, très fréquente dans les affleurements jurassi-

ques, et spécifique des contraintes en décrochement pyrénéen. Le concrétionnement est par contre totalement absent, car les eaux ne sont pas encore saturées à ce stade d'enfoncement, sauf cas spéciaux de longues stagnations ou de courants d'air nets favorisant une évaporation suffisante pour que le concrétionnement se produise. Remarquons que cet "aven" se trouve "perché" au-dessus d'un autre aven plus profond, l'aven du Crime, qui est lui spécifiquement souterrain (galeries originellement sur joint de stratification) et suit une direction générale presque orthogonale est-ouest à ESE-WNW. De plus l'aven du Crime a une morphologie de galerie impliquant des circulations souterraines (voir les coupes de la figure 57) avec écoulement libre et enfoncement des eaux, alors que l'aven du Lapiaz s'est formé par simples infiltrations à composante verticale, qui ont pu d'ailleurs alimenter ensuite l'aven du Crime ; la contemporanéité des deux formes n'est cependant pas prouvée, la position relative de l'aven du Crime permettant de lui attribuer un âge ancien, alors que la "position" de l'aven du Lapiaz près de la surface rend cet âge peu probable (1). Signalons enfin que ces deux "avens" se trouvent en bordure de la plaine inondable des Condamines, et que leur envahissement par les eaux, même s'il a été rare, a pu favoriser l'élargissement des fissures de l'aven du Lapiaz jusqu'au point de formation de galeries souterraines.

2. 4. 2 - Les couloirs karstiques.

2. 4. 2. 1 - Définition.

Ces formes résultent d'une croissance de lapiés poussée à l'extrême, dans des conditions favorables de fracturation du calcaire. Elles sont inexistantes sur le plateau du Rhône, ne se trouvant que dans les aires de méga-lapiés. Il s'agit de fissures séparant les blocs calcaires qui, d'abord affectées par des

(1) Nous avons observé en Turquie un tel exemple de passage des formes de surface aux formes souterraines dans des conglomérats à ciment calcaire, d'âge burdigalien, sur le versant méridional du Taurus, à 760 m d'altitude. Sur un lapiaz structural en creux, formé grâce à des fractures d'azimuth principal 10° et d'azimuth secondaire 105 à 130°, les diaclases de la direction majeure ont été approfondies par les eaux en fissures de lapiés, puis le creusement s'est poursuivi, donnant des fissures spéléologiquement explorables et reconnues jusqu'à une profondeur de 40 m. La position de ces "gouffres" explique peut-être leur développement : ils étaient situés sur un col dominant les gorges de la Manavgat où la roche était soumise à des phénomènes mécaniques de détente favorables à l'élargissement des fissures.

approfondissements à tendance "en relief", ont donné, parce qu'elles étaient plus importantes que les petites diaclases séparant ordinairement les blocs, des couloirs rectilignes pouvant atteindre des longueurs de 1 000 m, avec des irrégularités de profil importantes.

Le couloir karstique peut alors paraître comme un type de vallée sèche. Cela n'est pas notre avis : la vallée sèche peut être assimilée à un système déprimé, avec ou sans talweg, ayant connu des écoulements superficiels, et dont le modelé dépend pour une part de ces écoulements. Si la vallée sèche peut elle aussi présenter des sections rectilignes suivant des directions de fracturation, elle conserve, surtout sur les plateaux ardéchois, un tracé sinueux qui la distingue très nettement des couloirs karstiques ; il n'existe aucune vallée sèche semblable à la vallée sèche rectiligne de la "Combe des Oies" sur le plateau d'Amancey dans le Doubs, vallée rectiligne sur 3 800 m, dont la fonction d'écoulement est prouvée par un raccord sinueux en aval avec l'amont d'une reculée. Le couloir karstique, au contraire, ne montre aucune trace d'écoulement, et son modelé est généralement incompatible avec ce phénomène : il se présente comme un zone déprimée, mais irrégulièrement déprimée, avec des alternances de dépressions fermées et de secteurs un peu plus élevés.

2. 4. 2. 2 - L'exemple des plateaux de la Baume.

Les plus intéressants couloirs karstiques se trouvent au sud de la Baume, sur la photographie 69 FR -1793-150- n° 1910. C'est à partir des exemples de cette photographie que nous tenterons une classification. On peut distinguer :

- des couloirs en V, très étroits au fond, comme le couloir situé sous les lettres A et A' (fig. 58) ou comme le couloir perpendiculaire au précédent au sud, lui aussi sous la lettre A. Ces couloirs rappelleraient beaucoup certaines vallées sèches, s'ils n'étaient pas dans des positions orographiques incompatibles avec une possibilité d'écoulement comme l'absence de bassins d'alimentation pouvant leur fournir l'eau. Le couloir nord-sud sous A est d'abord en pente vers le nord, puis en pente vers le sud, sa partie centrale étant en ligne de partage des eaux. Il en est de même pour le couloir A'.

- des couloirs à fond plat, comme le couloir B. L'évolution à partir de la fracture (ou d'un faisceau de plusieurs diaclases proches et parallèles) s'est trouvée bloquée dans son approfondissement, généralement par l'apparition d'un dépôt imperméable, et le couloir s'est élargi. On observe dans ce cas des formes assez proches dans leur formation des dolines, mais pas obli-

gatoirement fermées, et surtout possédant un rapport longueur/largeur important (10 à 17 dans le cas considéré).

Entre ces deux types de formes existent des formes intermédiaires, avec des amorces de fond applani, ou des fonds applanis piquetés d'irrégularités rocheuses. Mais ce qui est le plus spécifique de ces couloirs, si on les compare à des vallées sèches du même secteur, c'est leur extrême irrégularité si on les étudie dans leur continuité : chaque élément que nous avons défini n'est qu'un élément dans une chaîne de formes variées alignées le long de la fracture originelle, fracture qui peut d'ailleurs présenter de légères courbures, comme le montre sur la figure 58 la fracture CC'. Et c'est cette variété de formes qui différencie totalement les couloirs karstiques des vallées sèches, en leur ôtant toute possibilité de formation par les processus normaux d'écoulement.

Si l'on prend comme exemple le plus important couloir de ce plateau, qui suit la fracture, ou plutôt les fractures en relais, DD', on observe successivement du nord au sud :

- Une légère indentation dans le grand versant dominant la Baume, indiquant que les 100 premiers mètres de la fracture ont été affectés de phénomènes d'écoulement (amorce de vallée sèche perchée au-dessus de la gorge de la Baume).
- Une doline (1), à peine marquée.
- Une petite section de couloir, grossièrement en U, avec une très courte section à aval vers le nord, et une section plus longue à aval vers le sud.
- Une doline encaissée, déportée vers l'ouest par rapport à la fracture, qui détermine son flanc est (2) (Les chiffres correspondent aux numérotations sur la figure 58).
- Un secteur indécis, marqué seulement par un léger abaissement du niveau du lapiaz.
- Une doline (3), à peine encaissée, au croisement entre deux fractures.
- Un secteur indécis, sans trace de la fracture, par suite d'une anarchie des formes résultant du recoupement de plusieurs directions de diaclases. Néanmoins, c'est peut-être la même fracture qui forme la limite est de la doline (4).
- Un couloir en V très court (une cinquantaine de mètres).
- Une doline de forme triangulaire (5), forme soulignant les conditions de formation par exploitation par l'érosion d'un recoupement de fractures.

- Un couloir en V très aplati.

- Un couloir à fond plat, assez fortement encaissé, en dépression fermée, long de 200 m. Remarquer son élargissement à son extrémité nord, élargissement dû au recoupement avec une autre fracture nord-ouest - sud-est et, au contraire, le resserrement du couloir en (6) au croisement avec une autre fracture WNW-ESE.

- Un couloir en V, irrégulier, avec une "ligne de partage des eaux", au centre.

- Une dépression fermée (7) allongée et triangulaire, encore par recoupement avec une fracture WNW-ESE.

- Un seuil rocheux, moins élevé que les masses de lapiés environnantes.

- Un couloir à fond plat (8), renflé à ses deux extrémités parce qu'il correspond à une zone de décalage de la fracture, qui se déporte vers l'ouest.

- Un seuil rocheux en V.

- Une dépression triangulaire (9) par croisement de fractures.

- Un secteur où la fracturation est si poussée qu'on ne peut plus voir la direction originale est suivi d'un secteur où la fracture, finissante et probablement moins importante que dans sa partie centrale, n'est plus marquée que par une bande continue de végétation sans qu'apparaisse de nette dénivelée.

Toutes ces variations représentent une longueur totale de 1 800 m, soit en moyenne un changement d'aspect tous les 100 m.

Les couloirs karstiques, de par leur cloisonnement, ne peuvent être affectés par des écoulements parcourant la totalité de leur longueur. Aussi peuvent-ils être assimilés à des phénomènes purement karstiques dont l'évidement n'est imputable qu'à la seule mise en solution des roches carbonatées.

2. 4. 3 - Les dolines.

La doline est une forme karstique depuis longtemps décrite et étudiée, forme la plus spécifique, si elle est en grand nombre, des paysages en roche perméable ; cette remarque n'est valable que pour nos climats à précipitations importantes car dans les zones arides la déflation éolienne est capable de produire elle aussi des formes déprimées convergentes, par leur modelé, avec les dolines.

L'opposition entre les plateaux de piémont et le plateau du Rhône crétacé est encore très marquée, au détriment de ce dernier : le plateau crétacé ne contient quasiment pas de dolines, les rares exemplaires existant étant géné-

ralement des systèmes en pente très douce, à peine dénivelés. Les deux dépressions fermées de grande taille du plateau du Rhône, celle de la côte 364 m à l'est du communal d'Issirac et celle de la côte 308 m au nord-ouest du "Bois" de Malbosc contenant les avens de Gauthier et du Cadet sont presque indécelables sur le terrain, surtout la seconde. Il s'agit plus dans ce cas d'abaissements locaux de la topographie, presque originels et guère plus significatifs que n'importe quel autre secteur non drainé du plateau mais non fermé topographiquement. Les autres dolines de ce plateau sont en général en pente douce, et n'affectent qu'une faible superficie ; quant au volume évidé, il est lui aussi faible par rapport à bien d'autres régions calcaires.

Les secteurs plans, donc généralement éloignés des gorges de l'Ardèche, sont ceux qui comportent le plus de dolines : communaux d'Issirac, partie sommitale du plateau de Bidon, encore que la grande dépression fermée des avens Gauthier et Cadet, par exception, soit proche des gorges (400 m). Cette localisation est assez surprenante car elle est à l'opposé de ce qui se voit dans bien d'autres plateaux calcaires où les dolines sont nombreuses sur les bords des plateaux, à proximité des parois, parce que la détente de la roche favorise les infiltrations dans les fissures.

Plusieurs faits ont pu jouer dans la raréfaction des dolines sur le plateau du Rhône, raréfaction qui pose un problème inverse de celui qui se présente généralement : pourquoi une forme n'existe-t-elle pas dans un terrain où elle devrait se développer, et où l'absence d'écoulements superficiels prouve l'ampleur des phénomènes d'infiltration ?

Le premier fait est l'extrême résistance du calcaire urgonien ; ce dernier est un calcaire blanc compact, sans bancs marqués. Aussi l'exploitation des fissures par l'érosion s'est-elle trouvée gênée par cette résistance. Un croisement de deux fractures, qui pourrait évoluer en doline, ne donne qu'un petit trou qui ne s'élargit pas. Dans les conditions actuelles au moins, l'eau, ne pouvant élargir les fentes dans lesquelles elle s'infiltre, ne fait que les approfondir. Cette constatation corrobore celle qui a été faite au sujet des lapiés, qui eux aussi ne peuvent s'élargir dans l'Urgonien. L'élargissement de fentes de lapiés structuraux étant une des origines d'apparition des dolines, le blocage du premier facteur empêche l'apparition du second.

L'autre fait est d'ordre paléoclimatique, et a nui à la formation des dolines par deux aspects : les plateaux ardéchois ont été soumis à des actions périglaciaires intenses, dont les effets sur le plateau du Rhône crétacé ont été considérables ; son modelé a été démantelé par un gel intense qui a obli-

téré toute les formes antérieures, probablement d'ailleurs par suite d'une gélivité importante du faciès urgonien de cette région. La dureté du calcaire a d'autre part figé les formes d'une alternance climatique à l'autre, permettant cette disparition complète des formes antérieures.

Ces phénomènes périglaciaires enfin, ont donné lieu au développement d'un réseau très important de vallées sèches qui ont été les facteurs les plus importants de cette oblitération du paysage ; de nos jours ce sont encore elles qui "bloquent" topographiquement la croissance des dolines, car ces dernières ne peuvent former des systèmes fermés sur des pentes ; l'absence de ruptures de pentes nettes dans les talwegs des vallées sèches indique cependant que les tendances à l'apparition de dépressions fermées dans ces vallées sont très rares.

Par opposition avec ces rares dolines très "aplaties", le Patis de Gras, à 5 Km à l'est de Saint-Remèze renferme un certain nombre de dolines qui se décomposent en plusieurs catégories (fig. 59) :

- 21 dolines à versant abrupts.

- 8 dolines en pente douce presque indécelables et de toutes petites dimensions - moins de 20 m de diamètre - sauf une qui atteint 60 X 25 m et une d'un diamètre de 50 m.

- 3 dolines à versants raides incluses dans des dépressions fermées plus vastes, la plus grande atteignant 300 X 120 m et renfermant une petite doline en pente douce à côté de la doline à versants raides.

Cette prépondérance des formes en pente raide dans un modelé par ailleurs très "amolli" est significative d'une évolution post-glaciaire de ces formes, dont la formation a pû être favorisée par une évolution périglaciaire antérieure qui a permis des circulations souterraines "épidermiques" génératrices de dolines d'effondrement. Il s'agirait donc de formes postérieures, et pour certaines immédiatement postérieures, à la dernière récurence froide suffisamment importante pour avoir formé un pergélisol. Il faut noter que, contrairement à ce qui s'observe dans d'autres secteurs, ces dolines ne sont pas dissymétriques ; cela est un argument de plus en faveur d'une genèse par effondrement qui est généralement beaucoup moins fréquente.

Les plateaux de piémont jurassiques ont une répartition des dolines très irrégulière, en fonction des variations lithologiques : les formes les plus nombreuses se trouvent dans le Kimméridgien supérieur J^{6-5}, mais le Portlandien J^{8-7}, le Sequanien J^{4} et le Rauracien J^{3} en renferment aussi en grand nombre (voir notamment le magnifique champ de dolines de l'anticlinal du Serre

Piala, au sud de Beaulieu, dans des terrains allant de J^{8-7} à J^{3}, champ dont la formation a pû être favorisée par la position anticlinale des couches qui tend à ouvrir les fractures vers le haut, d'où un enfoncement plus aisé des eaux.

Dans ces affleurements jurassiques, les dolines sont rarement circulaires, parce que leur forme est essentiellement commandée par la fracturation, surtout dans le Kimméridgien supérieur J^{6-5} : dans cet étage les dolines, qu'il serait plus exact d'appeler des dépressions fermées, sont, pour les exemplaires de grande taille, des portions de couloir karstique, très allongées, décrites dans les lignes précédentes de ce chapitre ; elles atteignent 300 m de longueur au sud de la Baume (X = 241,2 ; Y = 753,5 en coordonnées Lambert).

Il a paru nécessaire d'inclure à cette étude des dolines la description d'une forme marginale à notre étude puisque située à 1 600 m au sud-est du village d'Issirac : la doline du "Cros d'Arène" se trouve en effet dans les calcaires tendres du Sannoisien inférieur m_{IIIb}, généralement peu karstifié, qui a servi de limite méridionale à la partie orientale de la zone étudiée. Cet étage recouvre des placages discontinus de Gargasien C_I composé de sables verts C_{Ia} et de marnes bleues C_{Ib}. Les deux étages, discordant entre eux, le sont tous deux sur l'Urgonien.

Dans un tel contexte stratigraphique, il est assez surprenant de trouver la seule forme karstique majeure des plateaux ardéchois répondant à la définition de la doline. Le "Cros d'Arène" (X = 772,4 ; Y = 220,1) est une dépression fermée de 300 m de longueur pour 250 m de largeur et une profondeur de 20 m pour la partie totalement fermée. Mais les versants descendant vers la doline atteignent 50 m de dénivelée. Ces versants, très réguliers, presque réglés, se sont développés dans le Sannoisien : la stratigraphie est régulière et formée d'une alternance de bancs calcaires résistants épais d'une vingtaine de centimètres et de bancs marneux de la même épaisseur.

Le fond de la doline n'est pas plan, mais affecté d'une pente faible vers l'WNW. Sur le flanc ouest du "Cros d'Arène", coule une source à faible débit - quelques litres par minute - qui émerge à la faveur d'un banc marneux un peu plus épais que la moyenne. Le débit est régulier : il était identique le 25 Juin 1976 à celui observé en Mars 1976, période pourtant beaucoup plus pluvieuse. Il existe cependant des apports d'eau plus importants, car lors des grandes précipitations de l'automne 1976, le fond du Cros d'Arène s'est rempli d'eau dans sa moitié occidentale.

Les causes de la formation d'une telle doline sont difficilement décelables : les pendages sont faiblement ondulés, avec une résultante horizontale à l'échelle de la doline ; il n'apparaît pas de faille visible ni dans les affleurements, ni dans la topographie ; la forme très régulière de la doline est d'ailleurs peu significative d'une telle origine.

Une dépression d'une telle importance nécessitant de longues périodes pour qu'elle atteigne son développement actuel, il faut rechercher plus loin l'origine du "Cros d'Arène", dans l'espace et dans le temps. Dans l'espace d'abord, la dépression doit être rattachée à l'Urgonien sous-jacent qui est le seul terrain capable d'évacuer les eaux qui l'ont creusée. Des exemples de tels soutirages d'un terrain non karstifiable par les couches sous-jacentes ont déjà été signalés, parfois sous des épaisseurs bien plus considérables que celles du "Cros d'Arène", qui sont de l'ordre de la centaine de mètres.

Mais il est d'autre part possible qu'une karstification se soit amorcée au Crétacé supérieur et à l'Eocène, karstification fossilisée par les dépôts oligocènes ; une partie de ces conduits anciens auraient été réutilisés par les eaux et auraient permis l'apparition d'une forme karstique à l'emplacement d'une forme ancienne, qui aurait en quelque sorte "préparé" le terrain. Il faut en effet admettre que des processus assez inhabituels ont intervenu dans la mise en place d'une telle forme, qui fait tache dans un paysage qui la détruit d'ailleurs partiellement, la doline ayant été recoupée par l'amont de deux vallées sèches à modelé émoussé très périglaciaire, recoupement qui explique la faible dénivelée de la dépression fermée. Mais il est surprenant que les plateaux ardéchois ne possèdent qu'une forme majeure d'évidement karstique superficiel -mise à part la dépression fermée de la Goule de Foussoubie, qui est une forme marginale- et que cette forme soit située dans un terrain ne possédant par ailleurs pratiquement aucune propriété karstique : le cas limite devient plus important que le cas type, petite revanche de la nature sur les probabilités.

2. 4. 4 - Les poljés.

Formes de surface à caractère karstique la plus vaste, les poljés ne se signalent sur les plateaux ardéchois que par leur absence, à l'exception du poljé périphérique de la Goule de Foussoubie qui, étant une forme de transition avec les vallées aveugles, a été étudié dans le chapitre sur les vallées.

Mais lorsqu'apparaît une telle pénurie de formes, l'explication de cette

absence peut être aussi instructive que les formes elles-mêmes. Plusieurs raisons peuvent être invoquées : dans les plateaux de piémont, les dimensions trop restreintes des aires calcaires découpées par les affluents de l'Ardèche, ainsi que la faible épaisseur relative du calcaire ayant toujours permis la formation d'un exutoire superficiel. Dans les plateaux du Rhône, de même, l'enfoncement considérable de l'Ardèche a entraîné un abaissement du niveau de base empêchant le maintien d'une zone de battement de la nappe phréatique susceptible de former un poljé au centre d'un plateau calcaire. Le site favorable de Saint-Remèze -flexure anticlinale faillée recoupée par une surface d'aplanissement mettant à jour des calcaires plus tendres- est drainé par le ruisseau de Rimouren qui a empêché toute amorce d'enfoncement karstique. Il ne faut pas en déduire que les plateaux ardéchois sont faiblement karstifiés, comme l'avancent certains auteurs pour lesquels il n'est pas de Karst majeur sans poljés et vastes dolines ; mais les conditions lithologiques et tectoniques ont été telles dans cette région que pendant que les réseaux souterrains se développaient considérablement et empêchaient tout maintien d'un écoulement superficiel, les poljés et les grandes dolines se trouvaient exclus du paysage calcaire ardéchois, parfois même par les processus qui permettaient la formation des réseaux souterrains.

2. 4. 5. - Conclusion.

A la fin de ce chapitre sur les formes karstiques de surface, reste une interrogation : pourquoi un plateau calcaire évolue-t-il parfois en vallées sèches, parfois en dolines, parfois en couloirs karstiques, ou parfois, ce qui est le cas de bien des emplacements des plateaux du Rhône, n'apparaît-il pas de formes d'évolution, si ce n'est quelques champs de cailloux ?

Plusieurs causes interférent dans cette évolution :

La densité de la fracturation, et notamment la présence de fractures majeures pouvant commander la direction de la fracturation sur d'importantes distances, jouent un grand rôle dans les possibilités de formation de formes spécifiques et rares comme les couloirs karstiques.

Mais dans nos régions où les actions périglaciaires ont été très importantes, le facteur principal de répartition des différentes formes superficielles est la gélivité de la roche. Une roche gélive comblera ses couloirs karstiques qui tendront alors vers la vallée sèche. Si elle est fortement gélive et résistante, comme l'est l'Urgonien, toutes les formes se trouveront

oblitérées sans qu'en réapparaissent de nouvelles. De plus les actions anthropiques jouent leur rôle et la dénudation néolithique des plateaux due au surpâturage a modifié le modelé superficiel à un point qu'il est difficile de préciser mais qui n'est pas négligeable : les plateaux urgoniens notamment ont pu être recouverts avant cette dénudation par un sol continu qui les protégeait efficacement des actions périglaciaires à faible profondeur ; de nos jours les pierriers témoignent de l'intensité de cette action actuelle, malgré la rareté des jours de gel. Un équilibre s'étant rompu, tout le modelé d'un plateau a été modifié.

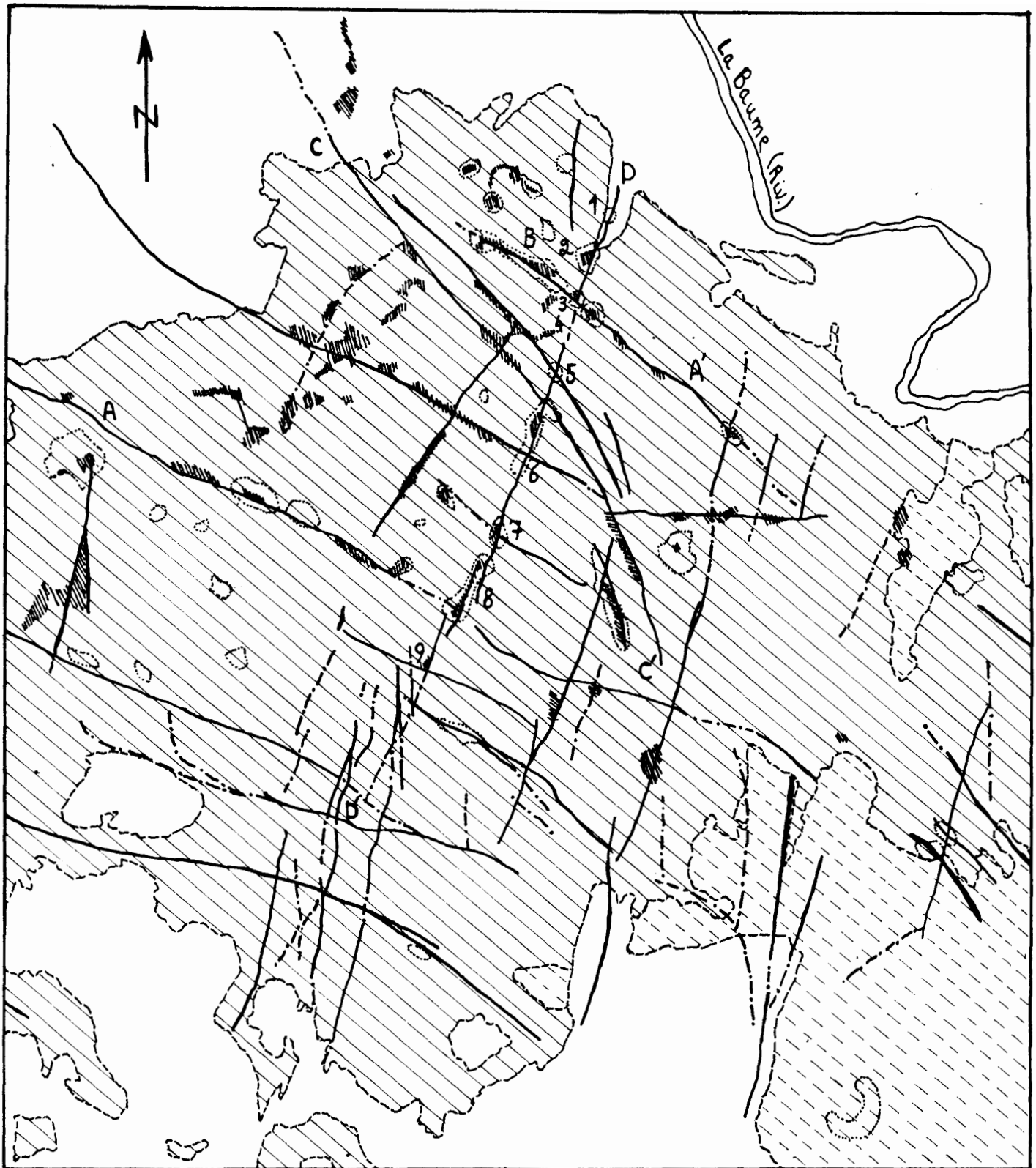


Figure 58 : Extension des lapiés structuraux et des fractures génératrices de couloirs karstiques sur les plateaux au sud de la Baume. Prédominance des directions de fracturation **WNW-ESE** et **NNE-SSW** (d'après photographie aérienne I.G.N. 69 FR 1793 150 n° 1910)

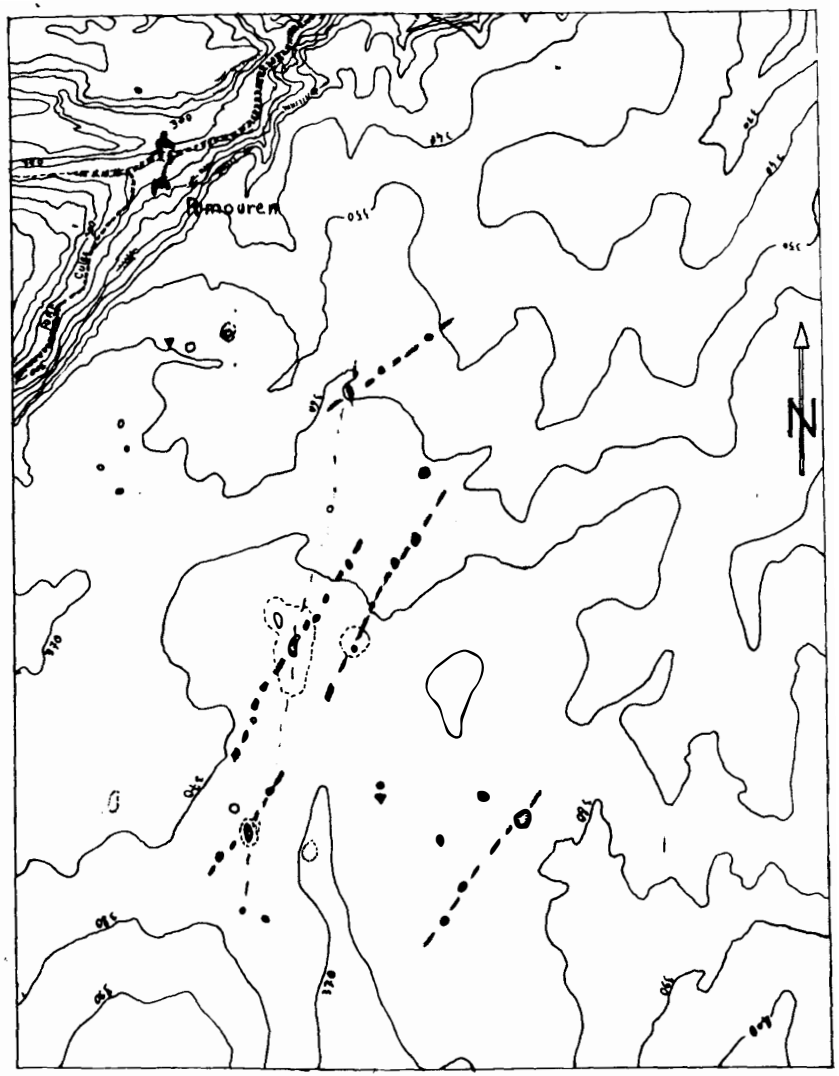


Figure 59 : CHAMP DE DOLINES DU GRAND PATIS - BOIS DU LAOUL

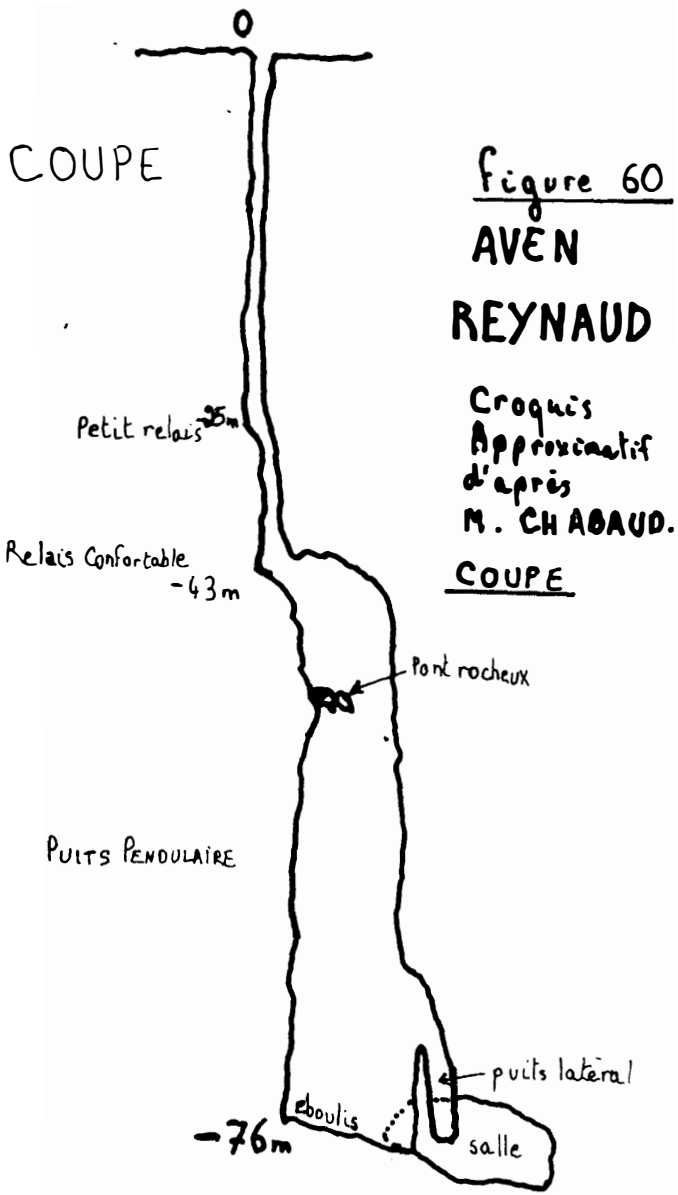


Figure 60

AVEN REYNAUD

Croquis Approximatif d'après M. CHABAUD.

COUPE

T R O I S I E M E P A R T I E

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

LES FORMES SOUTERRAINES

C H A P I T R E 3. 1.

-:-

LES FORMES SOUTERRAINES SIMPLES

3. 1. 1 - Introduction.

L'étude aborde ici un domaine qui a peu été étudié en géomorphologie pour différentes raisons d'ordre aussi bien pratique que théorique.

Les raisons d'ordre pratique résultent du milieu naturel, très impropre à l'observation scientifique, à cause de l'obscurité et de l'humidité ; la première est néfaste pour l'observation et la seconde pour tous les instruments de mesure. De plus, les techniques modernes de photo-interprétation et de télédétection ne peuvent être appliquées à ces formes, d'où l'obligation d'une vision directe des phénomènes. Les photographies, souvent révélatrices, sont rares et dispersées. Quant aux plans de grottes, ils sont généralement trop imprécis pour pouvoir être utilisés dans une recherche géomorphologique. Enfin nous n'insisterons pas, car nous sortirions de notre propos, sur certains problèmes d'ordre humain qui se posent lorsque l'on veut étudier les grottes, allant du refus de toute information de peur de se faire "voler" une grotte à la mégalomanie absolue d'un propriétaire de grotte aménagée, multipliant par cinq les dimensions de sa grotte.

Les raisons d'ordre théorique sont avancées par différents chercheurs qui nient aux cavités souterraines un intérêt quelconque dans l'étude des Karsts. Elles se résument en général en deux thèses distinctes :

- Certains géographes nient l'intérêt des cavités souterraines parce qu'elles sortent du champ d'étude de la géographie. Nous ne partageons pas cette opinion pour de nombreuses raisons qui ont déjà été annoncées en introduction : inclusion des cavités souterraines dans l'objet de la géomorphologie tel que le définit J. Tricart (1965) ; importance de ces cavités dans la mise en valeur de l'oekoumène ; mais aussi importance du modelé souterrain dans l'évolution du modelé de surface.

- Certains hydrogéologues refusent aux grottes un intérêt quelconque dans l'étude des Karsts parce qu'elles ne sont, affirment-ils, qu'un phénomène mi-

neur par rapport aux fissures qui permettent l'essentiel des circulations aquifères. Si cette observation est véridique pour un hydrogéologue qui cherche l'eau par des sondages, et a, de ce fait, très peu de chances de recoupér une circulation importante, elle ne tient pas compte de la différence entre l'optique de l'hydrogéologue et du géomorphologue : les fissures donnent dans les cavités, qui sont le stade suivant de la concentration des écoulements ; les eaux ne ressortent que rarement de terre par circulation fissurale, utilisant généralement des conduits beaucoup plus importants, qu'ils soient en circulation libre ou en circulation noyée.

Nous allons, dans ce premier chapitre, étudier les différents types de formes souterraines simples, c'est-à-dire les formes souterraines élémentaires ne constituant pas des ensembles ou des réseaux. C'est la décomposition de ces ensembles qui permettra dans d'autres chapitres de décomposer les réseaux complexes et d'examiner les rapports entre leurs éléments, pertes ou résurgences par exemple ; puis, à une échelle supérieure, de rechercher les différences "régionales" qui apparaissent dans les formes souterraines selon les paysages en roche perméable cohérente qui les constituent.

3. 1. 2 - Les Avens (1)

Ce sont les formes karstiques les plus simples, si elles ne comportent pas de développements horizontaux à leur base. Elles sont nombreuses sur le plateau du Rhône où elles apparaissent généralement sans relation aucune avec une forme topographique de surface, ce qui n'est guère surprenant vu la rareté de ces formes de surface.

Les orifices des avens, faciles d'observation, montrent bien les différents types d'avens existant.

3. 1. 2. 1 - L'aven de REYNAUD (X = 773,25 ; Y = 231,8 ; Z = 348 m d'après M. Chabaud), dans le Bois de Malbos (commune de Saint-Remèze) se présente en surface comme un orifice allongé de 2 X 1 m de forme régulière. Une diaclase nettement visible coupe l'orifice selon son plus grand axe. Aucune forme de surface n'accompagne l'aven. Il s'agit là de la forme la plus simple d'aven,

(1) Voir dans le glossaire en annexe les définitions des termes spéléologiques ou de morphologie souterraine particuliers à ces disciplines.

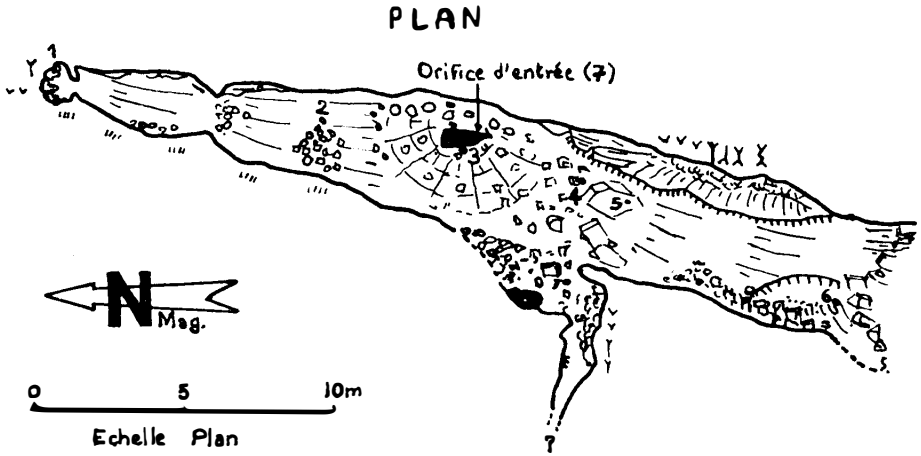
résultant de l'élargissement d'une simple fracture, sans qu'apparaissent les raisons de l'élargissement en ce lieu précis (absence de fracture transverse). Il faut noter que cet élargissement ne résulte pas dans ce cas de l'approfondissement d'une fissure de lapiaz, car ces derniers sont inexistants dans le secteur de l'aven de Reynaud.

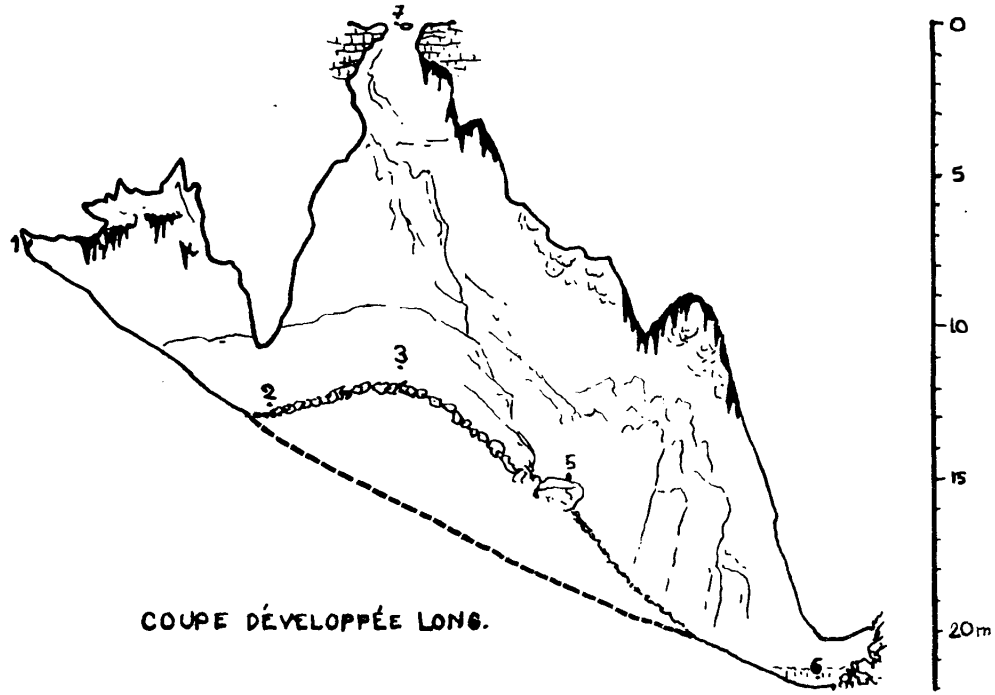
L'aven, qui est en fait un puits unique de 70 m environ, (fig. 60) coupé par des relais, étroit dans les trente premiers mètres, s'évase ensuite selon le même axe de fracturation pour former une ellipse en plan de 30 X 8 m. Toute la cavité est commandée par une seule donnée tectonique : une fracture originelle simple.

3. 1. 2. 2 - Un autre exemple d'aven formé sur une fracture unique est celui de l'aven de CLAIRAGO (fig. 61), situé sur les plateaux de piémont, au NNE de Chadouillet, sur le versant sud de l'anticlinal des Ramades, dans la commune de Saint-André-de-Cruzières.

L'épaisseur de calcaire affecté par la karstification étant beaucoup plus faible, l'aven n'est pas une profonde fissure, comme l'aven Reynaud. Il a, en coupe longitudinale, une forme de triangle dont le sommet est l'entrée de l'aven et dont la base a une pente nord-sud d'environ 30°, suivant le pendage des couches. En plan, l'aven a l'allure d'un triangle très fermé à pointe tournée vers le nord, coupé sur son côté ouest par un petit diverticule bas de plafond (voir coupe 4). Les coupes montrent deux parois parallèles avec un plafond plat en 4 et 5 qui permet d'affirmer que l'aven s'est formé soit aux dépends d'une fracture majeure, faille ou décrochement, soit aux dépens de plusieurs petites fractures parallèles, cette dernière possibilité expliquant plus facilement la présence d'un plafond plat par maintien d'un joint de stratification entre les deux fractures. La direction méridienne, correspondant aux décrochements pyrénéens, est compatible avec les deux possibilités précédentes. La cavité s'est formée à partir d'infiltrations verticales, suivies d'un effondrement, ou de multiples chutes de blocs, dont l'éboulis situé au pied de l'entrée atteste l'importance. De nos jours, un léger concrétionnement montre la faible évolution de la cavité.

3. 1. 2. 3 - L'aven du Reméjadou, lui aussi sur les plateaux de piémont, dans la commune de Saint-Alban-sous-Sampzon, est un autre exemple d'aven situé sur une fracture importante unique qui n'a pas seulement orienté l'orifice





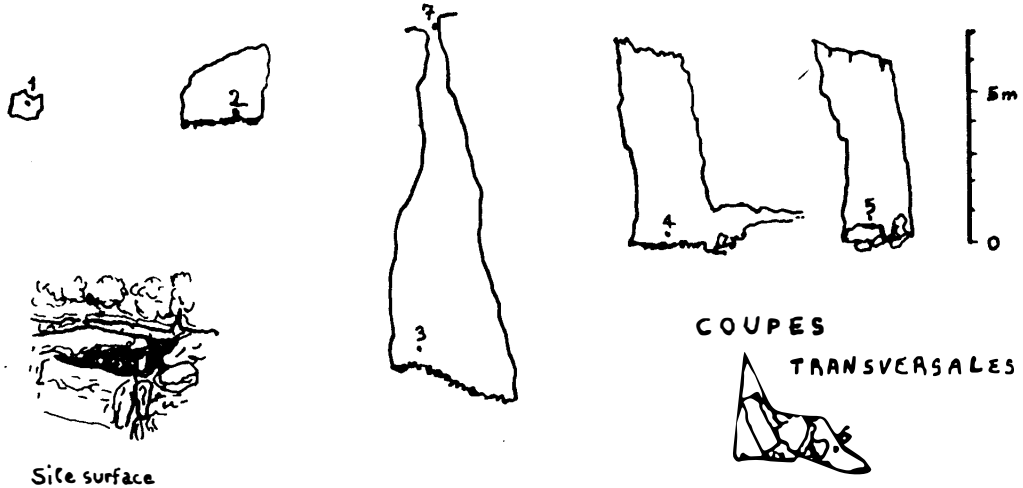


FIGURE 61

AVEN DE CLAIRAGO

COORD.: 750,295 / 227,330 ALT.: 295m

DÉP.: ARDÈCHE COM.: SAINT-ANDRÉ-DE-CRUZIÈRES

TOPOGRAPHIE LEVEE PAR B. KLINGENFUSS
DESSIN Y.C. D'APRÈS ,,,,,,,,,

VOIR LÉGENDE IN FIGURES 56-57

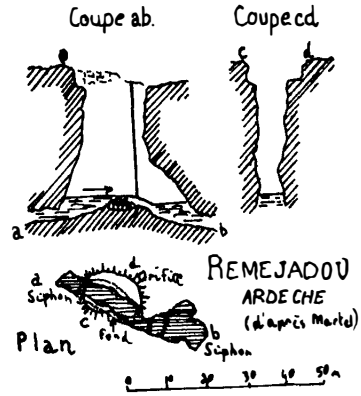


Figure 62

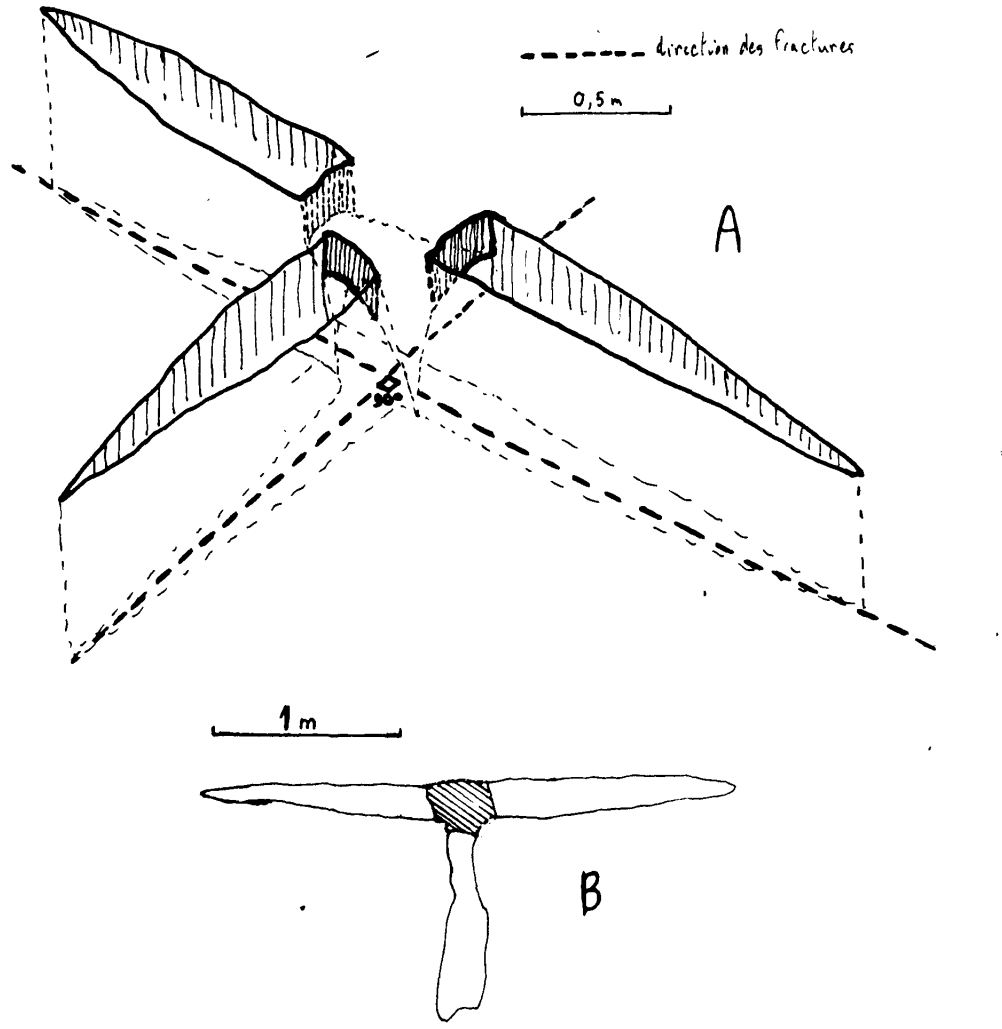


Figure 64 : Vue perspective (A) et en plan (B) d'une petite arche recouvrant le croisement de deux fissures, au nord-ouest d'Orgnac.

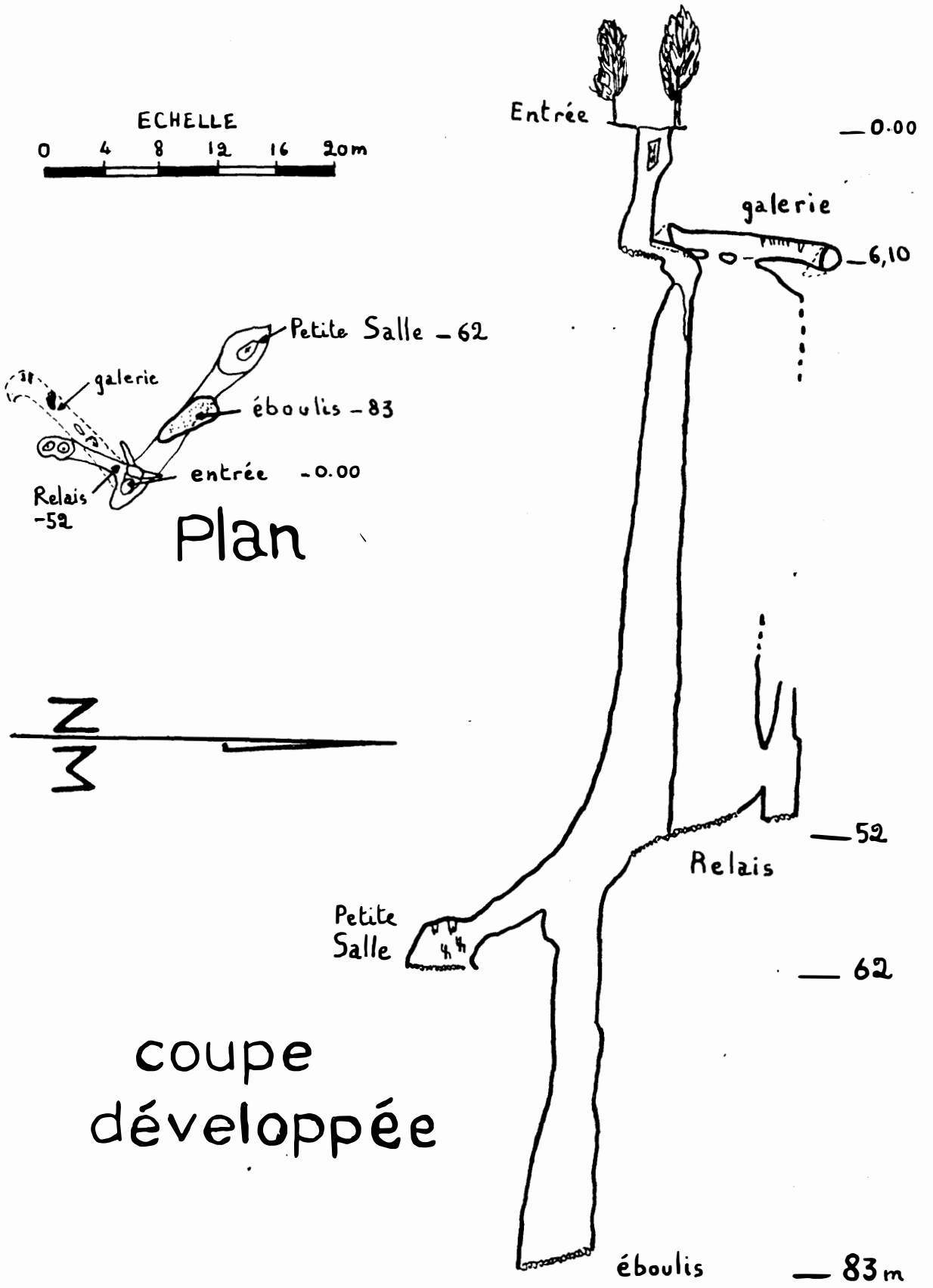
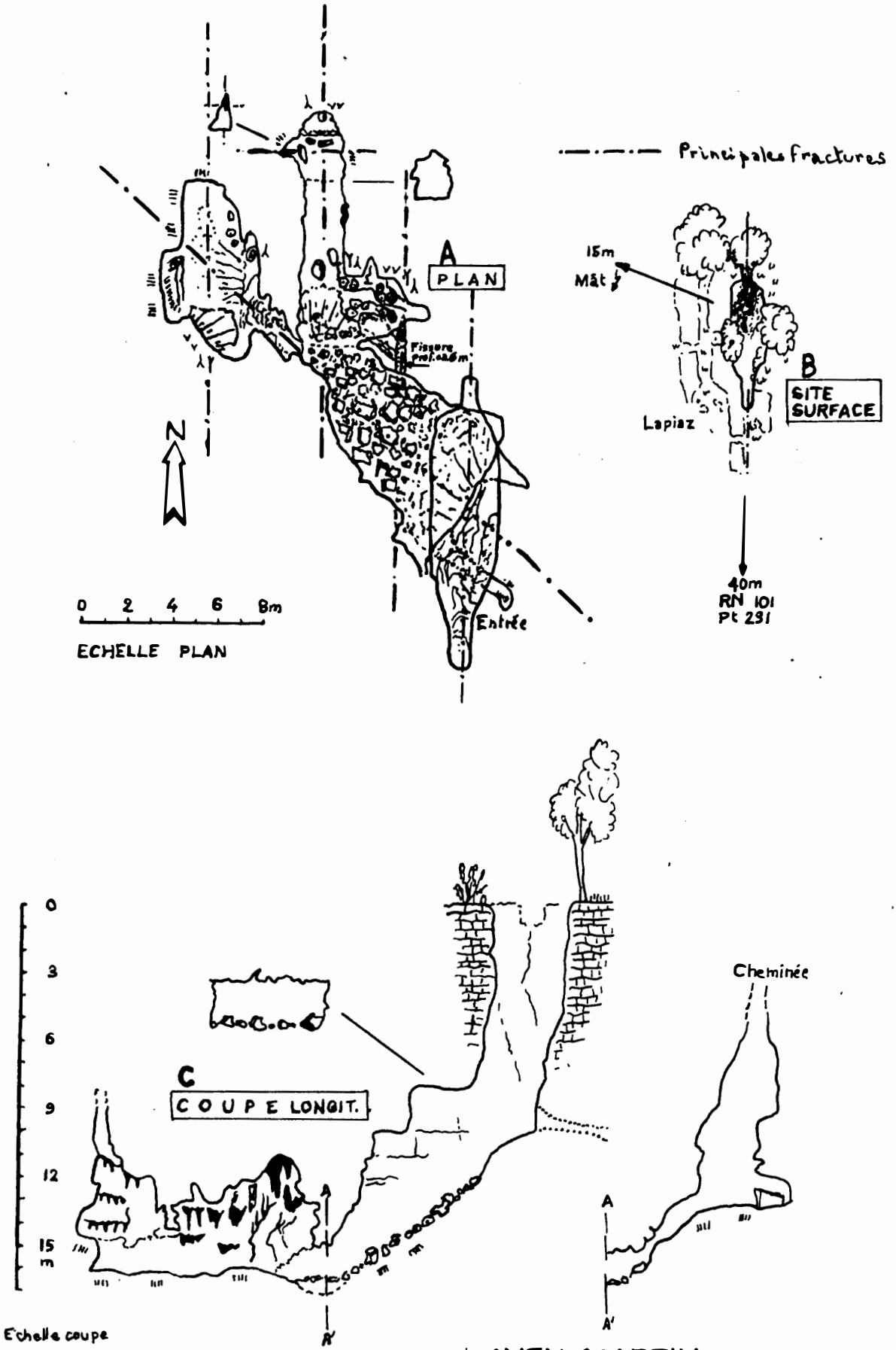


FIGURE 63 : AVEN DU RAT

ORGNAC (ARDECHE)

Dessin Y.C. d'après publication G.S. Ragaïe.



VOIR LEGENDE IN Figures 56-57

Figure 65 : AVEN MARTIN

COORD.: 746,220 / 226,385 ALT.: 230m

DEP.: ARDÈCHE COM: SAINT-PAUL-LE-JEUNE

LEVÉS EFFECTUÉS PAR B. KLINGENFUSS

DESSIN Y.C. D'APRÈS B. KLINGENFUSS.

extérieur mais aussi la salle sous-jacente. Les mécanismes d'effondrement ont par contre été beaucoup plus importants que dans le cas précédent : l'aven résulte de l'effondrement d'une salle parcourue par une circulation pérenne dans un paysage calcaire à faible épaisseur relative, effondrement qui s'est effectué à la faveur d'une fracture importante commandant déjà la circulation souterraine dans la section de réseau envisagée (1) ; aussi l'effondrement a-t-il donné un orifice allongé selon la direction de la fracture au lieu de donner un orifice grossièrement circulaire comme en donnent généralement les avens d'effondrement. La circulation pérenne a probablement joué un rôle important dans le déblaiement des débris, permettant l'apparition d'une salle vaste.

3. 1. 2. 4 - L'aven du Rat, dans la commune d'Orgnac (X = 776,350 ; Y = 226,78 ; Z = 339 m), se trouve au sommet d'un versant, presque sur la ligne de partage des eaux, dominant la route de Labastide-de-Virac à Orgnac. En surface il apparaît comme un secteur de quelques mètres carrés déprimé d'une vingtaine de centimètres dans lequel s'ouvre un orifice de 2,50 X 0,70 m. Deux mètres plus bas apparaît une arche naturelle, puis un relais à -5 m, avec une galerie de 10 m de long et 1,50 m de hauteur suivant une diaclase nord-est - sud-ouest. A -6 m environ on débouche dans le puits proprement dit, vertical sur 48 m. Ce puits a une forme en S aplati assez surprenante, forme qui suit deux directions, 43 à 50 grades d'une part et 145 à 157 grades d'autre part, directions donc quasiment orthogonales. Le puits est interrompu à -52 m par un relais très incliné donnant accès au second puits qui suit plus nettement que le précédent la direction de diaclasage 145 à 157 grades. En face du relais, une petite salle se trouve dans le même axe. Par contre, derrière le relais, une petite salle remontante correspond à un azimuth de l'ordre de 35 à 40 grades.

L'aven du Rat est un cas très représentatif des avens formés par recoupement de diaclases, puisque le recoupement se manifeste dans la forme "sinueuse" du puits ; il faut ajouter que le secteur où se recoupent les diaclases, qui devrait être le plus fragile, est affecté d'arches révélant une résistance

---

(1) En amont un siphon de 100 mètres donne sur une fissure conduisant à un petit cours supérieur étroit de 80 mètres de longueur. Au-dessous le vaste siphon continue (renseignements fournis par l'Union Spéléologique de Saint-Ambroix).

particulière de la roche. Le même phénomène s'observe en surface, à proximité de l'aven, vers la ligne de partage des eaux de la "Serre" où se trouve l'aven. Deux fissures de lapiaz, (forme de lapiaz en creux typique des plateaux du Rhône) se croisent selon une direction orthogonale. L'une des fissures ne se prolonge pas dans la topographie au-delà du recoupement, et, fait, plus rare, le croisement des fissures, qui est généralement le secteur le plus approfondi des fentes de lapiaz, est recouvert d'un pont rocheux en roche en place. Pourquoi de tels phénomènes apparaissent-ils sous terre et en surface ? Seules des études très fines de micro-tectonique permettraient probablement de proposer une réponse.

3. 1. 2. 5 - L'aven du Rat n'est encore qu'une forme simple d'aven sur diaclase. Cette étude des formes élémentaires sur diaclase s'achèvera par la description d'un aven plus complexe, mais encore réduit à une seule salle d'où partent quelques diverticules : l'aven MARTIN, dans le synclinal de Saint-André-de-Cruzières, au-dessus de la Goule de Sauvas (fig. 65).

Cet aven, peu profond, est constitué d'un puits suivi d'un éboulis donnant dans un couloir et une petite salle. Les orientations principales sont nord-sud dans au moins quatre fractures parallèles espacées de 4,5 à 3 m. A ces quatre fractures, probablement des diaclases, s'ajoute une cinquième fracture nord-ouest - sud-est formée probablement d'un faisceau de petites fractures parallèles dans cette même direction, non décelables, qui joint les différents éléments parallèles pour former l'aven, mais qui n'apparaît pas du tout au niveau de l'orifice. Une petite fracture est-ouest limite au nord le diverticule central.

Cette fracturation nord-sud correspond à la fracturation du lapiaz en surface, dans lequel l'entrée est remarquablement bien intégrée (voir croquis B de la figure 65). Aussi peut-on se demander si l'aven Martin n'est pas, comme l'aven du Lapiaz, une simple forme d'approfondissement de ce lapiaz de surface, sa profondeur de 15 m étant à peine supérieure à celle de l'aven du Lapiaz. Cette idée nous semble erronée parce que l'aven Martin présente des galeries de section carrée ou rectangulaire bien différentes des longues fissure d'approfondissement du lapiaz. De plus, il contient un concrétionnement important, montrant que l'on est passé de l'étage de corrosion du lapiaz à celui de sédimentation chimique des étages inférieurs ; sous une si faible épaisseur de roche, cela est le signe d'une lente percolation à travers des

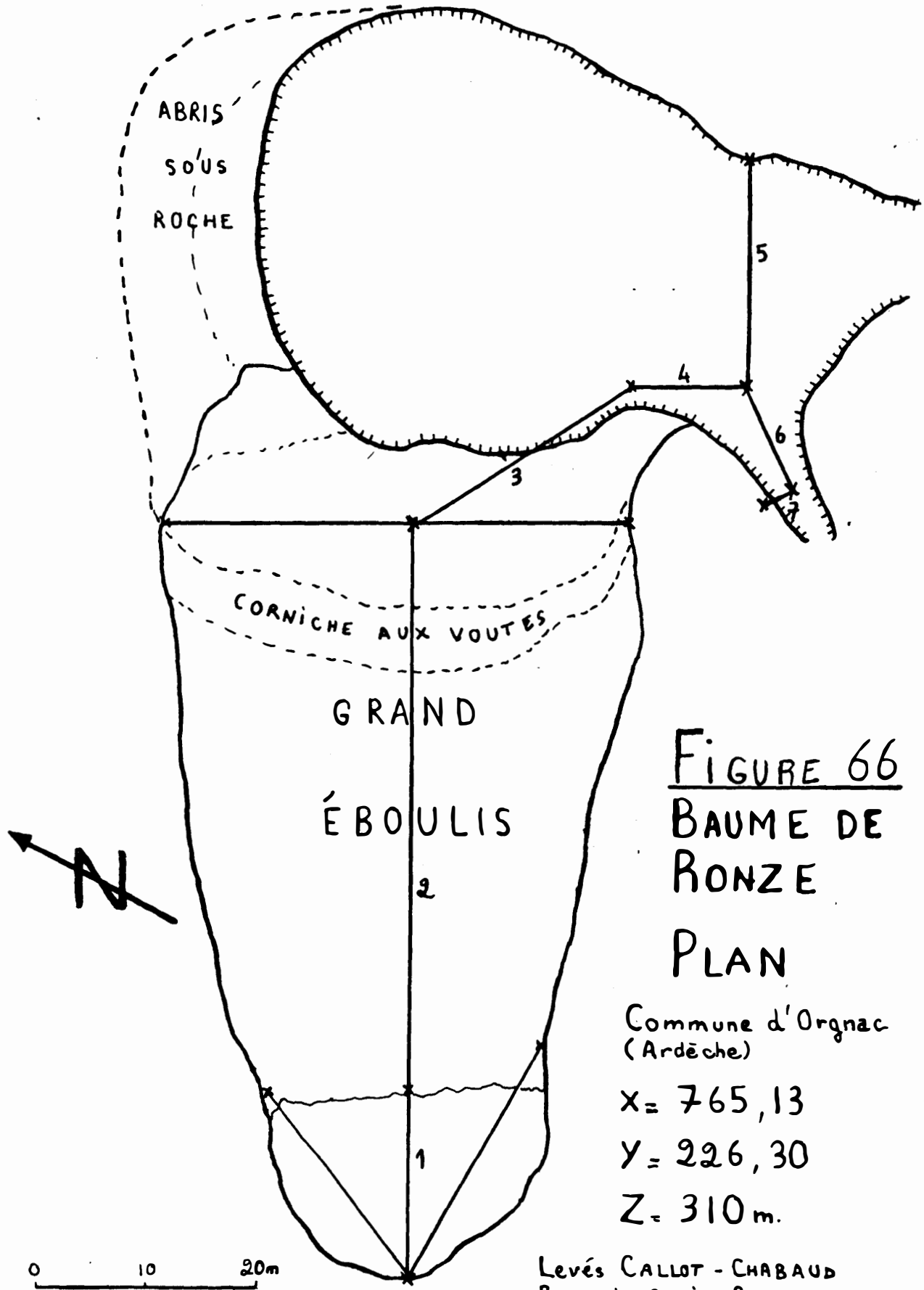


FIGURE 66

BAUME DE RONZE

PLAN

Commune d'Orgnac
(Ardèche)

X = 765,13

Y = 226,30

Z = 310 m.

Levés CALLOT - CHABAUD
Boussole Chaix - Broussarde
Clinomètre SUNTOO
DOUBLE - DECAMETRE
Dessin Y. CALLOT

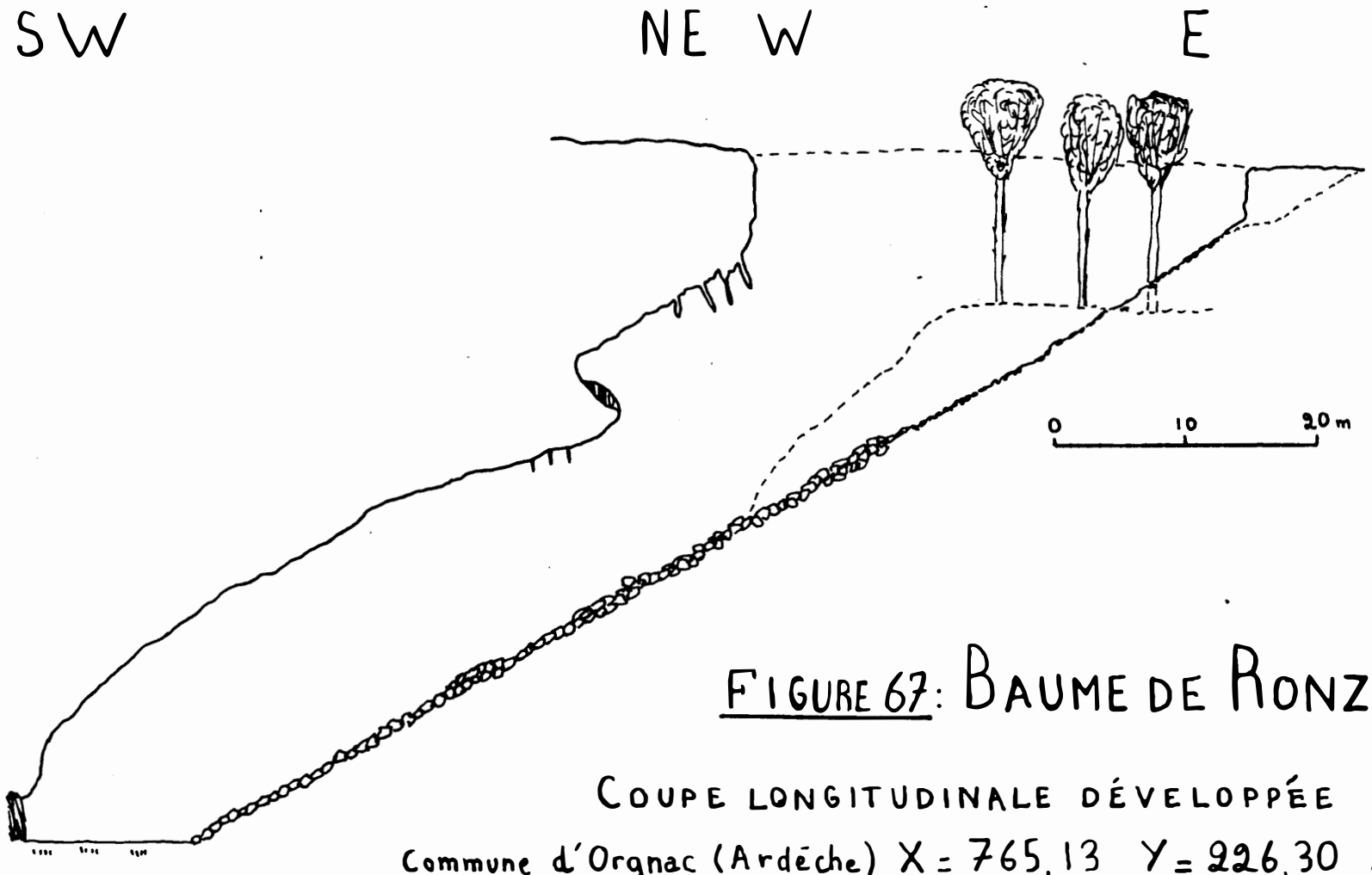


FIGURE 67: BAUME DE RONZE

COUPE LONGITUDINALE DÉVELOPPÉE

Commune d'Orgnac (Ardèche) X = 765,13 Y = 226,30 Z = 310 m

Levés CALLOT - CHABAUD . Boussole Chaix-Broussarde . Clinomètre Suntoo . Double-décamètre

Dessin Y. CALLOT

fissures non ouvertes ou peu ouvertes, donc non lapiazées. Si l'aven suit le même système de fractures nord-sud, c'est parce que cette direction correspond à des directions de décrochement pyrénéen plus facilement utilisables que les fractures de compression ; de plus, dans toute la zone structurale "plissée" de Saint-André-de-Cruzières, la répartition régionale des contraintes est très favorable, plusieurs exemples précédents l'ont montré, à l'utilisation de cette direction nord-sud dans les aires proches de la surface. Mais l'aven Martin n'est justement pas une forme d'approfondissement de lapiaz parce qu'il résulte de la rencontre de cette tendance à la fracturation nord-sud avec une tendance nord-ouest - sud-est INEXISTANTE dans le modelé de surface : l'approfondissement de la fissure de lapiaz qu'était à l'origine le puits d'entrée n'a donné un aven que parce qu'il s'est trouvé à 5-6 m de profondeur dévié par une nouvelle fracture indépendante du lapiaz : une telle disposition n'est naturellement possible que dans des calcaires à stratification assez fine pour permettre des variations de fracturation d'une strate à l'autre. L'Urgonien ne possède pas de telles variations de fracturation à cette échelle, ce qui explique l'aspect plus rectiligne de ses avens.

Si les diaclases jouent un rôle prépondérant dans la formation des avens, les processus d'évacuation du matériel sont eux aussi d'une grande importance. Nous allons maintenant voir quels peuvent être leurs effets.

3. 1. 2. 6 - La "Baume de Ronze", dans la commune d'Orgnac, à environ un kilomètre à l'ouest du village (X = 765,13 ; Y = 226,30 ; Z = environ 310 m), peut être considérée comme un cas intermédiaire entre un aven et une grotte. Cette cavité -qui n'est absolument pas une "baume" au sens géomorphologique du terme-, très vaste mais difficilement décelable parce que située sur une crête peu marquée et perdue au milieu d'une végétation très dense, est un vaste aven large d'une soixantaine de mètres sur une trentaine, aux parois verticales sur une hauteur de 10 à 25 m, excepté deux couloirs raides sur le côté sud de l'aven qui permettent d'y descendre sans difficultés. Le fond de l'aven (fig. 66 et 67) est dissymétrique, avec une forte pente vers le NNW où les parois sont beaucoup plus hautes et surplombantes ; une végétation importante comprenant des arbres plus élevés que ceux que l'on observe sur le plateau environnant encombre la partie sud de l'aven. Vers le NNW la pente s'accentue au fur et à mesure que l'on s'approche du vaste couloir NNW. Le sol disparaît et est remplacé par un éboulis à blocs anguleux qui suit sur une quarantaine de mètres de dénivelée l'enfoncement de ce qui fut probablement

une vaste galerie descendante (à moins qu'il ne s'agisse d'un ancien renfoncement de la salle originelle ayant formé l'aven). Au nord une avancée du toit de l'aven recouvre une vaste surface presque plane d'environ 30 X 15 m qui a servi d'habitat préhistorique (voir références nombreuses in Balazuc, 1955, p. 120). A l'ouest un redans dans la paroi ne correspond pas forcément à un ancien niveau de grotte mais peut être interprété comme un évidement en baume -au sens géomorphologique du terme- postérieur à la formation de l'aven. L'aspect arrondi des parois de l'évidement est un argument en faveur d'une telle formation.

La seule vue de la coupe longitudinale montre bien que la Baume de Ronze résulte de l'effondrement d'une salle allongée ou d'une galerie. Mais la quantité de débris fournis par l'effondrement et l'absence d'évacuation de ces débris se sont conjugués pour combler en partie la forme primitive, sauf vers l'ouest où la cavité était suffisamment vaste pour rester ouverte malgré l'effondrement. On peut, à titre d'hypothèse, avancer l'idée que certains phénomènes périglaciaires de gel du sol ont pu favoriser l'effondrement de la salle originelle, encore que le simple rapprochement de la voûte et de la surface ait pu suffire pour produire l'éboulement ; mais l'apparition de l'aven est peut-être plus ancienne car les parois sont très altérées par les actions atmosphériques. Il existe notamment sur la paroi nord-ouest des concrétions importantes et dissymétriques, toutes penchées vers le sud-est, c'est-à-dire vers l'extérieur. Il est difficile de les attribuer à des courants d'air, étant donné les dimensions de la galerie. Nous les considérons comme formées grâce à une différence d'évaporation des eaux suitant sur leurs flancs. Les eaux coulant sur la face sud-est sont soumises à l'ensoleillement, donc plus rapidement évaporées, et elles déposent plus de calcaire. Un équilibre se produit alors entre la tendance de l'eau à couler sur la face la plus en pente, donc à l'ombre, et le progrès de l'évaporation au soleil. Nous avons trouvé une confirmation de notre hypothèse dans Spélunca, n° spécial n° 1 (supplément au n° 3, 1976), où la photographie de couverture, représentant un des avens de la Candélaria, au Guatémala, montre exactement le même type de concrétions massives toutes penchées vers l'orifice ensoleillé de l'aven, situé au sommet d'un vaste éboulis. De toute manière, les phénomènes de cryoclastie ont pu continuer, postérieurement à l'effondrement, à alimenter l'éboulis, qui est recouvert de débris beaucoup trop fins pour provenir d'un effondrement en masse.

Les débris de la Baume de Ronze ont partiellement comblé la cavité ori-

ginelle, surtout dans la partie est de la Baume ; de tels effondrements comblant presque totalement la cavité originelle sont fréquents. En cas limite, ils donnent des dolines d'effondrement, n'étant pas suffisamment profonds pour être assimilés à des formes souterraines, la séparation entre les deux types de formes étant difficilement déterminable (la Baume de Ronze est qualifiée de doline d'effondrement par Balazuc, 1955, p. 120).

3. 1. 2. 7 - L'aven de la Cocalière - et aussi dans une certaine mesure l'aven du Reméjadou déjà décrit - montrent un autre type d'évolution.

En effet dans ces deux cas, l'effondrement a été accompagné par une évacuation des matériaux. Lorsque l'on descend dans l'aven de la Cocalière, (fig. 68) on constate que les débris accumulés au fond de l'aven représentent un faible volume par rapport à celui de l'aven. L'explication est fournie par la position de l'aven qui est en fait un regard sur un réseau actif (peu fréquemment de nos jours, mais les rares périodes d'écoulement sont très violentes) : les eaux arrivent par la grotte sud de la Cocalière, traversent l'aven et disparaissent par la grotte nord, dite de la Cotepatière ; aussi, lorsque s'est produit l'effondrement - dont il est difficile de dire s'il s'est produit en une ou plusieurs fois, des effondrements partiels des voûtes ayant pu précéder l'ouverture vers l'extérieur du réseau -, les eaux ont peu à peu évacué les débris de l'effondrement, par dissolution et transport mécanique. C'est cette évacuation qui permet d'avoir un regard total sur le réseau, puisque l'on voit à la fois et l'amont et l'aval de ce dernier. De nos jours, si un remplissage encore important encombre le fond de l'aven, il est entaillé en son centre par un lit profond maintenant ouverts les deux couloirs d'accès aux réseaux ; de plus, une partie des débris provient non pas de l'effondrement mais d'apports du cours d'eau souterrain en provenance des remplissages amont.

3. 1. 2. 8 - Avens et paysage.

Cette comparaison des différents types d'avens montre qu'une différence apparaît entre les paysages calcaires à faible épaisseur relative et ceux à forte épaisseur ; dans les premiers, les chances sont plus nombreuses d'observer des avens qui sont des regards sur des réseaux à développement horizontal parcourus par des circulations d'eau actuelles, bien que non pérennes dans les plateaux ardéchois ; dans les seconds, au contraire, les avens sont généralement des formes isolées parce qu'ils ont tendance à combler leur base par

leurs propres débris, les seuls cas ne relevant pas de cette évolution étant ceux d'avens débouchant sur des volumes excavés suffisamment importants pour que les débris n'aient pas pu combler la base des salles sous-jacente ; cela permet alors d'avoir un regard sur les réseaux à développement horizontal (cas de l'aven d'Orgnac par exemple). Il faut noter que ce type d'évolution en fonction des possibilités d'évacuation des débris n'est pas spécifique des avens s'ouvrant en surface mais peut aussi bien s'appliquer à toute verticale à l'intérieur même d'un réseau souterrain. L'influence des circulations d'eau à l'intérieur des puits évacuant la roche par dissolution sera examinée avec les pertes, bien qu'elle puisse être envisagée pour n'importe quel puits souterrain parcouru par une circulation.

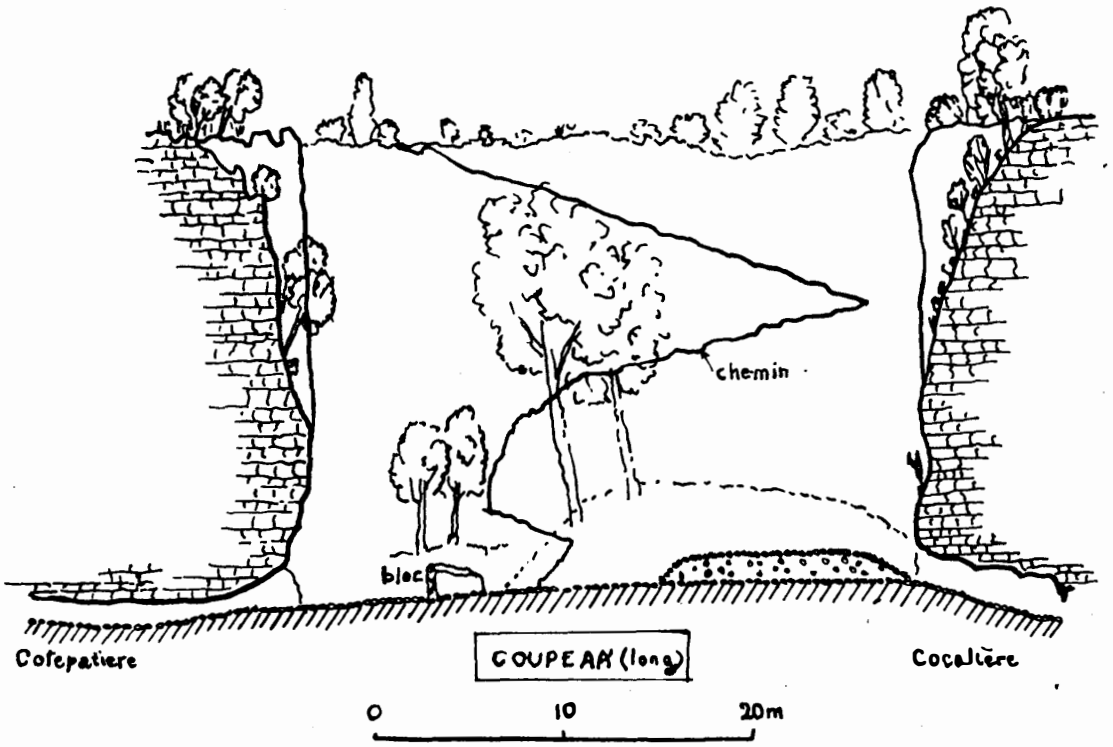
3. 1. 3 - Les Grottes "inactives". (1)

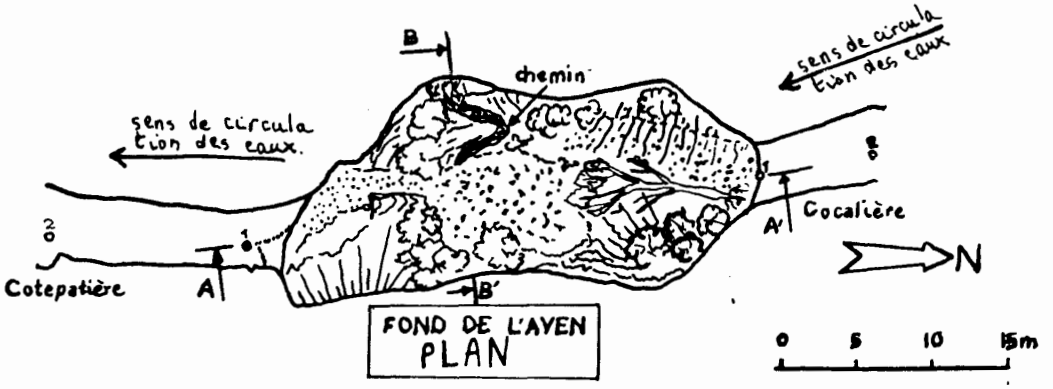
Ce terme désigne les cavités à développement essentiellement horizontal, non parcourues actuellement par des circulations importantes, comme des ruisseaux souterrains ; cela n'exclut pas le passage d'eaux suintant des plafonds alimentant des concrétionnements et même des gours. La différence peut se schématiser en admettant que ces réseaux peuvent être parcourus par des circulations d'eau à composante verticale mais pas à composante horizontale.

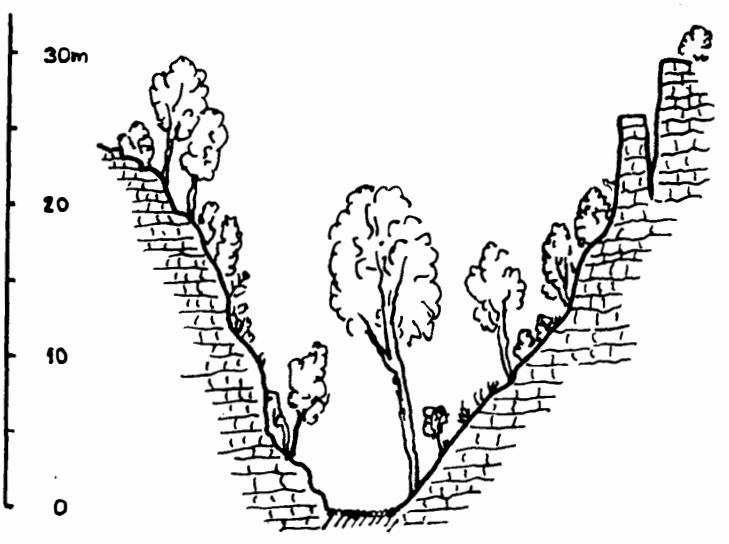
3. 1. 3. 1 - Distinction grotte-Baume.

Avant de poursuivre, une distinction doit être faite entre les grottes proprement dites et les "Balmes" ou "Baumes" au sens géomorphologique du terme. Ces dernières sont en effet définies par le "Vocabulaire français des phénomènes karstiques" comme pouvant "passer du domaine dialectal au domaine général pour désigner un encorbellement de grandes dimensions". Aussi ne sont-elles pas véritablement des formes souterraines, mais plutôt des états de paroi, profitant de zones de faiblesse dans la sédimentation du calcaire -et aussi de certaines autres roches comme le grès, les abris sous roche formés

(1) Nous n'employons pas le terme couramment utilisé par les spéléologues de grotte "fossile" pour désigner des cavités sans circulation d'eau, suivant en cela la définition de J. Demangeot (communication orale) qui réserve ce terme aux cavités ayant été totalement comblées par un remplissage, donc fossilisées, puis ayant été dégagées par une reprise ultérieure des circulations. Aussi une cavité peut-elle être à la fois fossile et active.







voir légende in figures 56-57

DIMENSION (surface)
longueur max. : 43m
largeur " : 38m

profondeur : 24-30m

Figure 68

AVEN COCALIÈRE

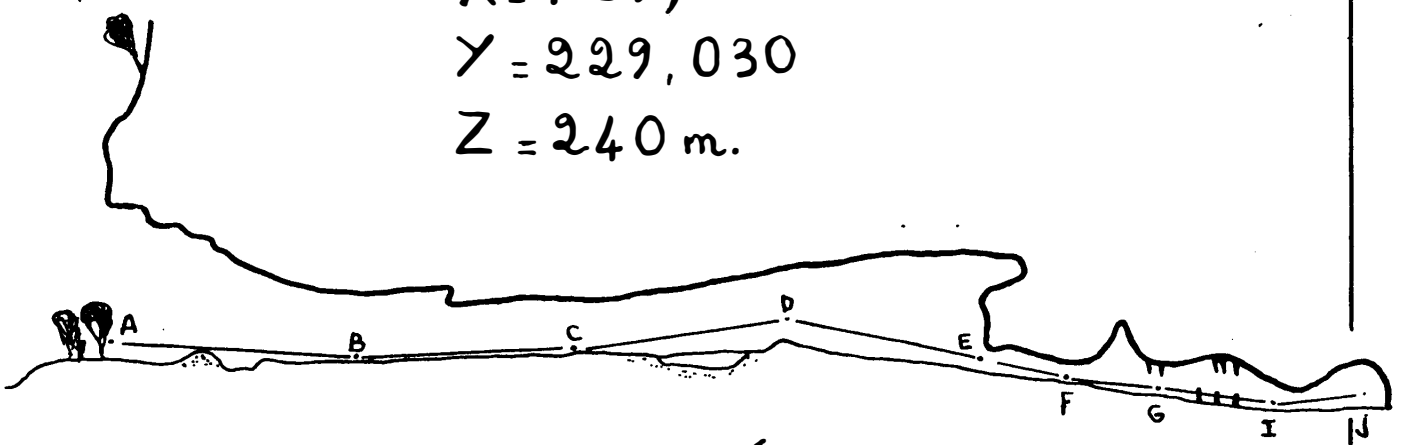
COORD. : 747,180/225,980
ALT : 197m
DEP. : ARDECHE
COM. : SAINT-ANDRE-DE-CRUZIERE

Y.C. d'après B. Kliegenfuss.

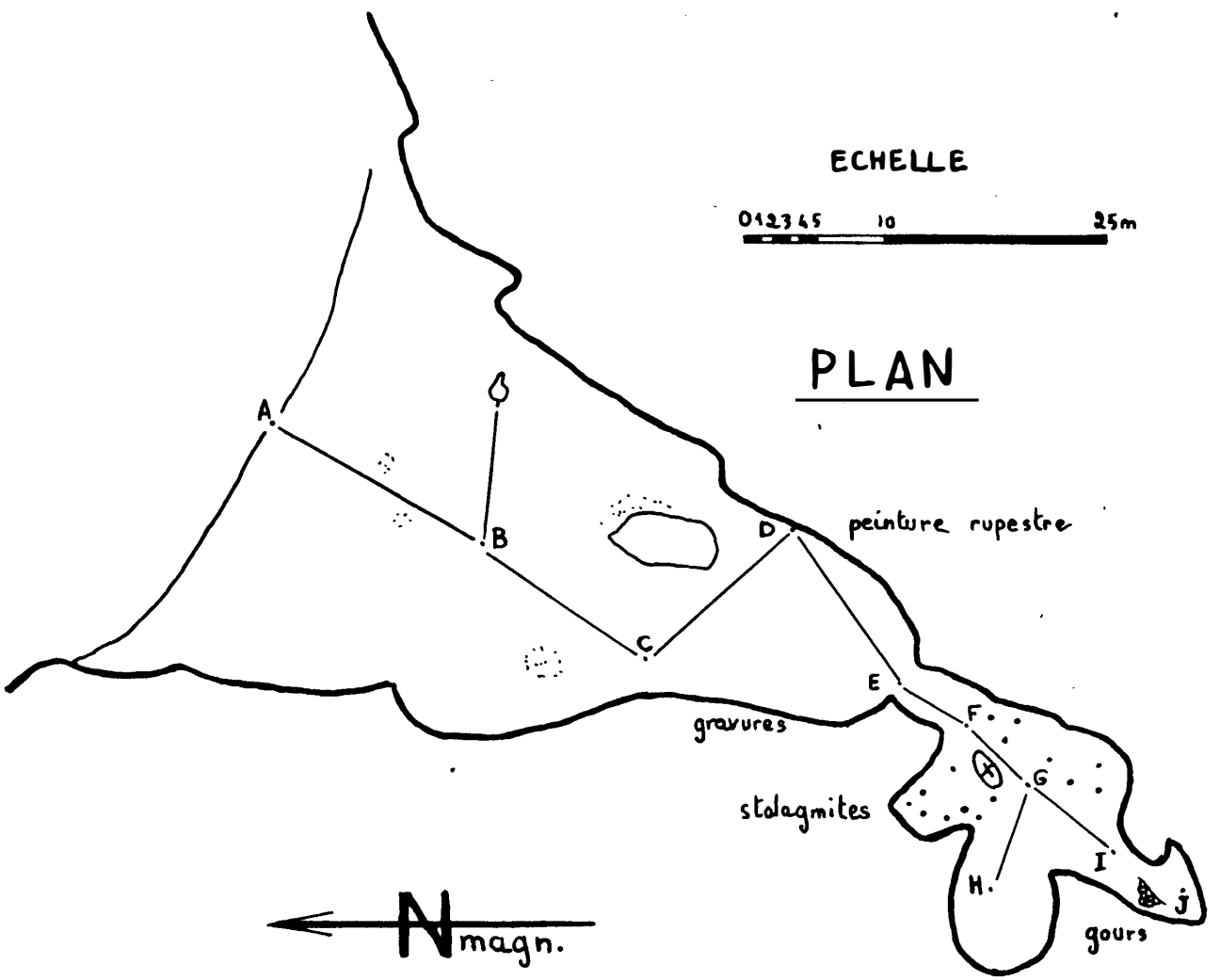
FIGURE 69: BAUME D'OULLINS

Labastide de Virac - Ardèche

X = 769,100
Y = 229,030
Z = 240 m.



COUPE DÉVELOPPEE



levé par G.S. RAGAÏE . DESSIN Y.C. d'après C. Biraque

par taffonisation dans les Tassilis-N'Ajjers par exemple atteignant des dimensions identiques à celles de nombreuses baumes-, profitant aussi de certaines situations topographiques privilégiées ; on les rencontre souvent au sommet de l'éboulis basal d'une paroi calcaire, au contact éboulis-paroi, ce qui amène parfois à se demander si ce n'est pas la baume qui limitant l'extension vers le haut de l'éboulis, à moins que ce ne soit au contraire l'éboulis qui détermine la position de la baume.

Dans les gorges de l'Ardèche les baumes, très nombreuses, atteignent un développement considérable, surtout dans les parois sud, donc exposées au nord. Un des sites les plus remarquables se trouve un peu en amont du cirque de Gournier, entre la Baume d'Oulins - qui est plus une grotte qu'une baume - et la Combe du Cros.

Certains cas peuvent difficilement être interprétés, possédant des caractères intermédiaires entre la grotte et la baume. C'est le cas de la première salle de la Baume d'Oulins (X = 769,100 ; Y = 229,030 ; Z = 240 m), qui, large de 40 m, longue de 50 m et haute en moyenne de 8 m, possède, avec sa forme fermée vers le fond (fig. 69), certains des caractères d'une baume, caractères de dimension notamment, trop importante par rapport à la petite seconde partie de la grotte, qui n'a pas du tout les caractères de baume de la première salle. Cette dernière, cependant, est bien peu élevée par rapport à ses dimensions horizontales, pour être assimilée à une baume. L'examen des parois montre de nettes influences périglaciaires dans toute la première partie, notamment une fragmentation de la roche par le gel, influences qui sont moins efficaces au fond de la première salle que près de l'entrée, puisqu'il subsiste au fond des traces de peintures et gravures préhistoriques. L'amorce de la Baume s'est effectuée à partir d'une fracture verticale particulièrement nette, qui s'est élargie au-dessus de la Baume en fentes atteignant une trentaine de centimètres de largeur, et à partir d'un joint de stratification, ou d'une discontinuité horizontale plus importante de la roche. C'est cette discontinuité qui explique la faible hauteur de la salle d'entrée, la croissance de la gélivation ayant été plus horizontale que verticale. Cette discontinuité se prolonge dans la seconde partie de la Baume. Mais comme la gélivation n'est pas intervenue comme facteur d'attaque de la roche, l'action érosive s'est limitée à un dégagement de la discontinuité sur une hauteur moyenne de 75 centimètres, avec apparition d'un important concrétionnement donnant des colonnes entre sol et voute. Il faut ajouter qu'un habitat préhistorique s'est maintenu dans cette cavité malgré une exposition peu favorable face au NNE.

Les baumes, malgré leurs dimensions, ne donnent généralement pas sur des réseaux karstiques proprement dits. Les cas observés dans l'Ardèche relèvent toujours de l'évolution en baume d'un conduit karstique antérieur à l'apparition de la baume, ce qui donne des cavités beaucoup plus profondes, dans leur partie baume, que les cavités sans regard sur un réseau karstique, la profondeur étant ici une notion relative qui s'exprime surtout par le rapport entre la profondeur absolue et la hauteur absolue de la baume. Un exemple particulièrement net est donné par le porche d'entrée de l'aven-grotte ROCHAS, dans les gorges de l'Ardèche, un peu en aval du cirque de Gournier, en rive gauche, sur les vires des parois des gorges, à 180 m. au-dessus de l'Ardèche (X = 770,65 ; Y = 229,20 ; Z = env. 250 m). Le porche, haut d'environ deux mètres, large de 4, donne sur un vestibule long d'une quinzaine de mètres de forme et de modelé typique des baumes, vestibule qui s'interrompt pour être remplacé par un étroit boyau de caractère karstique.

Par contre, une trentaine de mètres au nord-ouest du porche d'entrée de la grotte Rochas, le long du même affleurement calcaire, se trouve une haute et vaste baume, d'un rapport hauteur/profondeur de l'ordre de 1 qui ne donne accès à aucun réseau.

En définitive, il est généralement impossible de dire si l'entrée en baume a d'abord été déterminée par l'approfondissement d'une baume qui a ensuite recoupé un réseau ou si le réseau a déterminé la baume, car une baume recoupant un réseau se met à évoluer dès le recoupement comme dans le second cas. Les seuls critères permettant de trancher sont généralement le rapport hauteur-profondeur : si une baume est vraiment peu élevée, elle n'aura pu que s'approfondir médiocrement avant le recoupement, ce qui rend ce dernier d'autant plus problématique. Dans certains cas de réseaux situés en arrière de la baume, de dimensions assez importantes et non reliés à la baume par un étroit passage, peut intervenir la direction du réseau ; un réseau dans le prolongement de la baume a plus de chances d'avoir eu un prolongement dans la même direction qui a été à l'origine de la baume qu'un réseau dans une direction divergente. De telles déterminations seraient cependant utiles dans une étude des relations fond-surface pour préciser quelles sont les différentes causes du passage d'une forme de fond à une forme de surface, ou inversement.

Une fois différenciées les grottes des baumes, il faut distinguer plusieurs types de grottes "inactives", types que nous allons tenter de définir à travers la description de grottes significatives :

3. 1. 3. 2 - L'aven de la Forestière (fig. 70), s'il porte le nom d'aven, n'en est pas véritablement un, au moins dans ses parties supérieures, aménagées pour le tourisme, puisqu'on y descend par une quinzaine de marches. Situé dans les communaux d'Issirac (X = 764,4 ; Y = 227,3 ; Z = 367 m), dans une situation topographique à peu près plane, il est constitué pour la partie qui nous intéresse par une vaste salle de forme irrégulière, en légère pente vers l'est mais toujours de hauteur peu élevée. Le fait le plus intéressant est la faible épaisseur de roche séparant cette salle de l'extérieur, phénomène qui aurait pu, à l'échelle géologique, aboutir assez rapidement à la formation d'un aven d'effondrement ; cette épaisseur est si faible (une dizaine de mètres) que des racines d'arbre traversent le plafond pour recueillir l'humidité de la cavité qui condense en gouttes innombrables sur les radicelles. Certaines racines, plus grosses, traversent la salle pour disparaître dans le sol et descendre encore plus bas pour rechercher l'humidité, ce qui apporte d'utiles indications sur la profondeur possible des phénomènes de corrosion biologique du calcaire.

Le plafond de la salle principale possède des aspects différents selon les secteurs. Parfois relativement lisse (partie ouest), il arrive dans certains secteurs que le plafond montre un aspect "en éponge" (côté nord de la salle notamment), très émoussé, comme si la roche avait été attaquée de toute part, ou avait été totalement imbibée d'eau. L'aspect de ces voûtes rappelle celui de certaines voûtes attaquées par des eaux qui se condensent directement par apport d'air extérieur chaud remontant une galerie ascendante et se saturent en se refroidissant : même émoussé des formes et même irrégularité ; mais alors que dans le premier cas, il s'agit d'un phénomène de surface, les voûtes de la salle de l'Aven de la Forestière montrent une attaque beaucoup plus profonde, impliquant pour nous une imbibation.

Le sol de la salle montre en plusieurs endroits d'importantes masses rocheuses -on ne peut plus dans leur cas parler de rocs- qui se sont détachées du plafond pour ne descendre que de quelques mètres, parfois moins -un mètre environ pour le décollement situé dans le nord de la salle- ; pour le reste un concrétionnement considérable en "choux-fleurs" empêche bien souvent de déterminer la nature du substrat.

Cette grande salle supérieure surplombe un réseau inférieur d'une toute autre nature, constitué de galeries étroites coupées de petites verticales et de difficiles étroitures, réseau encombré d'une quantité importante d'argiles rouges extrêmement colorées et collantes, argiles que l'on ne trouve pas dans

la salle supérieure.

Cette différence de nature entre la salle supérieure et le réseau inférieur implique pour nous une différence de formation, ou, à partir d'une origine commune, une différence verticale d'évolution qui est imputable à des actions venues de la surface, superficielles même. L'aspect de la salle, les phénomènes de glissement et de corrosion par imbibation nous amènent à avancer l'hypothèse suivante : tout dans la salle semble indiquer un blocage des circulations vers le bas, blocage peut-être partiel ou n'ayant pas fonctionné en permanence -présence d'une pente de la salle vers l'est, aboutissant à un entonnoir de soutirage-. Peut-être aussi faut-il distinguer la partie ouest de la partie est de la salle. Mais ce blocage nous paraît attribuable à la présence d'un pergélisol, seul phénomène capable de bloquer complètement la circulation souterraine profonde des eaux. Le cas a déjà été signalé par R. Ciry qui appelait "grottes épidermiques", des grottes de sommet de versant de la région dijonnaise qui ne s'enfonçaient pas de plus de quelques mètres sous le niveau de la surface. Ce terme pourrait être employé dans le cas d'une grotte comme la Forestière, mais dans un sens un peu élargi.

La grotte de la Forestière pose en effet un problème de localisation que ne posent pas les grottes épidermiques toujours situées dans des sommets de versants où une fonte partielle du tjäle permettait une circulation épidermique. Située en plein coeur d'un plateau calcaire, elle n'a aucune raison topographique d'être ainsi située. Aussi d'autres facteurs doivent avoir influé sur son développement, notamment la préexistance d'un réseau karstique, probablement ancien, puisque rempli d'argiles rouges très colorées impliquant un climat chaud, et déjà semble-t-il sans localisation topographique nette. Sur ce petit réseau s'est mis à agir un régime climatique à tendance périglaciaire très nette. Comme le calcaire est bon conducteur de la chaléur, il s'est plus rapidement refroidi que les roches environnantes et des phénomènes de tjäle ont fait leur apparition, tjäle qui n'était pas forcément permanent mais se maintenait suffisamment pour privilégier une karstification superficielle. La préexistance d'un petit réseau a peut-être joué en favorisant l'apparition d'une poche d'eau, peut-être obturée par un bouchon de glace dans l'ancien conduit, comme cela s'observe souvent dans les actuels gouffres de montagne alpins ou pyrénéens en dessous de la zone actuelle du tjäle. La surface, imbibée d'eau, a alors attaqué la petite cavité préexistante, l'agrandissant au-dessus de la zone gelée jusqu'à ses dimensions actuelles. Certains blocs,

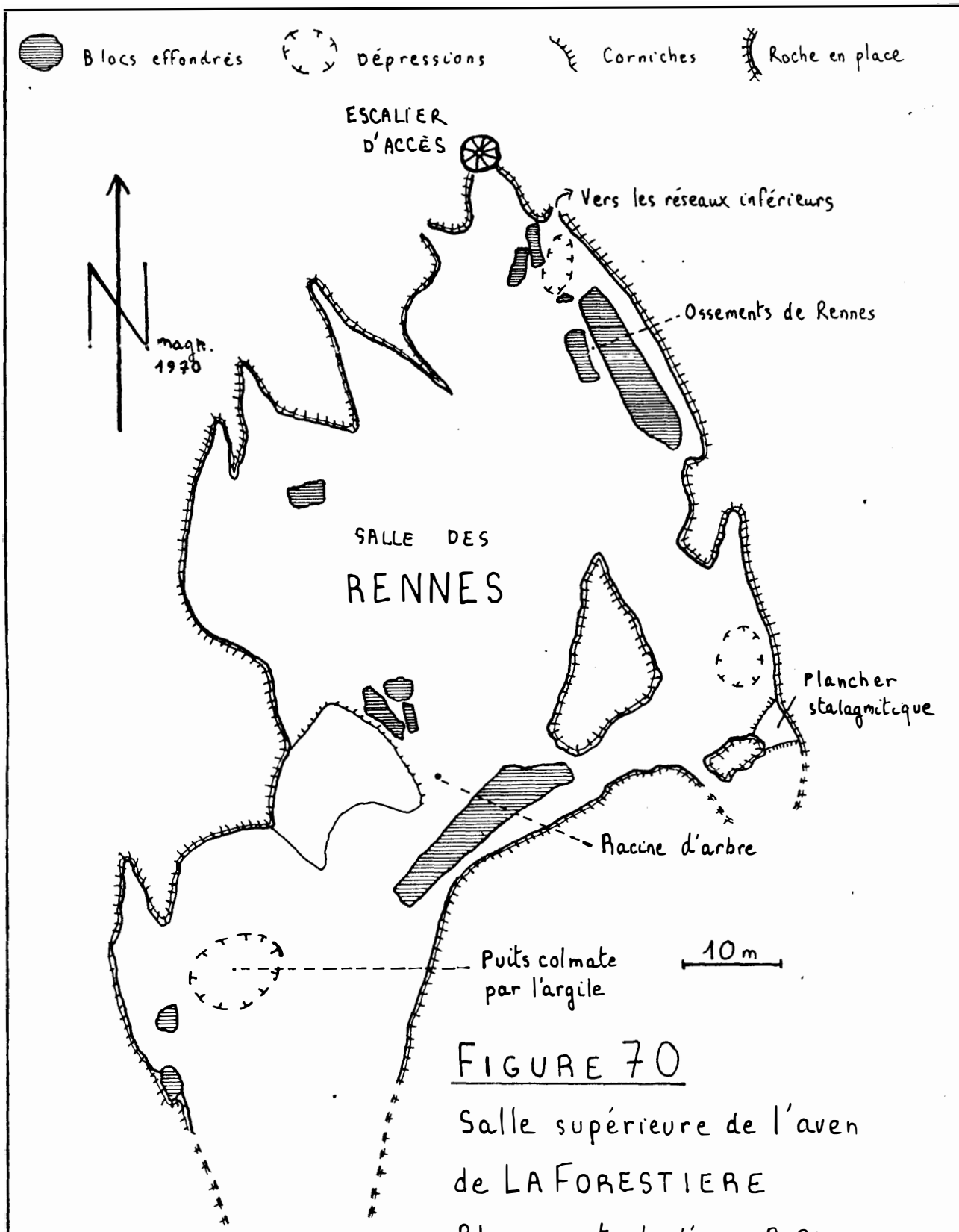


FIGURE 70

Salle supérieure de l'aven de LA FORESTIERE

Plan partiel d'après R. CRESCI

Comune d'Issirac (Gard)

0 ——— 50m

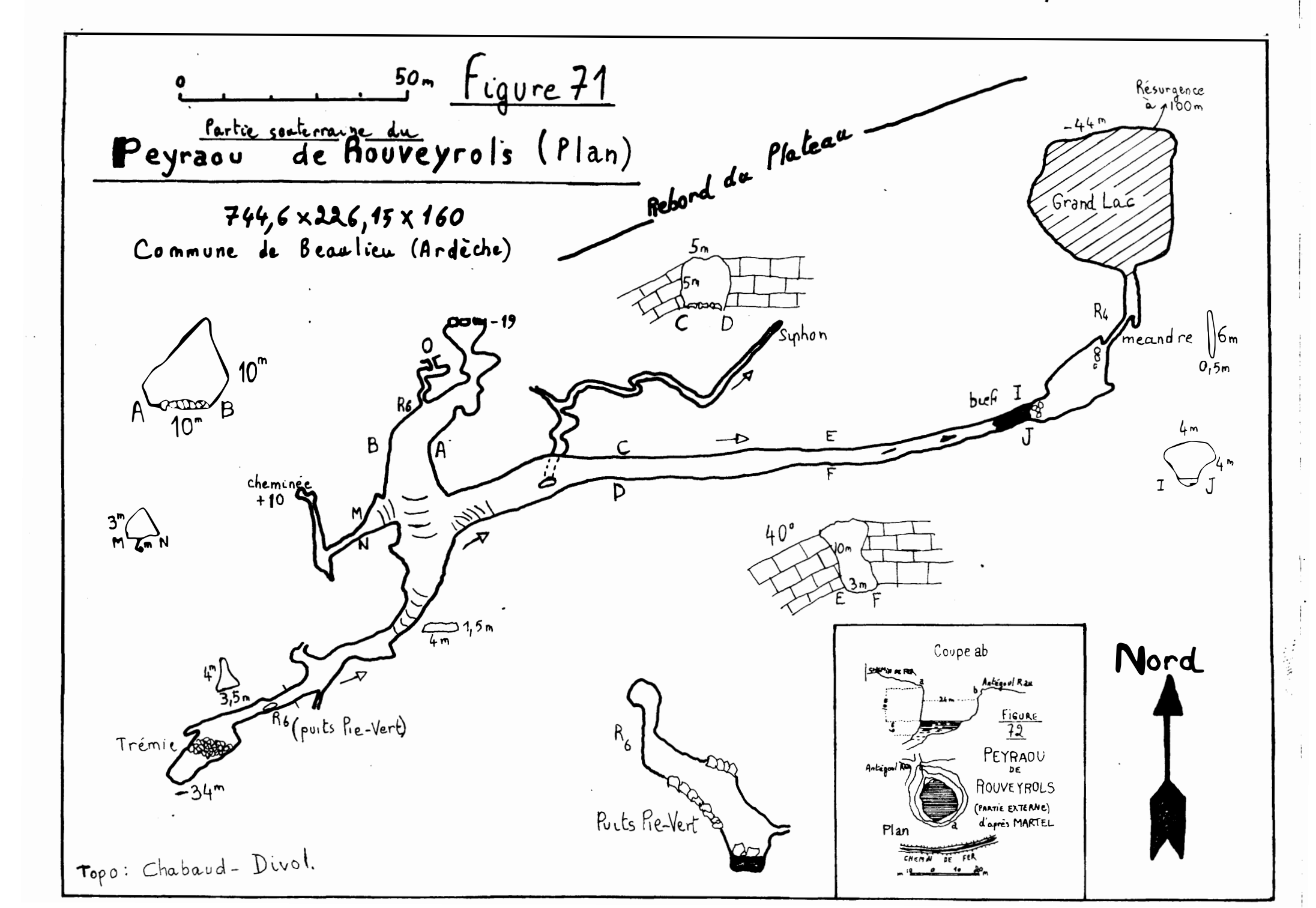
Figure 71

Partie souterraine du

Peyraou de Rouveyrols (Plan)

744,6 x 226,15 x 160

Commune de Beaulieu (Ardèche)



Topo : Chabaud - Divol.

attaqués de toute part, ont flué vers le bas. Puis a suivi une période de gel temporaire qui a compliqué l'évolution en permettant l'apparition de phénomènes de soutirage, notamment dans la partie orientale de la salle, phénomènes qui se sont poursuivis après les périodes froides, mais sont maintenant quasiment interrompus par absence de circulation d'eau. Postérieurement à cette genèse se sont surimposés des phénomènes de concrétionnement en choux-fleurs très importants qui atteignent dans la cavité un développement que nous n'avons nulle part ailleurs observé. On peut d'ailleurs se demander si ce concrétionnement en choux-fleurs n'est pas si important parce que la cavité est très proche de la surface, d'où une possibilité plus importante de variations hygrométriques ; enfin les racines elles aussi, par leurs prélèvements d'eau, jouent peut-être un rôle.

La difficulté d'interprétation d'une telle cavité réside dans la rareté même de telles formes, rareté qui a deux causes : d'une part la méconnaissance de nombreux systèmes souterrains, souvent connus de bergers ou de un ou deux spéléologues qui, obnubilés par les résultats financiers de certaines cavités aménagées comme l'aven d'Orgnac, considèrent ces grottes comme un trésor et se gardent bien d'en révéler l'emplacement, emplacement introuvable dans l'impossible garrigue ardéchoise ; d'autre part ces cavités sont fragiles parce que très proches de la surface, aussi ont-elles de nombreuses chances de s'écrouler pour se transformer en dolines d'effondrements, dolines qui ne sont pas rares sur les plateaux ardéchois où elles forment (voir chapitre précédent) une bonne partie des peu nombreuses dolines existant sur le plateau du Rhône, dans une proportion bien supérieure à celle que l'on observe généralement, indice possible d'une formation assez importante de telles cavités, disparues pour leur plus grand nombre depuis la fin des dernières périodes froides.

3. 1. 3. 3 - La grotte de la Madeleine, au flanc des gorges de l'Ardèche (X = 771,3 ; Y = 228,9 ; Z = 210 m (entrée inférieure), 250 m (entrée supérieure), est typique des cavités très anciennes, aujourd'hui totalement inactive parce que perchée trop haut au-dessus des circulations actuelles et topographiquement inadaptée aux conditions actuelles. Elle est située à plus de 150 m au-dessus du cours actuel de l'Ardèche. Son ancienneté est prouvée par plusieurs faits : elle a presque entièrement été comblée par un remplissage -que l'aménagement de la grotte ne permet malheureusement pas d'étudier- dont on peut encore observer des traces sur les parois, remplissage argileux par en-

droits, beaucoup plus grossier en d'autres (1). Ces remplissages, qui ont peut-être appartenu à plusieurs phases différentes -présence de remplissages à très fine stratification par endroits, dans la galerie des planchers, et de remplissages homogènes sur un mètre ou plus dans d'autres- ont été recouverts localement par des planchers stalagmitiques ; ces planchers se sont retrouvés perchés à la suite d'une reprise d'érosion particulièrement importante et se sont effondrés, laissant cependant des témoins sur les parois. Au fond du circuit aménagé pour le tourisme, le visiteur s'arrête sur une galerie dédoublée, coupée en deux horizontalement par un plancher stalagmitique particulièremnet résistant parce que épais et contenant de nombreux galets qui lui donnent plus de cohérence. La grotte a donc déjà connu au moins une phase de creusement, suivie d'une phase de comblement, puis d'une nouvelle phase de creusement. Il faut noter que certaines de ces phases sont certainement fort anciennes car J. Balazuc (1956 p. 89) signale dans la grotte des galets de basalte ! Or la présence de basalte à une telle altitude oblige à attribuer au réseau un âge probablement au moins pliocène : en effet les plus hautes terrasses villafranchiennes qui se trouvent à l'ouest de Saint-Marcel-d'Ardèche culminent à 189 m au sud du mas du Couron, donc à une altitude bien inférieure à celle de la grotte de la Madeleine, surtout l'entrée supérieure. Il faut donc admettre que l'apport des galets de basalte est anté-villafranchien ou à la rigueur contemporain. Il faut cependant noter que les galets ont une faible chance de provenir d'une poche karstique antérieure à la formation du réseau dans laquelle ils ont ensuite été emmenés par un faible transport local. Cependant la situation topographique du réseau, si elle n'exclut pas une telle possibilité, l'entrée supérieure étant située sur un versant, n'est pas très favorable à un tel apport, d'autant plus que la présence de galets transportés suppose des circulations relativement importantes d'eau.

On peut supposer que la position topographique de la grotte de la Madeleine au sommet des gorges de l'Ardèche a pu influer sur le dégagement de ses remplissages, en période froide à tendance périglaciaire : ce sont de tels sommets de versant, et plus encore de falaise exposée au sud, qui sont le plus rapidement dégelés ; aussi la grotte a-t-elle pu, bien que perchée, drainer les eaux de la partie supérieure du versant, eaux qui ont emporté une bonne part

(1) Ce remplissage permet de qualifier la cavité de "fossile" au sens morphologique du terme.

du remplissage, sans généralement réentailler profondément la galerie originelle comme cela s'observe dans d'autres cavités (banquettes de remplissage de la Cocalière haute).

3. 1. 3. 4 - Evolution des cavités "inactives".

Comme ces deux exemples l'ont montré, les grottes "inactives" ont suivi une évolution assez complexe depuis le début du Quaternaire par suite de diverses actions essentiellement périglaciaires. Ces actions ont parfois pu s'exercer assez profondément puisque l'on observe par exemple une attaque de la roche en éponge au sommet de la grande salle de l'aven de Marzal à 35 m de profondeur -mais il s'agit là d'un cas spécial : l'aven étant obstrué en son fond a probablement fonctionné comme glacière et s'est rempli de glace par un climat relativement peu froid ; il s'est alors instauré au sommet de la zone englacée, peut-être durant les périodes de dégel un micro-milieu d'eau dont la progression vers le bas était stoppée par l'accumulation de glace, et qui en se refroidissant au contact de la masse gelée de la grotte voyait son pouvoir de corrosion s'accroître considérablement, d'où l'apparition d'une telle zone d'attaque maximum de la roche.

En dehors de ces actions proches de la surface, les cavités non parcourues par des circulations ont peu évolué, au moins dans leur creusement, depuis l'approfondissement du niveau de battement des eaux jusqu'à des niveaux plus profonds. Par contre, elles ont souvent été partiellement comblées par des remplissages de concrétions d'un volume souvent considérable. Les avens de Marzal ou d'Orgnac en fournissent de beaux exemples facilement accessibles, mais presque toutes les cavités "sèches" des plateaux ardéchois comportent d'importants remplissages de concrétions, atteignant parfois (grotte de Saint-Marcel-d'Ardéche) des dimensions peu communes pour nos régions à climat tempéré actuel. Mais là encore réapparaît le problème principal des formes souterraines dans les paysages calcaires ; l'absence de données absolues de datation des galeries, et souvent de leur remplissage, et même, dans les rares cas de datations de ces derniers, l'énorme marge d'incertitude que laissent ces remplissages, qui peuvent être d'âge récent en remplissant une galerie beaucoup plus ancienne.

3. 1. 4 - Les réseaux actifs. Pertes et résurgences.

L'apparition de circulations d'eau, pérennes ou non, mais d'une fréquence suffisante pour ne plus appartenir aux phénomènes exceptionnels -il est bien évident qu'une galerie parcourue par les eaux une fois tous les vingt ans est difficilement assimilable à une galerie active-, modifie totalement l'évolution d'une galerie souterraine, puisque d'une forme quasi-figée, sauf variations de concrétionnement, elle fait d'une galerie une forme en constante évolution.

A proximité des entrées, deux types opposés de galeries à circulation d'eau peuvent être distingués : les pertes et les résurgences.

3. 1. 4. 1 - Les pertes peuvent être pérennes ou temporaires. Il n'existe pas de pertes pérennes pénétrables en Ardèche ; les seules pertes pérennes se trouvent dans le fond du lit de certaines rivières allogènes, et alimentent des circulations phréatiques, conduisant parfois à des recoupements souterrains de méandres sub-aériens ; les grottes de Han sur la Lesse illustrent le stade plus évolué d'évolution de ces formes lorsque le méandre n'est plus parcouru par les circulations, alors que l'Ardèche ne montre que des formes très peu évoluées de ce type de circulation, peut-être parce que l'Ardèche a un débit suffisant pour maintenir une circulation "normale" et parce que, du fait de sa pente, elle charrie une importante quantité de galets et autres alluvions "solides" qui sont capables d'obstruer toute amorce de circulation par ces pertes, en ne permettant qu'une circulation entre les galets.

Les pertes intermittentes, ou plutôt temporaires, le terme intermittent étant généralement réservé en hydrologie karstique aux systèmes affectés de variations régulières de débit en fonction d'amorces et de désamorces de systèmes internes de circulation -théorie des siphons intermittents- sont par contre assez nombreuses en Ardèche. Cette fréquence des pertes temporaires est due à des conditions tectoniques, et l'on pourrait dire, des conditions de répartition des paysages dans la région, les grandes rivières allogènes ayant suffisamment approfondi leur cours pour entraîner une concentration des circulations sur les terrains non perméables vers les vallées allogènes -il n'y a pas en Ardèche de grands systèmes de pertes comparables à ceux de la bordure occidentale du Massif Central, comme Réveillon ou le Saut de la Pucelle pour la dimension des galeries, ou les pertes de Thémines et de Théminettes pour la taille des bassins versants-. De plus ces grandes rivières allogènes

drainent une région en forte pente, la raideur des Cévennes est bien connue, ce qui augmente encore leur caractère torrentiel, et nuit au développement de bassins versants de vastes dimensions. Mais un autre facteur influe sur l'écoulement des pertes, le facteur climatique : le caractère méditerranéen des précipitations, avec une longue saison sèche d'été où les précipitations se limitent à quelques orages généralement insuffisants pour entraîner un écoulement concentré, se répercute sur les écoulements superficiels en asséchant totalement tous les cours d'eau à l'exception de quelques grandes rivières allogènes. Aussi les petits ruisseaux alimentant les pertes, comme la Goule de Sauvas, sont-ils à sec durant les trois-quarts de l'année.

La particularité essentielle d'une galerie souterraine simple en perte, à proximité de l'entrée, est d'être grandement tributaire des phénomènes d'écoulement de surface, en matériel solide et liquide, sans que ces phénomènes ne soient "réajustés" à l'hydrologie et à la morphologie souterraines par un parcours important sous terre ; si l'on prend comme exemple la "Goule de Sauvas", dont la vallée a été étudiée au chapitre 2.3., cette cavité est actuellement modifiée dans son hydrologie, et à plus longue échéance pourra être modifiée dans sa morphologie, par l'installation en amont de la grotte, d'un dépôt d'ordures qui a été attaqué à sa base par les crues du ruisseau, phénomène auquel ont pu s'ajouter antérieurement des décharges de matériaux divers au niveau de la perte. Le rôle de ces décharges a déjà été signalé au chapitre 2.3. car de tels apports favorisent des embacles dans les rétrécissements ou dans les zones de perte de charge des réseaux, embacles derrières lesquelles se produit une sédimentation plus fine que de coutume, pouvant aboutir à un comblement partiel du réseau.

C'est dans les pertes que peuvent souvent, au moins dans l'Ardèche, se produire les phénomènes de mise en charge les plus importants et surtout les plus violents : en effet la perte peut être assimilée à un lieu de transition entre la circulation de surface et la circulation souterraine. Cette transition correspond au passage d'une circulation soumise directement à la gravité, et dont la croissance verticale, en cas d'augmentation de débit, n'est jamais perturbée, à une circulation où la gravité est toujours l'élément moteur, mais où elle peut être canalisée par une limitation de croissance en volume de la circulation due à l'apparition d'un "conduit" fermé vers le haut ; aussi lorsque la circulation de surface pénètre dans une perte, deux cas peuvent-ils se présenter :

- la quantité d'eau pénétrant dans la perte est en quantité insuffisante pour remplir totalement le conduit souterrain : la circulation reste du même type que la circulation de surface, juste légèrement modifiée le plus souvent par un rétrécissement du lit et une verticalité fréquente des parois du cours d'eau ; cet état de fait se maintiendra dans le réseau jusqu'à l'apparition d'une section plus étroite entraînant une circulation en conduite forcée ou jusqu'à l'apparition d'une contre-pente dans la galerie souterraine suffisamment importante pour entraîner l'apparition d'une partie noyée -siphonnante est le vocable utilisée par les spéléogues-, partie dont l'influence sur l'évolution du réseau en aval, et dans une certaine mesure en amont, est considérable, surtout si la galerie est noyée en permanence.

- la quantité d'eau pénétrant dans la perte est telle que les conduits ne peuvent permettre une circulation en écoulement libre. Le blocage d'une partie des eaux en amont de la zone de section trop faible, entraîne une accumulation d'eau, ou mise en charge, qui peut s'effectuer à l'intérieur de la perte, ou à l'extérieur, mise en charge qui peut affecter un réseau sur des distances considérables. A la Goule de Sauvas, la mise en charge, élevée puisqu'elle permet aux eaux de s'évacuer en surface vers le ruisseau de Carle par la vallée sèche latérale (voir chapitre 2.3.), est déterminée par la présence des siphons et de rétrécissements qui ne deviennent importants qu'à 300 m de l'entrée. Or cette mise en charge atteint une hauteur d'au moins 25 m. A la Goule de Foussoubie, la mise en charge affecte l'ensemble du réseau, qui développe plus de quinze kilomètres et dont la distance perte-résurgence est de l'ordre de sept kilomètres.

De telles mises en charges ont bien entendu des conséquences hydrologiques et morphologiques considérables parce qu'elles permettent la mise en oeuvre dans le volume limité qu'est la galerie de forces considérables ; l'eau sous pression devient beaucoup plus érosive, voit sa capacité de mise en solution du CO2 croître notablement, et se trouve capable de transporter des matériaux que l'on ne trouve généralement transportés que dans certaines circulations exceptionnelles de climat aride, remontant parfois sur plusieurs mètres de verticale des blocs de grandes dimensions. Mais ces actions, comme l'a montré Ph. Renault (1967-68), sont, lors des mises en charges, limitées dans de nombreux réseaux, à certains secteurs privilégiés particulièrement rétrécis que Ph. Renault appelle des diaphragmes. Il précise bien leur rôle :

"Lorsque le débit atteint une valeur suffisante pour que l'écoulement affleure la voûte, le conduit ne peut plus absorber, ce qui se traduit par un ralentissement général de la vitesse de circulation" (op. cit. p. 539).

On peut schématiser ces observations en affirmant que la vitesse de circulation de tout un réseau est fonction du débit minimum du diaphragme le plus fermé du réseau, diaphragme dont le débit sera cependant modifié par l'ampleur des mises en charge en amont. Aussi en amont, la circulation sera-t-elle souvent lente puisqu'une section de galerie bien supérieure évacuera une quantité d'eau égale à celle circulant dans le diaphragme. Nous avons observé un phénomène de ce type dans la grande galerie de la rivière souterraine de Chauveroche, un jour de crue : la perte aval de la rivière souterraine principale ne parvenait plus à évacuer les eaux qu'elle recevait et s'était transformée en un petit lac calme sur lequel flottaient des mousses de crue dont l'immobilité témoignait du manque de mouvement des eaux. Le même phénomène s'observe à bien plus grande échelle à l'entrée de la Goule de Foussoubie et à celle de la Goule de Sauvas, qui se trouvent lors des grandes crues transformées en lacs d'apparence fort calme pendant qu'ils envoient plusieurs m3 par seconde dans la perte (13 m3/s. lors de la crue de 1963 de la Goule de Foussoubie -communication orale de J. Noël, non vérifiable-)

3. 1. 4. 2 - Les émergences (1), à la différence des pertes, peuvent, même dans des régions à précipitations aussi irrégulières dans l'année que l'Ardèche, être affectées de circulations pérennes. Plusieurs facteurs y contribuent, variables selon les types d'émergences, mais dépendant en général des facteurs hydrologiques de rétention d'eau du massif, amenant une régularisation des débits. Nous ne reviendrons pas sur ces données, qui ont été traitées par de nombreux auteurs dans des ouvrages généraux (cf. P. Birot, 1966).

3. 1. 4. 2. 1 - Les émergences vauclusiennes.

Elles se caractérisent par un mouvement ascendant des eaux au niveau de l'émergence, dû à une circulation des eaux en conduite forcée -tube en U-. Il ne faut pas les confondre avec des émergences simplement noyées, mais où la galerie "siphonnante" reste sub-horizontale. Ce mouvement ascendant oblige les

(1) Terme recouvrant à la fois exurgence et résurgence (voir définition dans le glossaire en annexe)

eaux à circuler en général dans le "Karst noyé", au-dessous du niveau de base karstique, surtout si elles sont pérennes. Encore faut-il que le niveau supérieur du Karst noyé soit à une altitude supérieure à celle du point d'émergence, qui est souvent d'ailleurs le point qui détermine l'altitude de ce niveau. Dans un cas contraire, par exemple s'il y a des possibilités de sous-écoulements dans des alluvions ou des terrains perméables à une altitude inférieure à celle du point d'émergence, on se trouve devant une émergence apparemment temporaire, mais qui peut correspondre à des circulations pérennes. Un cas très remarquable de ce type d'émergence est le Peyraou de Rouveyrols (1) (X = 744,6 ; Y = 226,15 ; Z = 160) près de Beaulieu, alimentant le ruisseau de Tégoul. Cette "source" se trouve au contact par faille des terrains jurassiques très karstifiables de l'anticlinal du Serre Piala et des terrains moins karstifiables du Berriasien et de la partie inférieure du Valanginien très peu karstifiable ; elle draine une bonne part des eaux de l'anticlinal, et ses débits de crue peuvent être importants ; malheureusement il n'a pas été effectué à notre connaissance de mesures des débits de crue de cette source.

La "source" se présente selon les précipitations sous des aspects très différents. En période de fortes pluies, elle se comporte en gros système émissif d'où l'eau sort en bouillonnant avec un débit tel que le plan d'eau de la source se trouve en pente vers le ruisseau.

En période de précipitations moyennes ou de décrue, la source est un remarquable plan d'eau circulaire de 24 m de diamètre lorsqu'il atteint son niveau maximum ou s'en approche.

En période d'importante sécheresse d'été, enfin, la "source" n'est qu'un entonnoir dissymétrique (fig. 72) plus pentu sur sa face sud située au pied du versant du Serre Piala, que sur sa face nord d'où s'échappe le Tégoul. Cet entonnoir ne contient pas trace d'eau sur 24 m de profondeur.

Des explorations spéléologiques récentes, à la suite de l'élargissement d'un trou souffleur, ont permis la découverte du réseau souterrain qui équilibre les circulations du Peyraou de Rouveyrols ; à la source correspond sous terre un lac souterrain de vastes dimensions qui est lui aussi sujet à des grandes variations de niveau, variations qui se situent au-dessous du niveau du ruisseau de Tégoul et de la plaine de Beaulieu. En Août 1974, lors d'une

(1) Il existe de nombreuses orthographes et dénominations pour cette source vauclusienne. Nous suivrons ici l'orthographe de J. Balazuc (1956).

période de sécheresse, nous avons, dans cette cavité, parcouru un réseau inférieur qui descendait un peu plus bas, approximativement, que le fond du Peyraou de Rouveyrols, et nous avons trouvé, à la base de ce réseau inférieur, une circulation d'eau faible -quelques litres-seconde- mais probablement pérenne, qui descendait une étroite galerie en méandre pour disparaître dans un siphon.

De telles circulations obligent à nuancer la notion de vauclusien : une partie des eaux de l'anticlinal du Serre Piala échappe à cette circulation vauclusienne pour migrer directement à travers les terrains valanginiens. Mais cette capacité de transit doit être faible, et ce d'autant plus qu'en période de pluies la capacité de réception par les terrains valanginiens des eaux de l'anticlinal doit se trouver réduite par l'apport d'eaux autogènes -dans le sens que G. Rousset donne au terme in B.A.G.F., 1971, p. 267- qui "imbibent" suffisamment les terrains valanginiens pour qu'ils ne puissent recevoir des eaux extérieures, leur nappe phréatique étant suffisamment remontée pour bloquer ces migrations. En été, au contraire, à la baisse de débit considérable des eaux provenant du Serra Piala s'ajoute "l'assèchement" des terrains valanginiens qui permet l'abaissement du niveau de base relatif de l'anticlinal. De tels exemples montrent combien délicates sont les définitions des niveaux de base dans les paysages en roches perméables.

3. 1. 4. 2. 2 - Les émergences non vauclusiennes.

Le dernier fait permettant l'apparition de circulations pérennes dans les résurgences des plateaux ardéchois se produit dans des cavités situées au-dessus de la zone phréatique. Il s'agit de la condensation interne dans les grottes à circulation aérienne importante, généralement cavités à deux entrées. L'air "froid" de la cavité sort par l'orifice inférieur et est remplacé par de l'air "chaud" provenant de l'extérieur. Cet air, en se refroidissant, atteint le point de rosée et dépose de l'eau sur les parois, eau qui en suintant peut alimenter de faibles écoulements, d'autant plus importants que la différence entre la température extérieure et la température intérieure est grande. Les écoulements peuvent atteindre 1 à 2 litres à la seconde pour une différence de température de 19°, l'air extérieur étant à 75 % d'humidité relative et le débit d'air de 100 à 200 m3/sec. (F. Trombe, 1952).

Plusieurs résurgences ardéchoises puisent une partie de leurs eaux dans un tel phénomène. Cela est notamment le cas de la Dragonnière de Banne, sur

la rive droite du Granzon (X = 745,15 ; Y = 233,25 ; Z = 175 m). Cette résurgence a de faibles écoulements d'été qui sont attribuables à la présence de deux entrées séparées par une dénivelée d'environ 80 m. Il en est de même de la source du Vedel, située 2 Km en amont de la même vallée, mais en rive gauche. Enfin, dans les paysages en roches perméables (grès, calcaires et dolomies) du Trias bordant les Cévennes cristallines, de tels phénomènes de condensations s'observent aussi (Baume Dupré, près de Faugères ; X = 743,45 ; Y = 243,60 ; Z = 452 m).

A la différence des pertes, les émergences voient souvent leur modelé être commandé non pas par la nature du bassin amont mais plutôt par la nature et la position du bassin aval. Il y a là des problèmes de rapports fond-surface qui seront examinés dans la partie consacrée à ces rapports.

3. 1. 4. 3 - Les galeries actives, si on les considère encore isolément, séparées de leur contexte de réseau, peuvent avoir un modelé plus ou moins proche de celui d'une galerie de perte, ou d'une galerie de résurgence. Ce modelé, s'il est tributaire pour une part des conditions tectoniques, dépend pour une part essentielle de la position relative de la galerie dans le réseau, position qui peut donner soit une sédimentation, soit une érosion. Aussi faut-il se borner dans ce chapitre à signaler que les galeries actives sont les seules évoluant rapidement dans les réseaux, que ce soit par érosion ou par sédimentation. Leur étude ne pourra être poursuivie qu'en en replaçant un certain nombre dans l'ensemble du réseau auquel elles appartiennt.

3. 1. 4. 4 - La "résurgence" du Peyrol.

Nous voudrions cependant terminer ce chapitre par la description d'une forme simple à fonction complexe : la résurgence du Peyrol, dans la zone karstique du synclinal de Saint-André-de-Cruzières (fig. 73, 74, et 75). Située dans le lit de la Claysse, cette petite grotte semble être une résurgence vauclusienne à fonctionnement intermittent où un second siphon prolonge vers la profondeur la circulation des eaux, (voir coupe développée longitudinale). Mais, en dehors de ses périodes de fonctionnement vauclusien, la cavité est affectée, en période d'étiage, par une circulation pérenne provenant de deux siphons, dont l'un se trouve exactement sous l'entrée, et disparaissant dans un étroit siphon aval. Aussi cette petite cavité simple est-elle à la fois un regard sur une circulation souterraine et un trop plein de cette dernière dont elle n'est pas l'unique exutoire. L'origine du trop-plein est probablement

différente de celle de la circulation, le trop plein étant attribuable à la rencontre de la vaste galerie menant au siphon coté -8,65 m avec les circulations actuelles, qui a provoqué à cet emplacement une zone d'érosion maximum. Cette vaste galerie est morphologiquement distincte des galeries d'écoulement, car ces dernières ont des coupes de conduits parfaitement phréatiques (coupes 3a, b, c, d, e, 4, 5, 6, 6a, b, c) alors que la première montre des conduits aux coupes plus complexes révélant une évolution morphologique plus longue permettant même un léger concrétionnement ; la double fonction entraîne donc une bivalence morphologique des galeries.

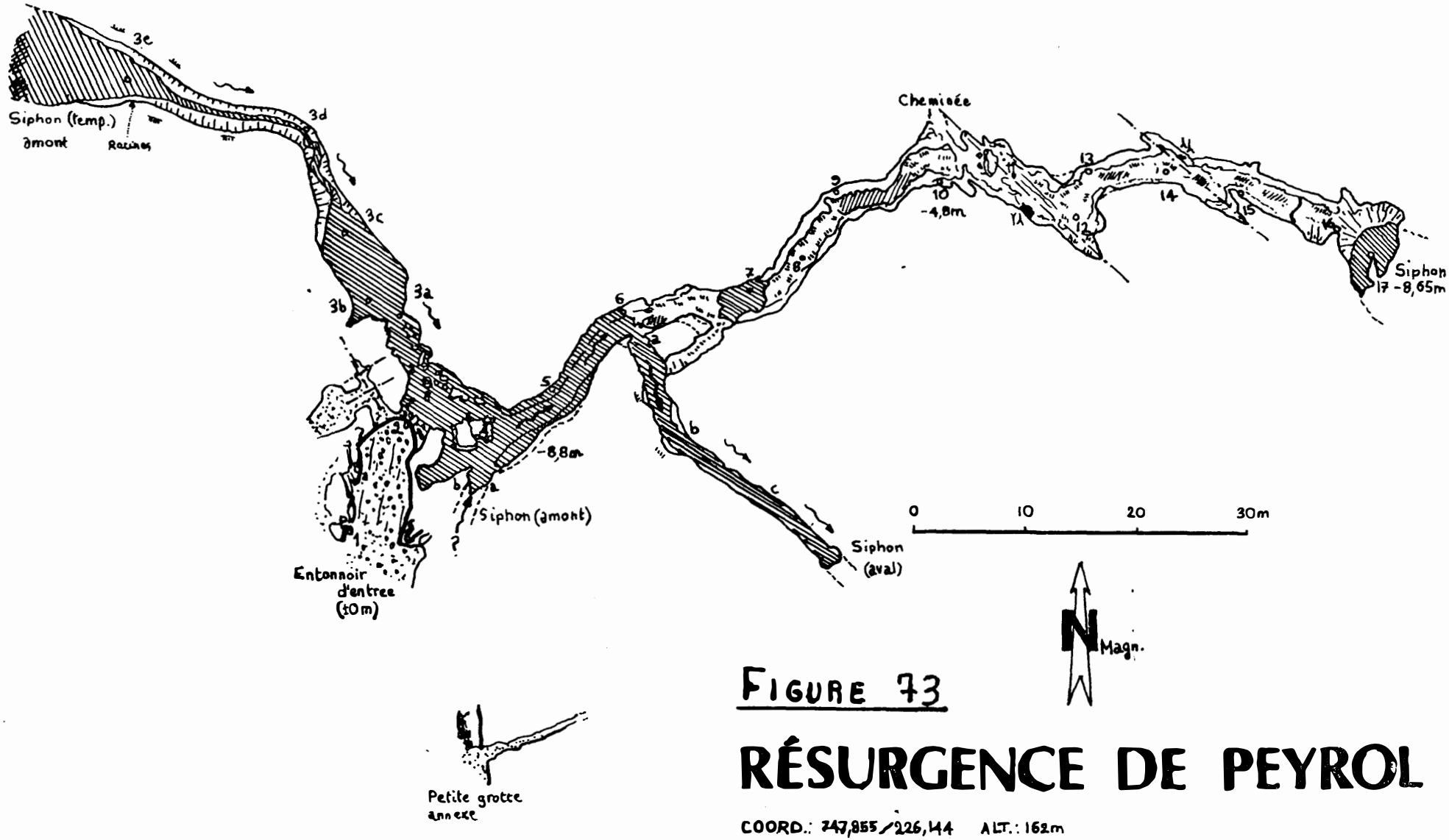


FIGURE 73

RÉSURGENCE DE PEYROL

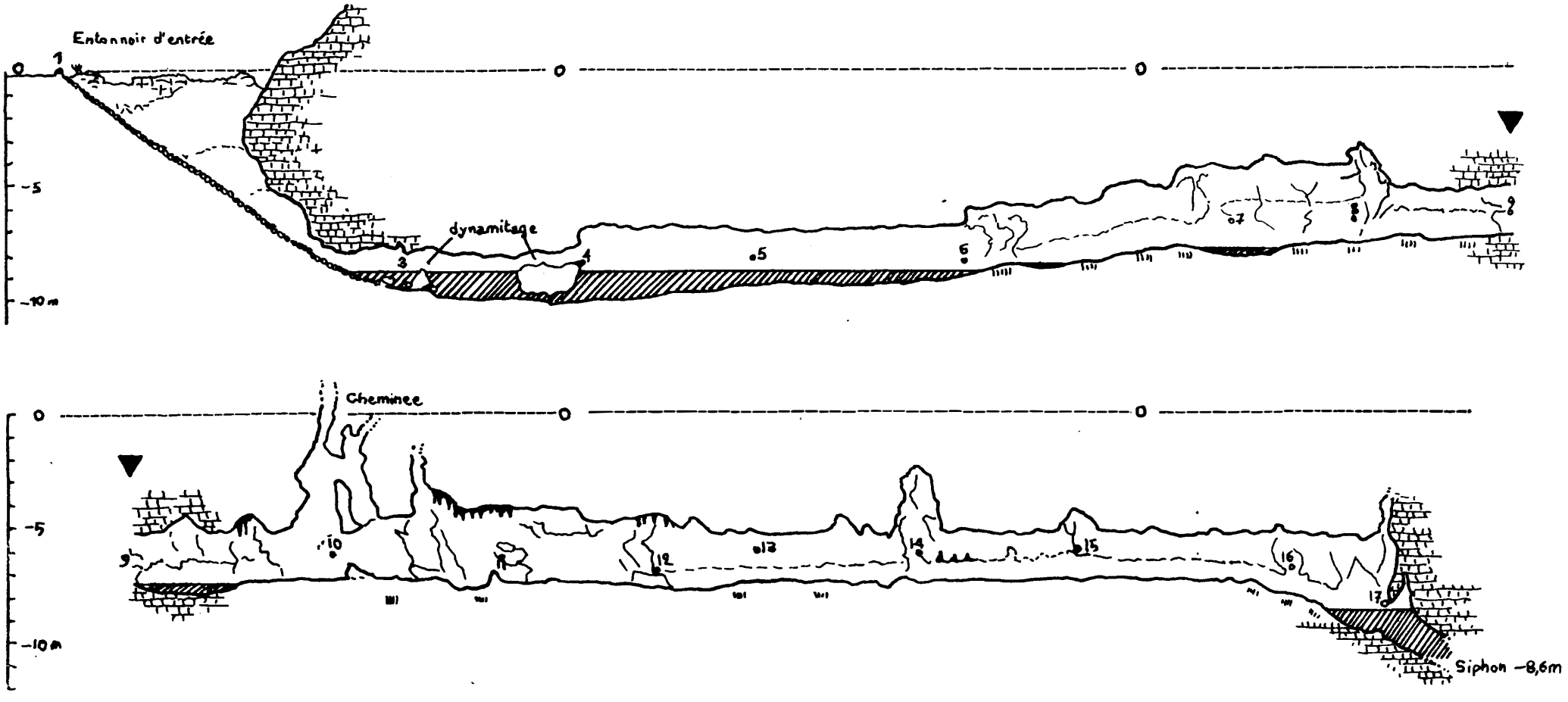
COORD.: 747,855 / 226,144 ALT.: 162m

DÉP.: ARDÈCHE COM.: SAINT-ANDRÉ-DE-CRUZIERE

PLAN LEVE PAR B. KLINGENFUSS

DESSIN Y. C. D'APRÈS , , , , , , ,

voir légende in figures 56-57



voir légende ci figures 56 - 57

Figure 74. PEYROL Coupe développée longitudinale

dessin y.C. d'après B. Klinger & Fuss

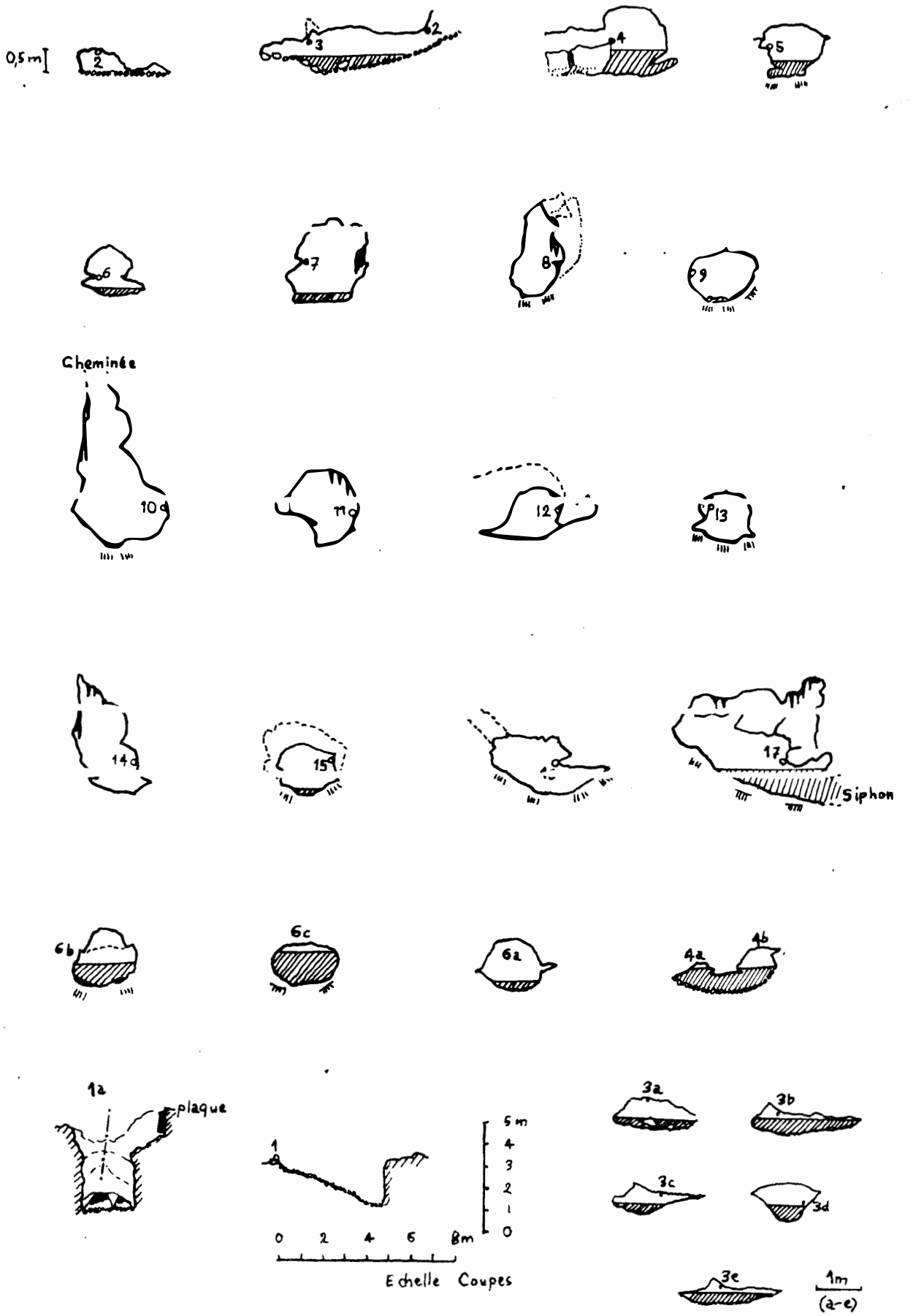


Figure 75. PEYROL Coupes . Voir légende in Figures 56-57

dessin Y.C. d'après B. Klingebiss

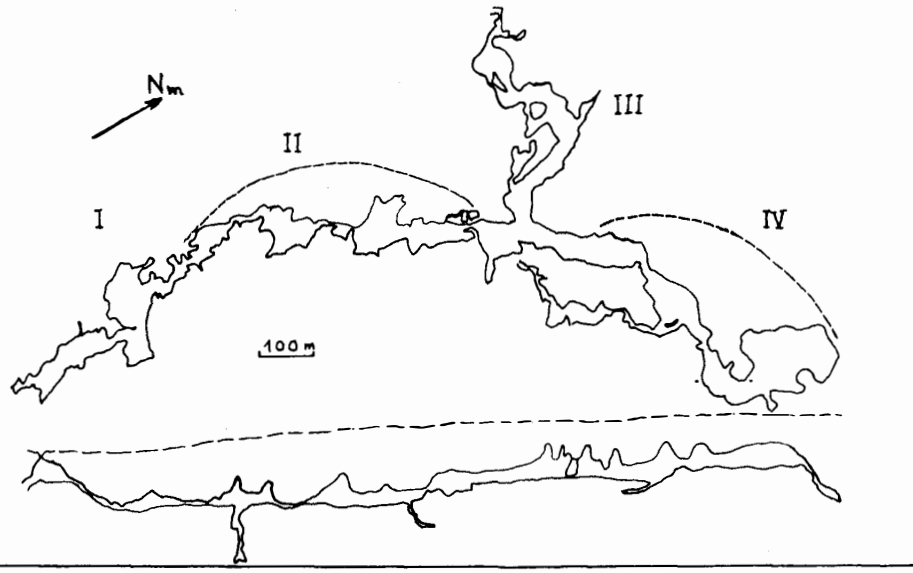


Figure 76 : Plan (en haut) et coupe de l'Aven d'Orgnac, d'après J.C. Trébuchon cité par Ph. Renault (1967-68), p. 582. En chiffres romains les quatres zones du réseau.

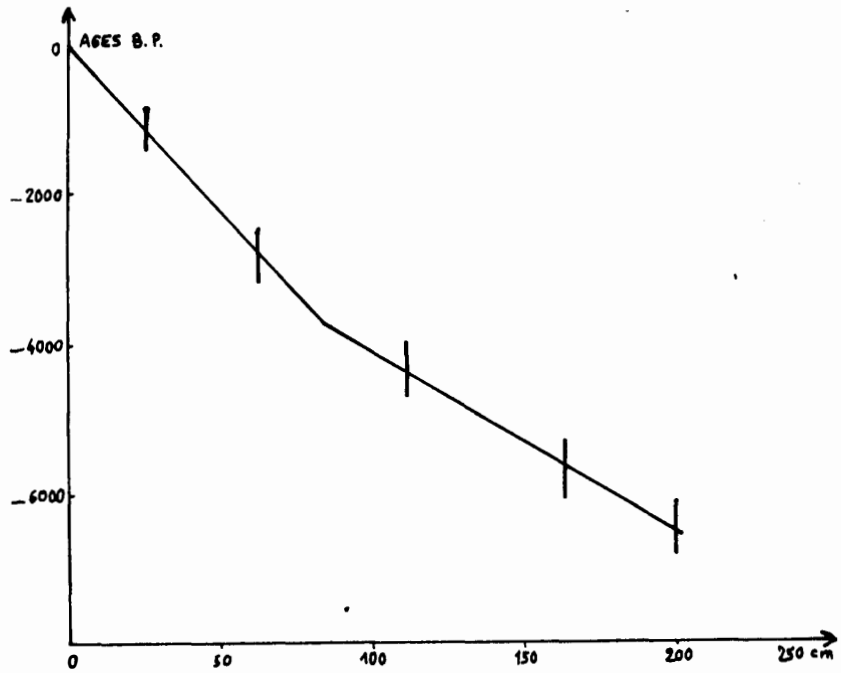
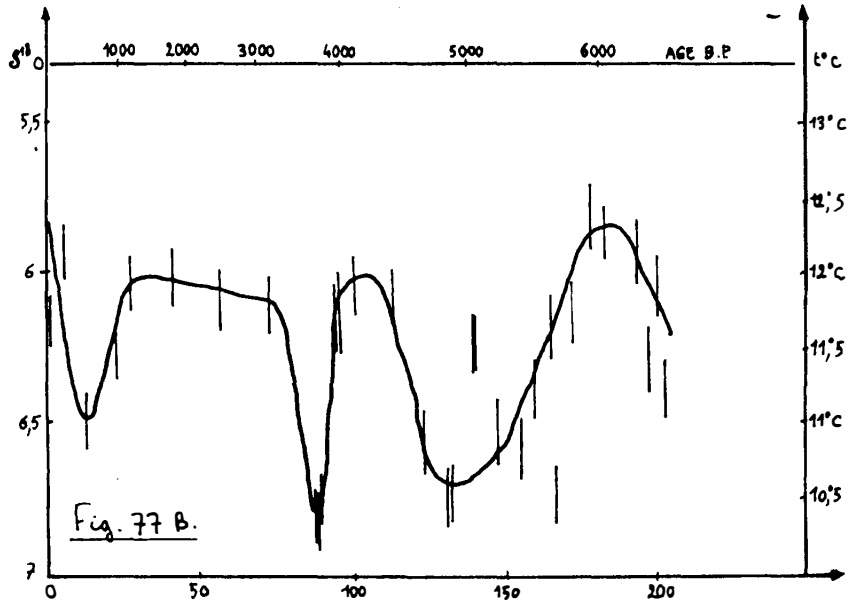


Figure 77 A : taux de croissance d'une stalagmite de l'aven d'Orgnac, d'après J. Labeyrie et collab. 1967



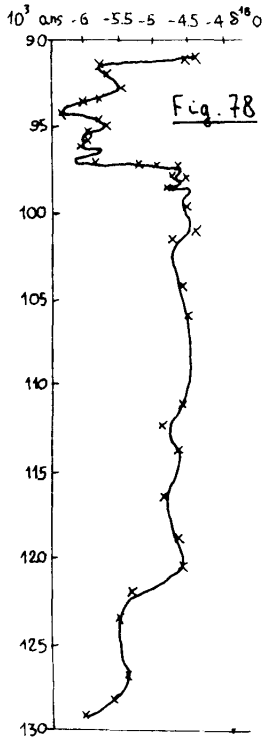


Figure 77 B : variation de la composition isotopique de l'oxygène d'une concrétion de l'aven d'Orgnac, d'après Labeyrie et collab. 1967

Figure 78 : variation d'O-18 en fonction de l'age dans une stalagmite -plus ancienne que celle de la figure 77 - de l'aven d'Orgnac, d'après J.C. Duplessy et collab., 1970.

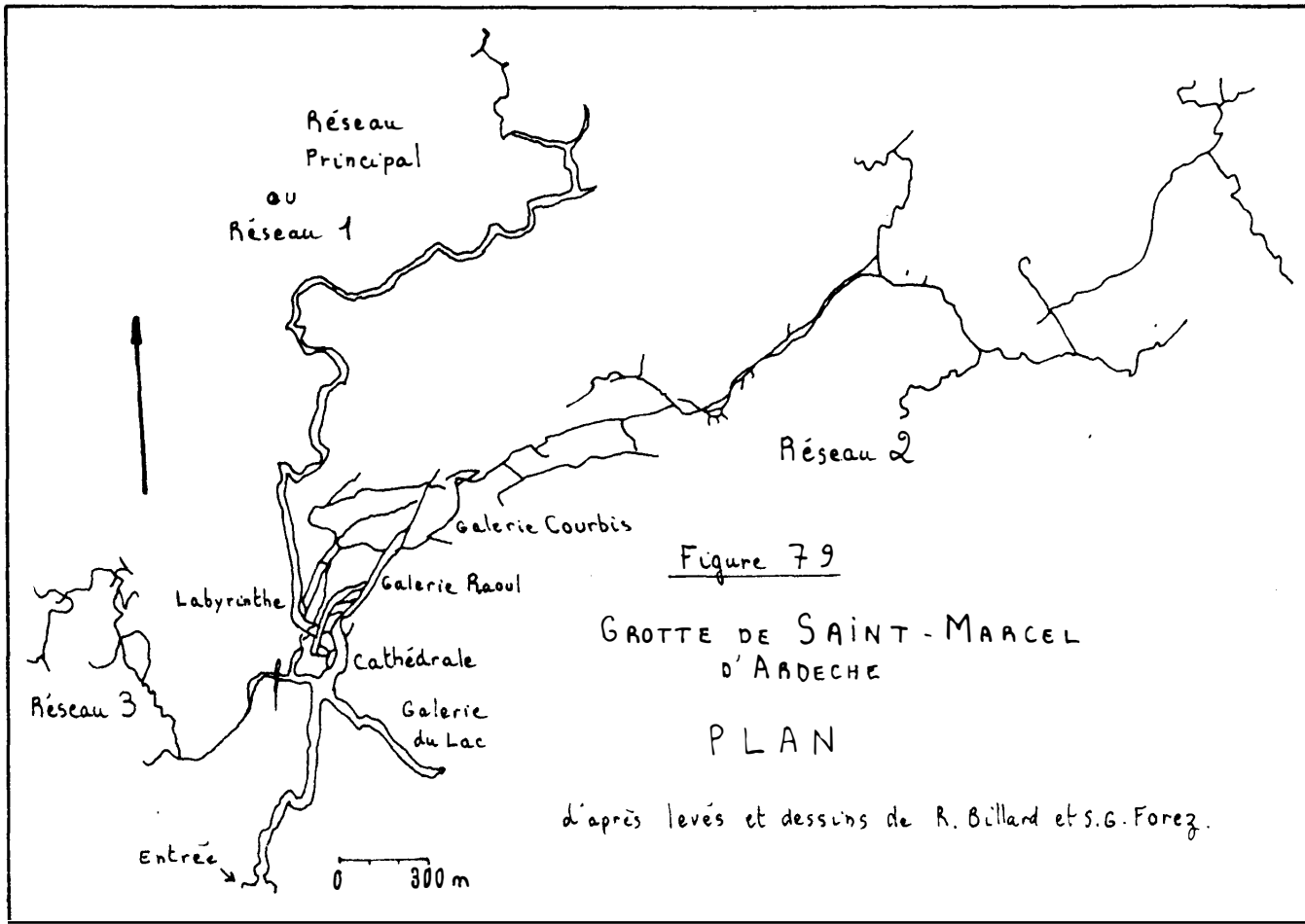


Figure 79

GROTTE DE SAINT-MARCEL D'ARDECHE

PLAN

d'après levés et dessins de R. Billard et S.G. Forez.

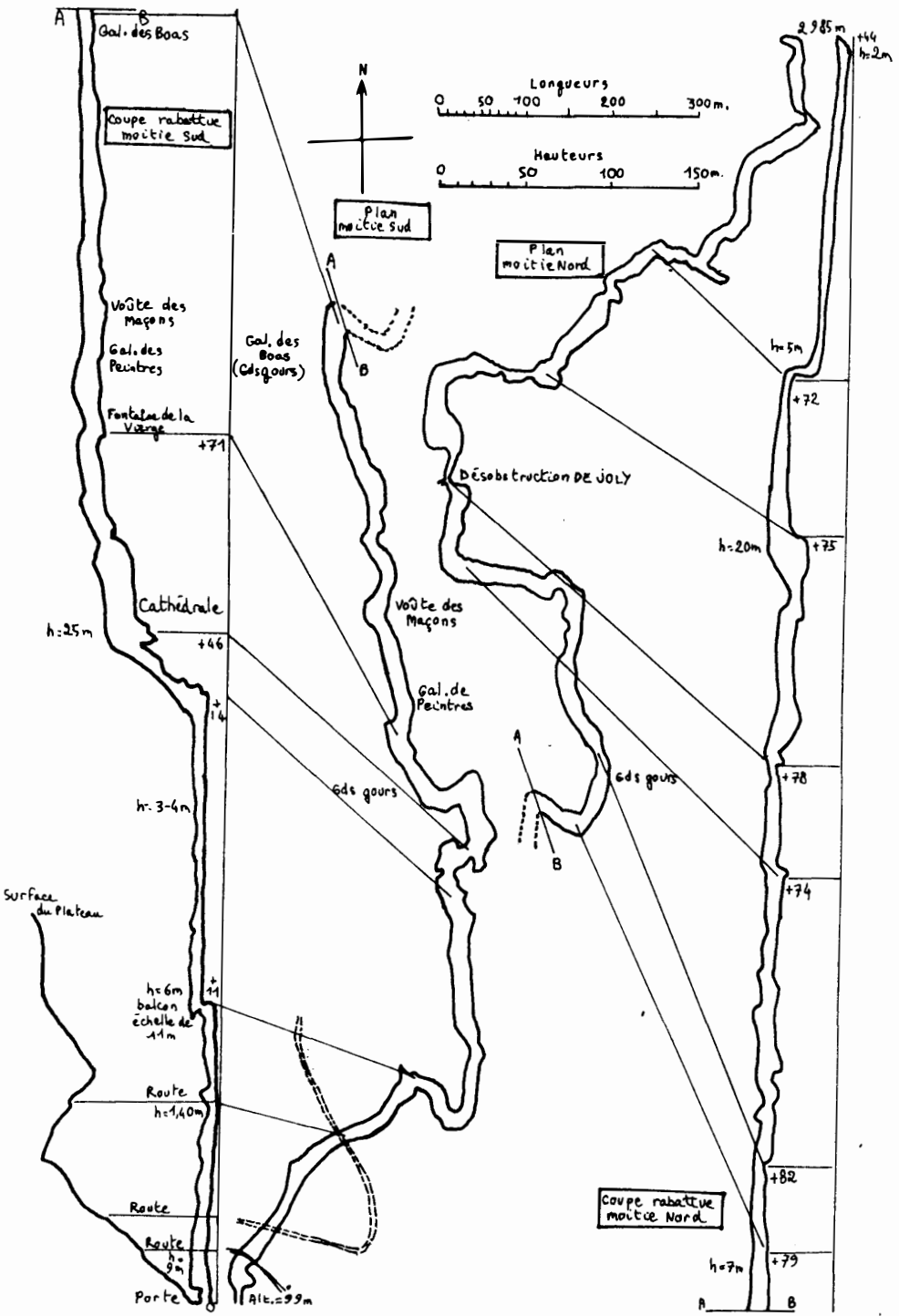


Figure 80 : Grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche. Plan et coupe développée longitudinale de la galerie principale (réseau 1), d'après les levés du Service du Génie, reproduit par J. Balagne, 1956.

CHAPITRE 3.2.

-:-

LES SYSTEMES SOUTERRAINS COMPLEXES :

LES GRANDS RESEAUX INACTIFS DE L'AVEN D'ORGNAC

ET DE SAINT-MARCEL-D'ARDECHE

Les formes simples définies dans le chapitre précédent se trouvent le plus souvent combinées entre elles dans la nature en systèmes que la littérature spéléologique appelle communément des "réseaux". Il existe toutes sortes de transitions entre les formes simples et les réseaux se développant sur des kilomètres et groupant un grand nombre de formes élémentaires. L'aven du Remèjadou, précédemment décrit, est un exemple de cette transition : il résulte de la combinaison d'un aven et d'une galerie active, et est donc le premier stade de complication des formes simples.

Les grands réseaux ne sont pas très nombreux sur les plateaux ardéchois, ou plutôt, ils sont rarement accessibles à l'homme. Ils appartiennent à des types variés se rapprochant plus ou moins de l'une ou l'autre tendance morphologique d'une cavité : la tendance au réseau "inactif" figé au-dessus des circulations actuelles, ou la tendance au réseau actuellement parcouru par les eaux et en pleine évolution. Nous examinerons dans ce chapitre les réseaux relevant de la première tendance, puis nous continuerons avec un exemple de réseau actif dans le chapitre suivant, avant de terminer cette partie sur les réseaux souterrains par une étude des influences lithologiques sur la formation des cavernes.

Dans ce chapitre sur les réseaux "inactifs", il est bien évident que nous considèrerons ces réseaux en fonction de la nature de l'essentiel de leurs galeries -ou de ce que nous en connaissons- et qu'un réseau considéré comme "inactif" peut très bien comprendre des parties "actives" ou des regards sur les circulations actuelles. Il existe deux grands réseaux inactifs sur les plateaux ardéchois, le réseau de Saint-Marcel d'Ardèche, et le réseau de l'aven d'Orgnac. L'Event de Midroï, réseau actif des gorges de l'Ardèche, possèderait lui aussi d'importantes parties inactives, mais nous n'avons pu l'étudier, le secret de ses continuations étant bien gardé. Il est significatif que tous ces réseaux se trouvent sous les plateaux du Rhône, à épaisseur relative plus importante que celle des plateaux de piémont cévénol, permettant l'apparition de formes "perchées" au-dessus de toutes les circulations actuelles ; l'apparition en surface de vallées "sèches" qui ne sont jamais parcourues par les eaux s'accompagne sous terre de l'apparition de réseaux totalement inactifs.

3. 2. 1 - Le réseau de l'Aven d'Orgnac.

3. 2. 1. 1 - Localisation.

Situé à l'extrêmité méridionale des affleurements urgoniens des plateaux du Rhône, l'aven d'Orgnac forme un des plus vastes systèmes souterrains de la bordure sédimentaire des Cévennes. Il se trouve dans une position topographique assez peu significative, sur le long versant -2Km- descendant de la surface d'aplanissement supérieure des plateaux du Rhône vers la couverture en calcaires tertiaires du synclinal d'Issirac. Il se développe essentiellement vers le NNE, ses parties les plus profondes se trouvant sous la surface d'aplanissement elle-même.

3. 2. 1. 2 - Description.

Elle sera sommaire, car il ne nous a jamais été permis de visiter cette cavité dont l'accès était rigoureusement interdit par la municipalité. Nous avons dû nous contenter d'une visite "touristique" de la partie aménagée représentant une partie d'Orgnac I (voir les divisions in fig. 76). Cette partie aménagée, très chaotique par suite de l'effondrement de la salle d'entrée ayant permis la formation de l'aven, n'est pas significative du reste du réseau. On y observe un concrétionnement important dans des conduits de vastes dimensions, totalement inactif de nos jours, si ce n'est la percolation des eaux de pluies descendant jusqu'à la base de la zone vadose située au moins 100 m plus bas. L'altitude et la dimension des conduits font penser à un réseau ancien (tertiaire ?) ayant subi de nombreuses retouches postérieures, comme en témoignent des traces de remplissages, notamment sur la paroi de gauche en descendant vers la base de la partie aménagée.

La figure 76 montre que la visite d'une partie d'Orgnac I est trop fragmentaire pour interpréter l'ensemble du réseau. En l'absence d'observations personnelles, nous citerons Ph. Renault (1967-68, p. 581-582) qui a décrit les galeries d'Orgnac dans les termes suivants :

> "Le réseau de l'aven d'Orgnac pourrait être cité comme exemple spectaculaire d'une galerie paragénétique de dimensions exceptionnelles. La partie connue depuis 1935, longue de 700 m, correspond à un ensemble de grandes salles occupées par d'énormes cônes d'éboulis. La Salle Rouge, vers le S, de grande dimension, dont la partie inférieure est colmatée par une masse argileuse d'épaisseur inconnue, est trop courte pour qu'il soit possible d'étendre ses catactères paragénétiques à l'ensemble du réseau.
> A partir de 1965, J.C. Trébuchon et son équipe accédaient à de

nouvelles galeries portant la longueur de la cavité à 3 850 m. /(Fig. 76)/ ce qui permettait de saisir, dans leur généralité, les caractères du réseau. Celui-ci est principalement constitué par une galerie de 1 600 m, avec une voûte s'élevant à plusieurs dizaines de mètres, et une largeur atteignant 80 m. Sa partie inférieure est occupée par d'énormes amas argileux et de nombreux points d'absorbsion en entonnoir s'y observent. Le profil de la voûte se caractérise à partir du relèvement de voûte initial de l'extrémité N, par une pente générale vers le S. Dans le détail, les irrégularités se traduisent par une série d'abaissements en "voûtes mouillantes" provoquant les rétrécissements du conduit, en particulier vers Orgnac II. Les grandes lignes de l'évolution paraissent assez simples. La première phase, paragénétique, en régime noyé fut suivie d'un assèchement avec soutirages vers le bas. Localement le conduit a évolué suivant un régime de Grande Salle /.../, se traduisant par le développement local d'éboulis et de concrétions massives dissimulant les formations argileuses.
Le développement de certaines galeries parallèles est à mettre en rapport avec l'importance du vide initialement formé et les détentes consécutives. De la même façon les éboulements de l'extrémité occidentales d'Orgnac III correspondent à l'existence de cavités superposées".

3. 2. 1. 3 - Les datations du concrétionnement de l'aven d'Orgnac.

Dans les vastes galeries de l'aven d'Orgnac, les concrétions calcaires, et spécialement les stalagmites de tous types, sont nombreuses et volumineuses. Il s'agit de formations secondaires par rapport au creusement initial des conduits, mais la datation de certaines d'entre elles est intéressante parce qu'elle donne un âge aux dernières retouches des réseaux et permet de déduire certaines fluctuations climatiques ayant permis la formation de ces concrétionnements.

Une étude des dates et des températures des périodes de formations des concrétions récentes (jusqu'à 6 500 B.P.) a été effectuée par J. Labeyrie, J.C. Duplessy, G. Delibrias et R. Letolle (1967) par la mesure de l'oxygène-18, du carbone-13 et du carbone-14 dans ces concrétions, prélevées dans l'aven d'Orgnac. Les auteurs ont étudié une stalagmite de 2 m de longueur et de 90 mm de diamètre moyen dont la base a été datée à 6 500 B.P.. Cela lui donne une vitesse moyenne de formation de 3,2 cm/100 ans correspondant à un apport de matière de 2,5 cm^3/an. Les auteurs font remarquer que ces chiffres ne sont pas très significatifs car la

..."croissance n'a pas été uniforme : de l'ordre de 4,4 cm/100 ans il y a donc 5 000 ans, elle n'est plus actuellement que de 2,2 cm/100 ans. /voir notre figure 77A/
Une brutale variation du rythme de croissance s'est produite vers - 3 900 ans. Signalons que cette stalagmite est très blanche tout au long et ne présente pas de recristallisations visibles". (op. cit. p. 156).

Ces déterminations d'âge étaient effectuées grâce à des mesures de C-14. Mais dans la même stalagmite, des mesures de O-18 ont permis de déterminer quelle était la température moyenne de l'eau formant les concrétions et de trouver ainsi quelles ont été les variations climatiques récentes dans la région de l'aven. Les résultats (fig. 77B) montrent trois grands maxima pour les âges (B.P.) : 1 000 - 3 000, 4 000 - 4 500, 6 000 - 6 200 et trois minima vers 500, 3 800 et 4 800.

Les auteurs ont constaté que :

> "Ces alternances de périodes chaudes et froides /.../ correspondent assez grossièrement à celles résumées par FAIRBRIDGE (1961) et qui sont basées sur l'étude des transgressions littorales".

Toujours dans l'aven d'Organc, J.C. Duplessy, J. Labeyrie, C. Lalou et H.V. Nguyen (1971) ont recherché des datations absolues du concrétionnement et de mesures de variations climatiques continentales pour des périodes plus reculées comprises entre 130 000 et 90 000 ans B.P. Les variations climatiques étaient recherchées par des mesures du rapport isotopique O-18/O-16 le long de l'axe de stalagmites, pendant que les datations absolues étaient effectuées par la mesure du rapport Th-230/U-234, méthode qui peut être appliquée jusqu'à 300 000 ans B.P.

En étudiant une stalagmite de l'aven d'Orgnac prélevée loin de l'entrée pour éliminer les causes de perturbations externes, les auteurs ont pu établir qu'elle avait commencé sa "croissance" vers 130 000 ans B.P., à une vitesse de 0,4 cm/100 ans jusqu'à 100 000 ans B.P., date à laquelle sa vitesse de croissance était passée à 1,5 cm/100 ans jusqu'à la fin de cette croissance vers 92 000 ans B.P.

Cette variation de croissance peut être mise en corrélation avec les variations de la teneur en O-18 dans la stalagmite, révélatrices des modifications climatiques externes. Il apparaît en effet (fig. 78) une nette différence entre les teneurs en O-18 dans la partie inférieure de la stalagmite, qui montrent une température moyenne de la région supérieure de 3 à 4° à l'actuelle, de 120 000 à 97 000 ans B.P., et les températures de la partie supérieure qui montrent une brusque chute de la température d'environ 3° en quelques siècles jusqu'à 93 000 ans B.P. où la température remonte tout aussi brusquement aux valeurs antérieures, et explique peut-être la cessation d'activité de la stalagmite. Ces températures élevées sont à rattacher à un interglaciaire durant lequel le concrétionnnement aurait été particulièrement intense. L'augmentation de ce concrétionnement lors d'un bref refroidissement climatique peut surprendre, le concrétionnement étant souvent relié aux périodes chaudes ; à titre d'hypothèse nous nous demandons cependant s'il ne peut

être expliqué par une forte augmentation de la pluviosité entre 100 000 et 92 000 ans B.P. qui aurait refroidi légèrement le climat tout en accroissant nettement le dépôt stalagmitique parce que l'on se trouvait dans des classes de température encore tempérées -proches de l'actuel- ; en modifiant l'hypothèse vers une pluviométrie plus faible, il est aussi possible que la période 130 000 à 100 000 ans B.P. ait été à la fois chaude et sèche et que la période suivante ait marqué le retour à une pluviométrie non pas forte mais simplement normale.

3. 2. 2 - Le réseau de Saint-Marcel d'Ardèche.

3. 2. 2. 1 - Localisation.

Parmi les réseaux inactifs, s'il en est un qui mérite une attention spéciale, c'est bien la grandiose grotte de Saint-Marcel, qui fut durant des lustres la plus célèbre grotte de la région, si ce n'est de France, avant de tomber dans un oubli relatif dû à sa fermeture quasi-absolue, même aux spéléologues. Il s'agit du réseau majeur des gorges de l'Ardèche, le seul -avec peut-être l'Event de Midroi- qui contraste avec les grands avens du plateau dominant.

La grotte (X = 776,10 ; Y = 227,70 ; Z = 99 m) se trouve dans la partie aval des gorges de l'Ardèche, sur le versant de rive gauche de celle-ci, à l'entrée d'une vallée sèche longue de 3 Km et appelée "Combe du Pouzat". Le porche actuel est en grande partie anthropique, l'orifice primitif lors de la découverte de la grotte en Juillet 1838 était un trou de furet. Ce porche n'a pas de répercussion sur la topographie de surface, si ce n'est un petit redans rocheux, car il est totalement inactif.

3. 2. 2. 2 - Description.

Le réseau de Saint-Marcel, très vaste -plus de 20 Km- (Fig. 79) comporte plusieurs parties distinctes. Nous n'avons pu en visiter qu'une, la plus anciennement connue, appelée "ancien réseau", ou réseau principal, qui est une galerie de grandes dimensions, longue de 2 800 m (voir plan et coupe in fig.80). Durant cette brève visite, nous avons parcouru sur une centaine de mètres une galerie menant au réseau 2. Il existe par ailleurs un réseau 3 à l'ouest de la galerie principale. Le plan de la figure 79 montre bien l'opposition entre ces trois réseaux distincts, avec un secteur complexe et labyrinthique dans le "noeud" où se rejoignent les réseaux.

Le réseau de la grotte de Saint-Marcel est situé dans les couches du Barrémien supérieur à faciès urgonien, dont la puissance atteint 250 à 300 m. Il s'est développé d'après J. Blanc (1976), essentiellement dans l'horizon moyen U_2 de cet étage, et certaines galeries suivent les contacts entre les trois horizons de l'Urgonien U_1, U_2 et U_3.

La région où s'ouvre la grotte est découpée par des failles et fractures où deux directions principales et orthogonales nord-est - sud-ouest et nord-ouest - sud-est sont les plus importantes. Il existe aussi des failles nord-sud.

Sur l'ensemble du réseau topographié en 1972, soit 14 200 m, R. Guérin (1973) a bâti un histogramme de directions de galeries (fig. 81) où apparaissent ces directions dominantes ; R. Guérin conclut de cet histogramme que l'essentiel des directions de galeries est anté-pliocène. Bien que la complexité du réseau -où existent des unités différentes- rende difficile l'interprétation d'un tel histogramme, cette datation des directions est intéressante, car elle permet de supposer que le réseau est anciennement développé. Nous reviendrons sur cet âge du réseau dans les pages suivantes.

L'ancien réseau surprend par ses dimensions exceptionnelles et par l'ampleur de ses concrétionnements. La galerie a, près de l'entrée, une largeur de 20 m pour une hauteur de 5 m, atteignant 8-9 m, puis redescendant jusqu'à 1,50 m. A partir de l'échelle de 11 m, la hauteur des voûtes varie entre 3 m et plus de 20 m. Elle est particulièrement élevée après l'énorme massif de concrétions de la "Cathédrale" où elle se maintient au-dessus de 10 m sur plus de 500 m, dans la Galeries des Peintres (nom donné par E.A. Martel) notamment. Vers l'amont, la galerie est un peu moins grande, surtout après le changement de direction de la "Grande Barrière" ; nous avions supposé à l'époque de notre visite que les tentatives de désobstruction de cette barrière stalagmitique seraient couronnées de succès ; quelque temps après, cette barrière fut effectivement franchie et aboutit dans une vaste galerie qui est le prolongement du réseau principal et explique le rétrécissement de l'ancien réseau en amont, qui ne doit en fait n'être qu'un affluent de la galerie nouvellement découverte.

L'ancien réseau présente plusieurs caractères nets montrant qu'il s'est formé en plusieurs épisodes. Il apparaît tout d'abord une période de creusement, en conduite forcée et circulation lente de type paragénétique d'après Ph. Renault (1967-68, p. 566), qui fonde son interprétation sur la présence en plusieurs endroits de la galerie, et surtout dans la Galerie des Peintres, de vagues d'érosion de grande période (plus d'1 m) surmontant un plancher

argileux d'épaisseur indéterminée.

Un autre fait nous paraît confirmer une telle interprétation : la disposition en coupe longitudinale de la galerie, qui monte de la côte 0 (entrée) jusqu'à la côte + 82 m pour redescendre vers le fond jusqu'à la cote + 44 m. Le plancher et aussi la voûte de la galerie sont irréguliers, mais même des effondrements de voûte postérieurs à la formation de la galerie ne paraissent pas susceptibles d'expliquer une telle irrégularité de 40 m, qui est par contre parfaitement concevable lors d'une circulation en conduite forcée, qui dépend plus des discontinuités du calcaire que des "profils longitudinaux".

Cette galerie a ensuite été retouchée par plusieurs périodes de remplissages, et surtout de concrétionnement que nous n'avons pu que subodorer lors de notre rapide incursion dans la grotte. Les concrétions, surtout stalagmitiques, de couleur foncée en général, atteignent des volumes dont nous avons retrouvé l'équivalent dans certaines photographies de grottes tropicales (cf. Spélunca, 1974, n° 4, et notamment la photographie de couverture de B. Dressler). Des concrétions plus claires et plus petites s'observent aussi, et paraissent postérieures aux énormes masses précédentes.

3. 2. 2. 3 - Genèse du réseau.

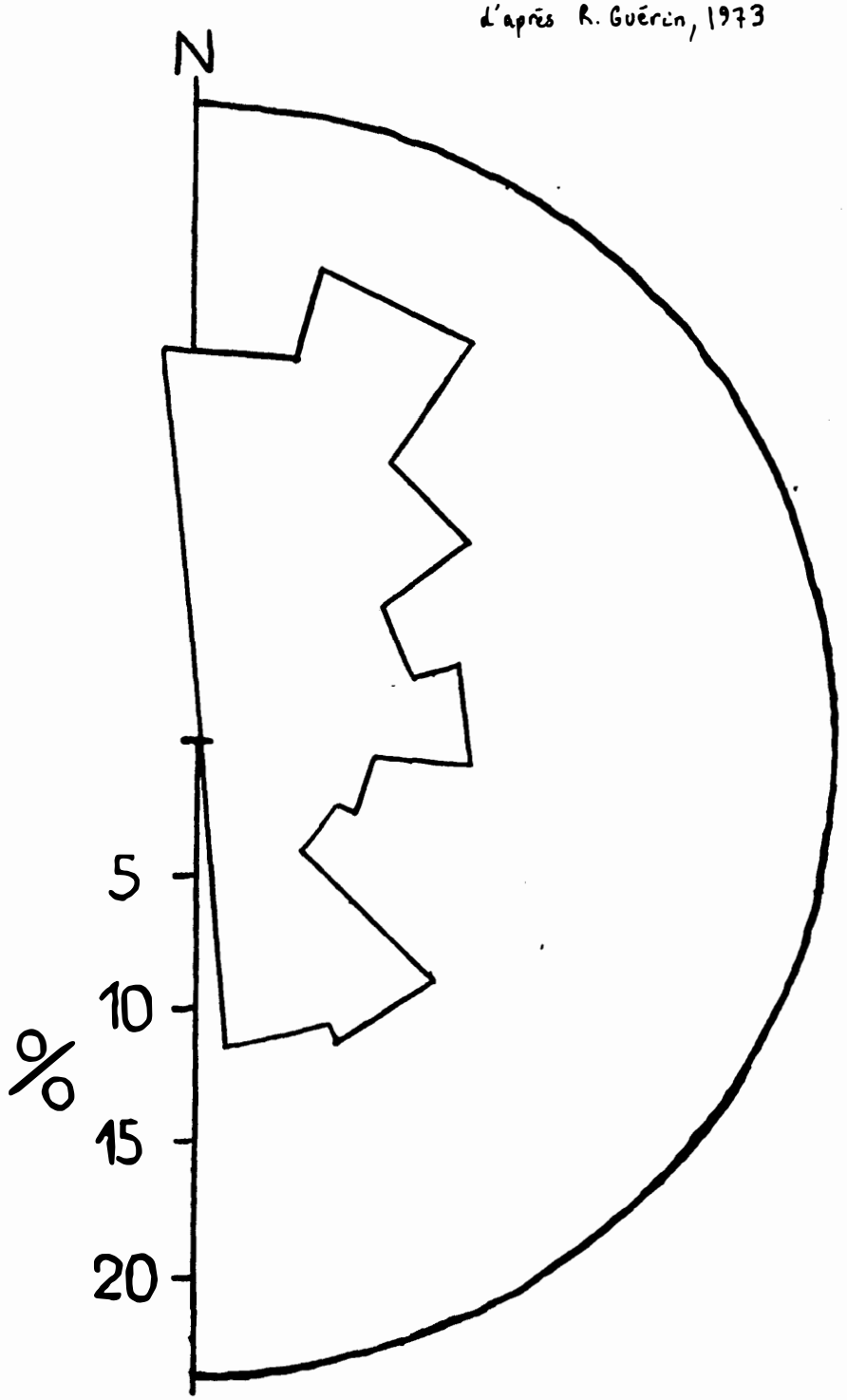
L'importance du réseau de Saint-Marcel lui a valu d'être étudié par J. Blanc et ses collaborateurs qui lui ont consacré d'importantes publications (J. Blanc et H. Chamley, 1975 ; J. Blanc, 1976). Par des méthodes d'analyse fine, ils ont reconstitué la paléogéographie de la grotte.

Grâce à l'altitude des conduits et à leurs recoupements J. Blanc (1976) leur attribue quatre âges relatifs ordonnés selon le schéma suivant :

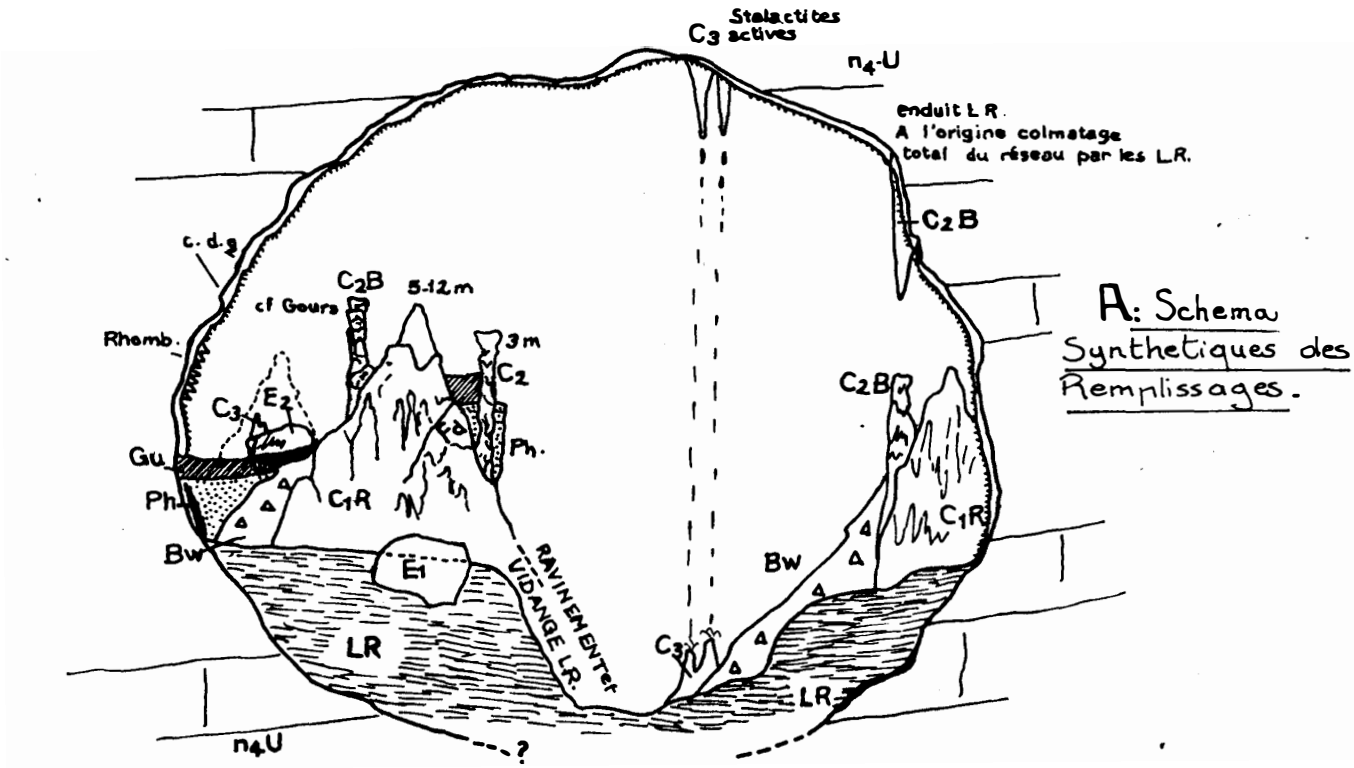
- Il distingue d'abord quelques galeries anciennes et élevées, recoupées par les plus récentes, très décomprimées et antérieures au creusement du canyon de l'Ardèche, creusement qu'il date du Plio-Quaternaire. Le réseau du Labyrinthe et la Galerie Raoul appartiennent à cette première phase, ainsi que la Galerie du Lac. Ces réseaux, par leur antériorité au creusement du canyon, sont tertiaires.

- Postérieurement sont apparus des "réseaux intermédiaires", toujours indépendants du drainage de l'Ardèche ; ils sont un peu moins élevés que les galeries précédentes et ils les recoupent. Ils concernent une grande partie de la caverne, puisque J. Blanc attribue à cette phase de creusement les réseaux 2 et 3 et peut-être la partie septentrionale de l'ancien réseau.

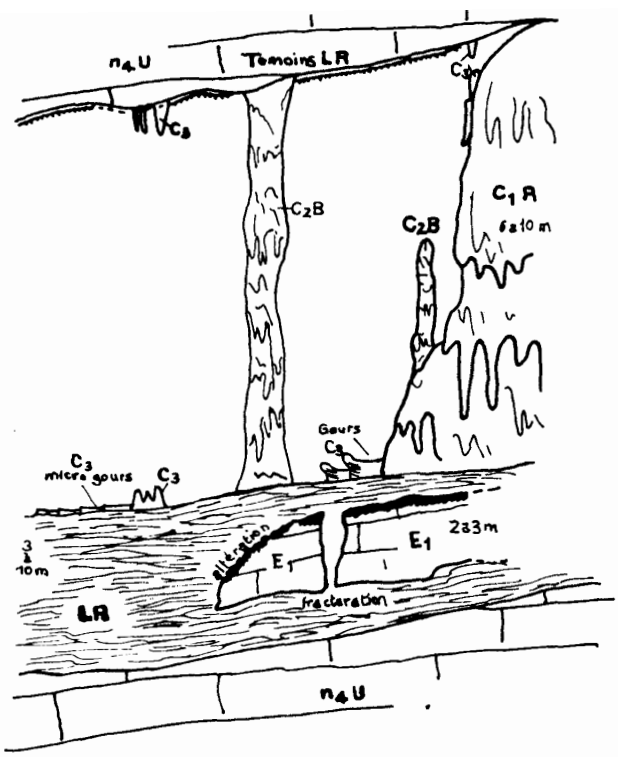
FIGURE 81 : GROTTES DE St MARCEL : HISTOGRAMME DES DIRECTIONS DE GALERIES
d'après R. Guérin, 1973



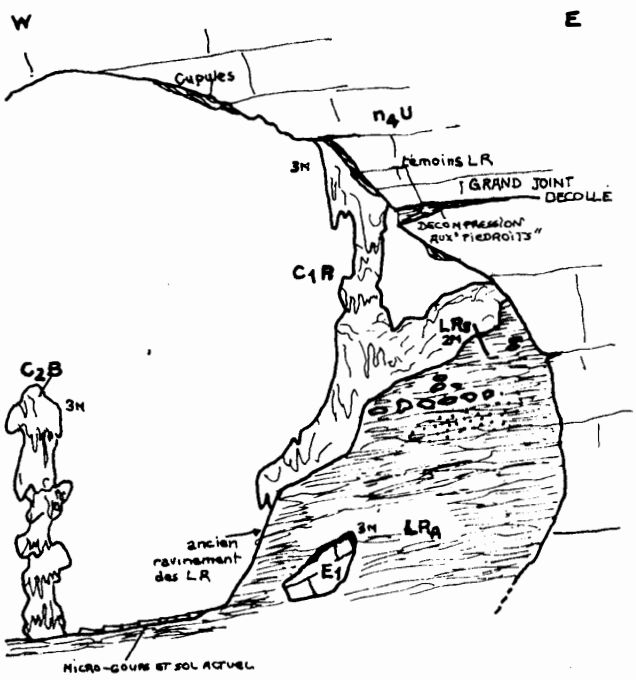
14,23 Kms



A: Schema Synthetiques des Remplissages.



B: Sud de la Galerie des Maçons.



C: Jonction de la Gal. des Maçons et des Boas -

Figure 82 : Remplissages de la Grotte de SAINT-MARCEL D'ARDECHE d'après J. BLANC et H. CHAMLEY. 1975 -

LR : limons rouges ; **E_1** : éboulement ancien
C_4 R : système des concrétions anciennes rousses
Fd : fissures de tassement
C_2B : système des concrétions blanches
Bw : cailloutis et graviers würmiens
Ph : couches phosphatées
E_2 : éboulement supérieur
Gu : guano
C_3 : concrétions actuelles
n_4-U : substratum calcaire urgonien.

- Avec le creusement du canyon de l'Ardèche s'est formée une troisième série de conduits qui montrent un drainage concordant avec la topographie actuelle. La plus grande partie du réseau principal appartient à cette période. Si le creusement s'est effectué en même temps qu'apparaissait le canyon, J. Blanc lui donne un âge antérieur au Pliocène supérieur ; il serait resté fonctionnel au Quaternaire ancien.

- Sous le porche de la grotte de Saint-Marcel, les galeries de la source de l'Ecluse, actives, forment une exurgence actuellement fonctionnelle au niveau de l'Ardèche. La présence en plusieurs endroits du réseau d'entonnoirs de soutirage vers des circulations plus profondes et la totale inactivité des trois ensembles supérieurs de galerie -si ce n'est quelques infiltrations verticales- signalée par J. Blanc, permettent de supposer que des circulations actuelles, probablement noyées, drainent vers l'Ardèche les eaux des plateaux calcaires dominant la grotte.

Ces conduits ont été postérieurement retouchés par diverses phases qui leur ont donné une sédimentologie complexe qui est synthétisée dans la figure 82.

La phase la plus importante, et la plus ancienne, fut un comblement généralisé de tous les réseaux par une

> "... séquence de LIMONS ROUGES, voire sables ou argiles rubéfiés, issus du remaniement des témoins observés sur les plateaux et référables aux formations altérées du Villafranchien.
> Postérieurement au Villafranchien, les limons rouges se sont déposés dans les cavités du Karst après une phase de transport suivie de décantation /.../.
> La composition minéralogique de la fraction argileuse est homogène : illite dominante, montmorillonite et interstratifiés subordonnés, kaolinite accessoire et, enfin, quartz et goethite. Cette composition évoque celle des sols post-villafranchiens. La zonation minéralogique observée dans le réseau est l'inverse de la zonation pédologique normale. Cela traduit l'érosion progressive d'horizons de plus en plus anciens des sols post-villafranchiens". (J. Blanc et H. Chamley, 1975, p. 80).

Avant et pendant la phase, des phénomènes de détente dus à la formation du canyon de l'Ardèche et aux contraintes exercées sur les parois des conduits de grandes dimensions ont provoqué d'importants éboulements (E_1) dont J. Blanc (1976) a fait une étude détaillée.

La datation de cette phase de comblement est difficile. Elle est obligatoirement post-villafranchienne puisqu'elle remanie des dépôts de cette époque ; J. Blanc et H. Chamley (1975) lui attribuent des conditions de formation durant "une période interglaciaire rubéfiante" qui pourrait être le Mindel-Riss.

La phase de comblement fut suivie d'une phase d'érosion et de décolmatage des réseaux qui devinrent de nouveau pénétrables. Seuls quelques placages restèrent aux voûtes pour attester du comblement total des conduits, ainsi que des dépôts au sol des galeries et sur les parois où ils atteignent 13 m de hauteur (entre la Cathédrale et l'échelle de 5 m). J. Blanc et H. Chamley (1975) supposent que ce ravinement s'est produit "lors d'une phase d'érosion probablement liée à une séquence glaciaire régressive (Riss ?).

C'est à partir de ce décolmatage que s'est amorcé le dépôt des concrétions dans lesquelles ont été distingués deux "systèmes" différents :

"le système des anciennes concrétions" (C_1R) est le premier formé et le plus important en volume. Ces concrétions anciennes sont rousses parce qu'elles se sont formées après percolation des eaux à travers les limons rouges qu'elles ont lessivés. C'est à cette époque que se sont formés les énormes massifs qui ont par endroit totalement colmaté les galeries (Barrière De Joly ; Grande Barrière). Les volumes de ces massifs essentiellement stalagmitiques peuvent dépasser le millier de m^3 (J. Blanc et H. Chamley, 1975) et il est arrivé que les concrétions basculent sous l'effet de leur propre poids ; celles qui sont encore en place montrent souvent des fissures liées au tassement (La Cathédrale). Ce concrétionnement massif est-il lié à celui que l'on observe dans nombre de réseaux de la bordure sud-est de Massif Central, à commencer par l'aven d'Orgnac tout proche, puis les grottes des Demoiselles, de Clamouse, l'Aven Armand ? Cela est possible mais n'est pas prouvé. Il apparaît cependant une tendance au concrétionnement massif dans nombre de cavités "anciennes" de la région qui peut appartenir à la même pulsation climatique du Quaternaire, phase "chaude" probablement. J. Blanc et H. Chamley (1975) ont réussi à établir que ces concrétions étaient anté-würmiennes et qu'elles ont donc pu s'élaborer durant des interstades rissiens ou pendant l'interglaciaire Riss-Würm.

"le système des concrétions blanches" (C_2B) s'est superposé au précédent après une interruption de durée indéterminée. Ces concrétions n'ont pas percolé à travers les limons rouges, ce qui explique leur couleur -absence d'oxydes ferriques-. Elles se sont déposées "à la faveur d'un climat humide, et dans une caverne dont la topographie différait assez peu de l'état actuel". (J. Blanc et H. Chamley, 1975). Ces auteurs leur attribuent, à titre d'hypothèse, un âge compris entre 10 000 et 20 000 ans B.P. (fin du Würm, Dryas I et Dryas III. Il est vraisemblable que leur formation s'est poursuivie jusqu'à l'Atlantique, voire "l'actuel" pour certaines stalagmites.

A l'époque récente, les entrées actuellement connues ont été rebouchées par des éboulis et grèzes cryoclastiques qui permettraient de penser que le réseau est complètement obturé depuis le Würm, si J. Blanc et H. Chamley n'avaient pas mis en évidence des dépôts de phosphates, liés à l'évolution de guano de chauve-souris et postérieurs à la base des stalagmites blanches (C_2B). Leur limite d'âge supérieure n'a pu être précisée, mais ces phosphates prouvent que des orifices sont restés ouverts postérieurement au Würm.

Les graviers Würmiens et phosphatés, les concrétions de la seconde phase (C_2B) ont été recouverts par une seconde phase d'éboulements, (E2), moins importante que la précédente, due, d'après J. Blanc (1976) à la poursuite des actions de décompression dans les réseaux, et datée par J. Blanc et H. Chamley (1975) au Post-Glaciaire, probablement au Boréal. Depuis, ces auteurs signalent une phase humide accentuée, qui a formé des gours et des niveaux immergés dans certaines galeries, à une époque qu'ils estiment au Sub-atlantique (3 500 à 3 000 ans B.P.), qui a ensuite évolué "vers l'état actuel d'assèchement RELATIF". De nos jours l'évolution de la caverne est ralentie et ne forme pratiquement plus que des concrétions fistuleuses et excentriques.

Voici donc résumées les étapes de la genèse de ce réseau qui, en dehors de son intérêt propre, présente l'avantage d'être le seul à avoir été systématiquement étudié par les méthodes modernes d'analyse. Tout n'est pas encore élucidé dans sa formation et J. Blanc (1976) insiste notamment sur l'absence d'explication à l'arrêt du fonctionnement du réseau principal, probablement au Quaternaire ancien, et dont il se demande s'il peut être dû à des étapes de creusement des gorges de l'Ardèche ou à des déformations tectoniques post-villafranchiennes.

3. 2. 3 - Conclusion : les Karstifications anciennes des plateaux ardéchois.

Le développement de grands réseaux inactifs perchés au-dessus des circulations actuelles permet d'affirmer que les plateaux ardéchois ont connu au moins deux grandes phases de karstification souterraine, sans tenir compte de karstifications superficielles dont nous avons précédemment parlé lors de l'étude de la stratification de la région.

La première phase de développement, incomplètement connue -d'autres grands réseaux perchés peuvent encore être découverts puisqu'ils n'ont en général pas de rapport avec la topographie et les circulations actuelles- a laissé trois cavités souterraines actuellement connues : la grotte de Saint-Marcel, l'aven d'Orgnac et la Baume de Ronze, précédemment décrite,

qui, bien que retouchée par les actions périglaciaires parce qu'elle s'ouvrait largement vers la surface, appartient, de par ses dimensions et son altitude, à la même période de formation. La doline du Cros d'Arène, au sud d'Issirac (voir chapitre 2.4.) appartient peut-être elle aussi à la même période.

Ces karstifications souterraines ont profondément marqué le paysage de leur époque, mais aussi celui de l'époque actuelle. Le seul décolmatage du réseau de Saint-Marcel au Quaternaire montre avec force que ces réseaux ont fourni, après leur fossilisation, un capital karstique considérable ; même si ce capital, une fois dégagé, s'est trouvé inutile parce que les conduits sont devenus inactifs, il a cependant permis un enfoncement très rapide des eaux après le colmatage post-villafranchien, et favorisé de ce fait une intense "re-karstification" des plateaux ardéchois.

CHAPITRE 3.3.

-:-

LES SYSTEMES SOUTERRAINS COMPLEXES :

LE RESEAU DE LA GOULE DE FOUSSOUBIE

EVENT DE FOUSSOUBIE

Comptant parmi les plus vastes réseaux de France, s'il en existait une topographie correcte et complète, ce réseau possède une grande notoriété dans la région, conséquence de son régime hydrologique : en 1963, cinq spéléologues y furent surpris par une crue d'une violence peu commune qui mit en charge totalement l'orifice d'entrée, transformé en lac, et deux d'entre eux périrent emportés par les eaux. C'est dire qu'il ne s'agit plus là d'un réseau inactif, comme celui de Saint-Marcel, mais d'une cavité en constante évolution. Les causes d'une telle évolution sont essentiellement attribuables à la structure du bassin versant, que nous avons précédemment étudié, bassin susceptible de fournir de très importants débits à la perte -presque un ponor- alimentant la grotte.

3. 3. 1 - Description du réseau.

Plusieurs secteurs morphologiquement distincts peuvent être définis dans ce réseau d'orientation générale sud-ouest - nord-est.

3. 3. 1. 1 - La zone d'entrée, longue d'environ trois cents mètres, est en quelque sorte le secteur de raccordement entre le niveau de l'Ardèche et le niveau de la dépression de la Goule de Foussoubie drainée par le ruisseau de la Planche (voir supra). Cette zone se caractérise par sa forte pente, puisque la galerie est coupée par des verticales de 3 m (à l'extérieur -accès à l'orifice de la perte), 3 m, 7 m, 14 m, une quinzaine de mètres subverticaux, 2 m (grande marmite), 5 m et 2 m, plus des portions de galerie déclive. Les galeries sont souvent vastes, mais des rétrécissements apparaissent permettant des mises en charge en amont (secteur de petites galeries en baïonnette à la base du puits de 5 m - galerie basse à proximité de l'entrée, qui commande probablement le débit dans l'ensemble de la cavité car elle n'est doublée par aucun réseau parallèle d'importance). De nettes traces d'embacles apparaissent par endroits, tronc d'arbre coincé dans des fissures, fourneaux, machine à laver même dont une équipe spéléologique a suivi la progression vers l'aval au fil des ans, et qui a définitivement disparu un hiver. La roche est nettoyée de tout dépôt fin comme de l'argile ou même du sable, parfois un peu salie par des dépôts de matière organique abandonnée par les eaux en décrue. De magnifiques cupules apparaissent localement (passage de Joly). Le diaclasage semble être la donnée structurale prédominante dans la formation des galeries, avec une tendance à l'enfoncement très nette, des galeries supérieures doublant

souvent la galerie actuellement parcourue par les basses eaux ; ces galeries supérieures sont réutilisées par les crues, surtout lorsque des embacles bouchent les systèmes inférieurs. Les galeries inférieures sont taraudées par de gigantesques marmites de géant, identiques à celles que l'on observe dans la vallée du Rieusset. L'une d'entre elles, la grande marmite, a un diamètre de 5 m pour une profondeur d'environ 4 m. Ces marmites semblent être le processus érosif principal de ce secteur.

A la base de cette galerie en forte pente on débouche dans un secteur intermédiaire long de quelques dizaines de mètres, horizontal et fort bas, qui correspond à l'ancien siphon, qui n'était en fait qu'une voûte mouillante, une fois ce siphon franchi, on trouve alors le second secteur.

3. 3. 1. 2 - La galerie principale amont.

- Ce second secteur, que l'on pourrait dénommer la galerie principale amont, est une succession de couloirs de vastes dimensions sur une longueur de 3 500 m. Leur forme, bien que soumise à des variations locales, notamment dans le "grand laminoir", extraordinaire section de galerie de moins d' un mètre de hauteur pour une largeur de 15 m le long d'un joint de stratification, est relativement constante : galerie à peu près aussi large que haute (5 X 5 m), avec alternance sur le sol de galets, parfois de sable très grossier, et de roche à nu assez rarement. Les affluents sont rares et de faible développement. Par contre la galerie se divise en deux sur 850 m pour se rejoindre plus en aval, ce qui est un signe de creusement en circulation phréatique.

La galerie montre de nombreuses traces de concrétionnement, attaqué d'ailleurs par les circulations actuelles, d'où l'apparition de formes spécifiques de cet équilibre érosion/sédimentation. Des variations locales sur les causes desquelles il est difficile de se prononcer, interviennent : telle coulée stalagmitique paraîtra immune de toute attaque alors qu'une dizaine de mètres plus loin une coulée identique verra ses micro-gours rongés par les eaux. Deux facteurs sont importants dans cet équilibre : l'importance du concrétionnement c'est-à-dire la vitesse à laquelle se dépose une quantité X de calcite, importance d'une extrême variabilité selon les fissures fournissant les eaux saturés, et cela même pour des concrétions de taille identique ; et la position de la concrétion dans la galerie, qui commande pour une part importante l'ampleur de l'érosion, surtout l'érosion mécanique : si la concrétion est décalée par rapport au centre de la galerie, coincée par exemple dans un élargissement dû à la fissure par où arrive l'eau de concrétionnement, ce qui est un cas fréquent, elle pourra plus facilement croître ; par contre si elle se trouve au centre d'une galerie rectiligne ou sur le flanc concave d'une courbure de

galerie, elle sera soumise à des actions mécaniques bien plus importantes ; il en sera de même pour les actions chimiques car il passera une quantité d'eau agressive considérable. Cette influence de la position est d'ailleurs modifiable par les variations de section de la galerie ; des concrétions se maintiennent fort bien au centre de galeries de grande section ; cela diminue la vitesse de circulation des eaux et l'érosion par voie de conséquence.

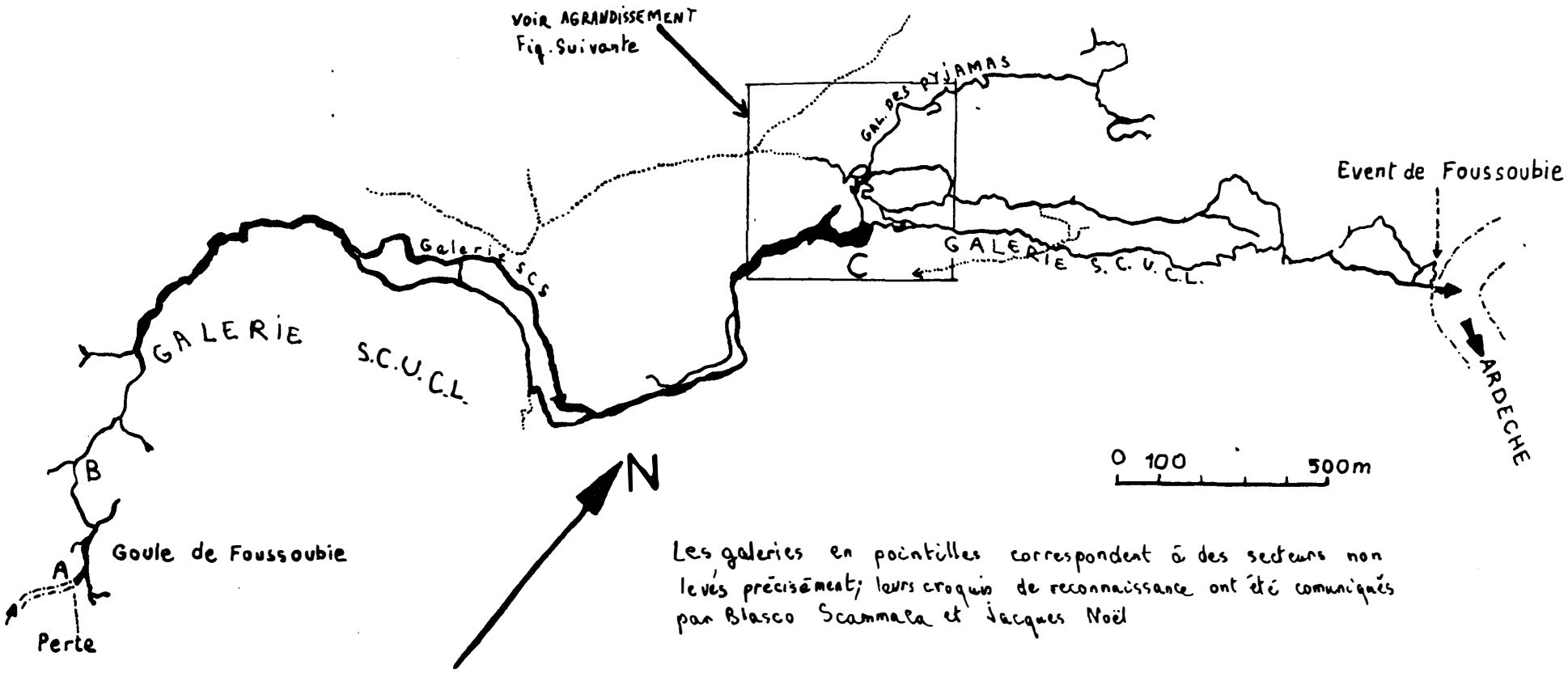
Dans la galerie principale amont le concrétionnement l'emporte généralement sur l'érosion, dans une certaine limite s'entend, car une tendance à l'obstruction d'une galerie par le concrétionnement serait détruite par les mises en charge considérables de certaines crues. On observe des stalactites et stalagmites de grandes dimensions qui se sont développées au centre de la galerie, avec des traces nettes d'érosion entre les périodes de concrétionnement. Mais certaines de ces concrétions sont brisées, sous l'action des crues et particulièrement, pensons-nous de certaines embacles, surtout les troncs d'arbres que l'on trouve un peu partout dans le réseau qui, s'ils sont bloqués derrière une concrétion, peuvent peu à peu bloquer tous les débris de moindre dimensions qui passent et faire porter sur une seule concrétion une force correspondant à la moitié ou plus de l'énergie vive de la crue et la briser ainsi.

Cette galerie est inactive durant de longues périodes mais parcourue au moins chaque hiver par des crues plus ou moins importantes -encore que le réseau n'ait pas connu cette crue pendant l'hiver 1972-73 par exemple-, crues sur lesquelles nous reviendrons dans l'étude des relations entre les différentes parties du réseau.

3. 3. 1. 3 - La galerie principale aval prolonge la première galerie sur environ 2 000 m. Elle diffère de la précédente par des dimensions souvent plus réduites ; sa section est plus déterminée par des diaclases que dans le secteur précédent. Les sédiments libres (graviers, galets) deviennent plus rares, la roche étant le plus souvent à nu et très travaillée par les actions de l'eau -coups de gouge, lapiés souterrains, corrosion en éponge-. A la différence de la galerie amont, l'érosion prend le pas sur la sédimentation et les concrétionnements sont très altérés quand ils ne sont pas réduits à l'état de reliques. Le réseau a une activité plus intense qu'en amont, activité explicable par la différence de niveau entre cette galerie et la précédente, qui n'est que de quelques mètres, suffisants à cette proximité du niveau de base karstique pour introduire d'importantes différences de circulation des eaux. Et cette

Figure 83 : GOULE DE FOUSSOUBIE (ARDÈCHE)

PLAN



Les galeries en pointilles correspondent à des secteurs non levés précisément; leurs croquis de reconnaissance ont été communiqués par Blasco Scammala et Jacques Noël

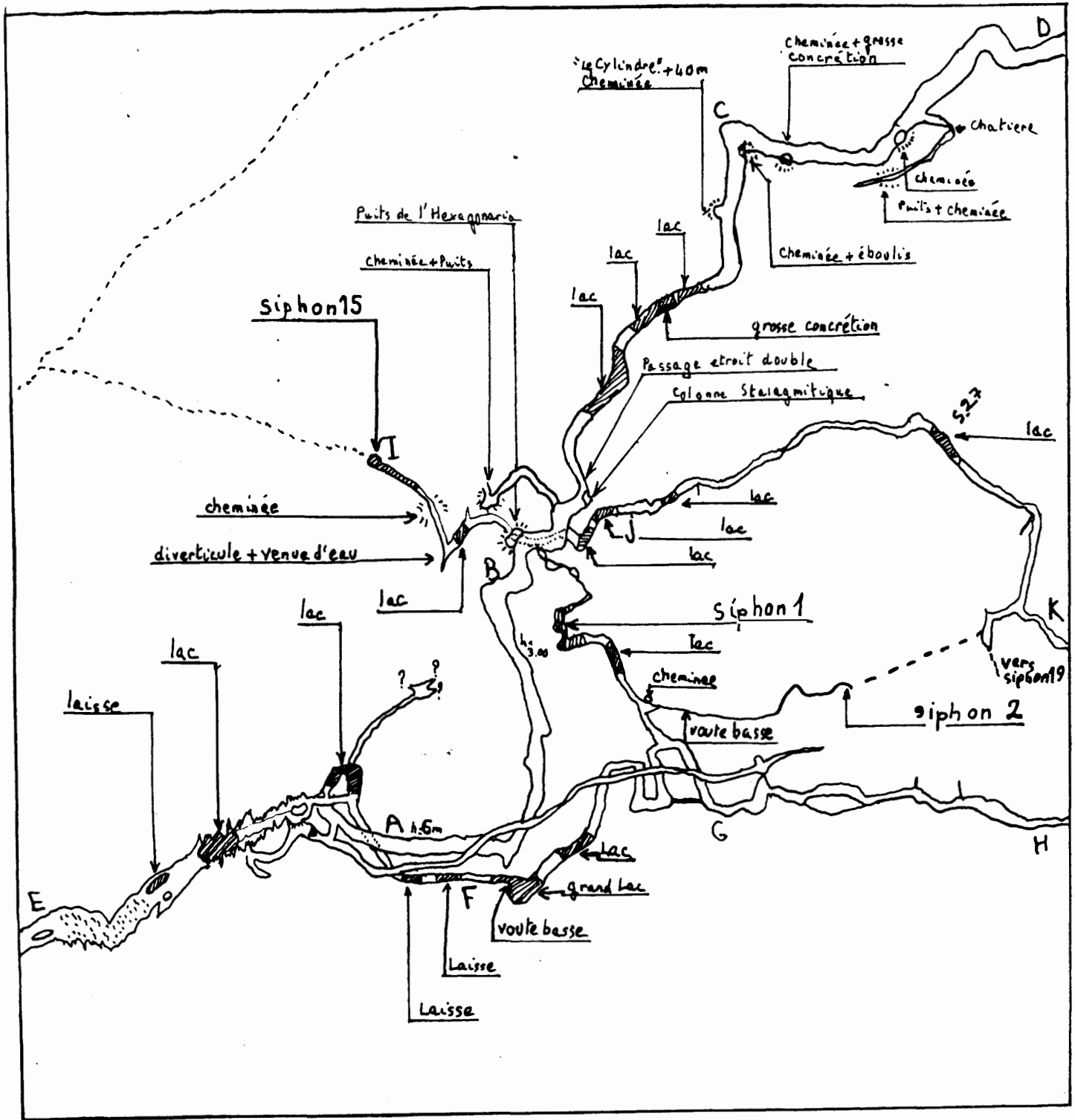


Figure 84

GOULE DE FOUSSOUBIE

DÉTAIL :

AIRE CENTRALE D'ANASTOMOSE DES RESEAUX (PLAN)

Ce type d'agencement des galeries, sans hierarchisation des reseaux, est fréquent dans les réseaux à circulation phréatique. La galerie des pyjamas, A.B.C.D. est perchée d'une dizaine de metres au-dessus de la galerie SCUCL, E.F.G.H., elle-même perchée de quelques metres au-dessus de la galerie SSN, I.J.K. qui représente le plus bas niveau actuellement connu.

100 m

N

activité semble être essentiellement une activité en conduits noyés, les phases de circulation libres étant rares et limitées aux débuts et fins de crue. La galerie aval aboutit dans un siphon empêchant de rejoindre l'Ardèche, long d'environ 250 m et débouchant dans l'Event de Foussoubie où une courte galerie rejoint l'air libre en remontant pour déboucher à une dizaine de mètres au-dessus de l'Ardèche. Cette galerie remontante est doublée (Fig. 87) par des conduits inférieurs plus étroits qui assurent le drainage des basses eaux au niveau de l'Ardèche ou, plus bas, directement dans son lit.

Autour de ce cheminement principal se greffent d'autres réseaux qui peuvent être groupés en deux catégories :

3. 3. 1. 4 - Les réseaux inférieurs, ou présumés tels, car il n'existe aucun levé à notre connaissance, qui donne les dénivelées des différents réseaux en dehors de la zone d'entrée. Ils sont très difficilement accessibles, car tellement proches du niveau de la "Water-table" des auteurs anglo-saxons qu'ils sont fréquemment coupés de voûtes mouillantes infranchissables sans plongée. De plus ils peuvent être envahis très rapidement par les eaux si l'Ardèche a une crue sans qu'il y ait nécessairement de précipitations à proximité de la grotte ; cela augmente notablement les risques d'accident. Cependant il est possible par certains étés secs de les parcourir partiellement lorsque le niveau supérieur du Karst noyé descend suffisamment pour désamorcer les voûtes. Ils ont un modelé assez proche de celui de la galerie principale aval, mais avec une tendance encore plus nette à l'activité en conduite forcée : le concrétionnement disparaît presque complètement, ainsi que les dépôts de sable et de galets. La galerie se trouve réduite à un simple conduit dans la roche vive, souvent cupulé. Par endroits, dans certaines positions topographiques, apparaissent des dépôts localisés de sable fin ; nous avons même pu observer des ripple-marks sur l'un d'entre eux, localisés dans un coude de galerie ; de plus, la roche est souvent recouverte d'une mince pellicule de boue. Ces phénomènes sont imputables à la position moins élevée de ces conduits : alors que les galeries principales ne sont parcourues que par des eaux de crue à circulation rapide, donc très "nettoyantes", les réseaux inférieurs, s'il sont eux aussi parcourus par des eaux de crue violentes, conservent beaucoup plus longuement des eaux de fin de crue, et peut-être même des eaux stagnantes pendant la période d'abaissement de la "water-table", eaux qui, entre deux crues, déposent une mince pellicule "temporaire" de sable et surtout de matériel fin argilo-limoneux. Il en est d'ailleurs de même dans les autres galeries à proximité des

siphons et des "laisses" d'eau, ainsi que dans certaines galeries en cul de sac (galerie ouest après le premier chenal de la galerie principale amont).

Le fait le plus frappant de ces galeries inférieures, que nous ne connaissons malheureusement que partiellement, c'est qu'elles ont des dimensions comparables à celles de la galerie principale aval, dont elles sont en fait une anastomose. D'après des communications orales de B. Scammaca et J. Noël, qui les ont explorés, ces réseaux inférieurs donnent vers l'amont sur des galeries se développant parallèlement à la galerie principale amont et de dimensions comparables à cette dernière. Aussi l'impression générale est-elle que la galerie connue de la Goule de Foussoubie n'est qu'un élément d'un système anastomosé qu'explique sa proximité de la partie supérieure de la zone d'imbibition permanente. Cette impression est confirmée par l'étude des réseaux "supérieurs".

3. 3. 1. 5 - Les réseaux supérieurs sont assez rares dans la Goule de Foussoubie, sauf à proximité de la résurgence où une série d'avens ouverts sur le plateau et dans les flancs des gorges de l'Ardèche retombent dans la partie aval de l'Event de Foussoubie ; la relation de ces cavités avec les circulations de la Goule provenant de la dépression de Vagnas ne sont pas évidentes, car de telles grottes peuvent être liées à d'anciennes circulations de l'Ardèche ou à de simples avens de détente (Ph. Renault) à proximité des falaises des gorges.

Par contre, la zone de passage de la galerie principale amont à la galerie principale aval montre des réseaux supérieurs, peu perchés il est vrai, puisque situés à une dizaine de mètres au-dessus de la galerie principale et à une vingtaine de mètres au-dessus des réseaux inférieurs (Fig. 84) ; il apparaît alors quelques différences de modelé. Dans la galerie du camp de base, par exemple, apparaît un remplissage argileux épais spécifique d'une galerie sans circulations rapides. Cependant, en une dizaine d'années, l'eau a quelquefois atteint ce niveau sous la forme d'une nappe calme montrant par saturation des conduits. Mais peut-on dans un tel cas parler de galerie active ? Nous pensons que non parce que les effets morphologiques d'une telle crue sont très faibles, limités à une faible sédimentation argileuse.

De ces petites galeries supérieures part une galerie plus importante, longue de 1 300 m, la Galerie des Pyjamas, qui, par certains aspects, est intermédiaire entre un réseau supérieur et une galerie active. Cette galerie, assez concrétionnée, ce qui implique de longues périodes d'inactivité, renferme des dépôts de sable grossier à l'examen à vue, dont nous avons prélevé un échantillon (Fr. 73. 07. 15). L'analyse de la courbe granulométrique de cet échan-

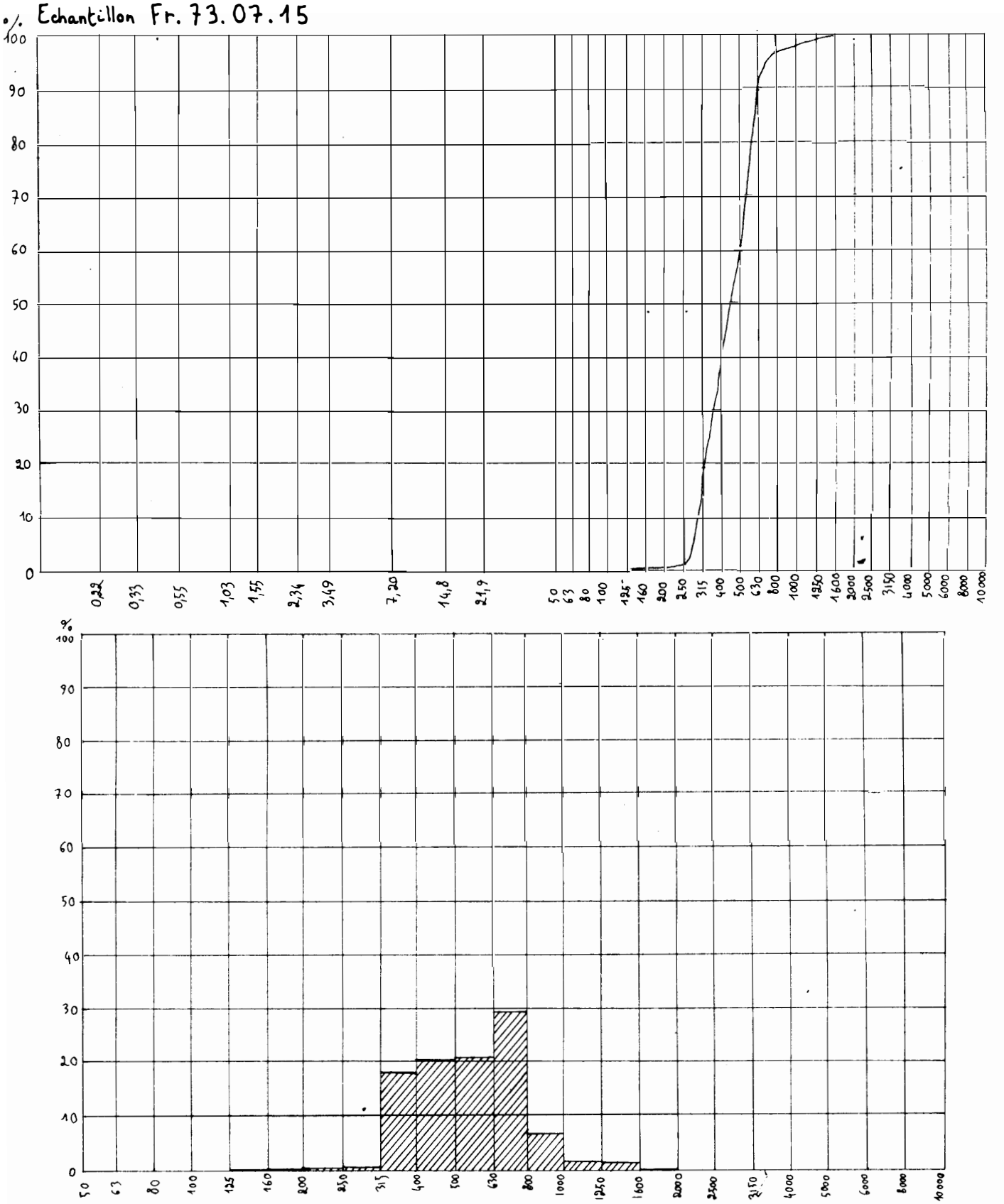
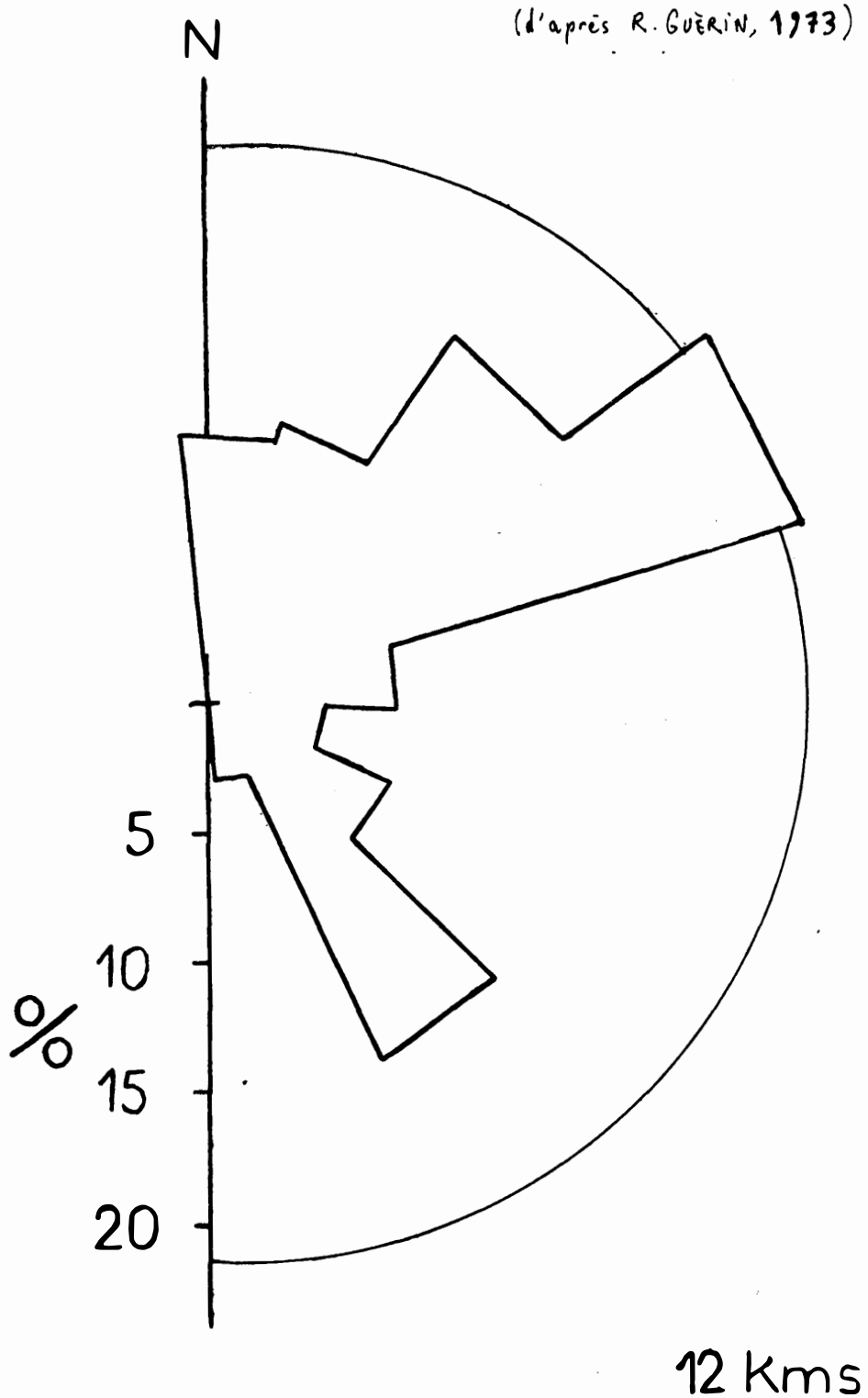


Figure 85 : Courbe granulométrique cumulée (en haut) et histogramme des différentes fractions non cumulées du remplissage meuble de la Galerie des Pyjamas, dans le réseau de la Goule de Foussoubie. (Echantillon Fr. 73.07.15)

FIGURE 86 : GOULE DE FOUSSOUBIE. HISTOGRAMME DES DIRECTIONS DE GALERIES

ne comporte pas les galeries indiquées en pointillé sur le plan

(d'après R. GUÈRIN, 1973)



tillon (fig. 85) montre un dépôt remarquablement bien trié puisque 90 % des particules ont un diamètre compris entre 250 et 630 microns. Il n'existe aucune particule inférieure à 125 microns ni, ce qui est plus surprenant, supérieure à 1 600 microns.

La position de la galerie explique un tel dépôt : elle est parcourue par les crues exceptionnelles. Elle est trop haut placée pour que des particules d'une dimension importante puissent y être entraînées, et l'eau ne doit pratiquement pas y stagner, ce qui exclut toute sédimentation fine. Les circulations y sont rapides, et ne déposent que les particules d'une dimension supérieure à leur capacité de transport. Bien que cette galerie aboutisse dans un secteur de siphons qui ont jusqu'à présent arrêté les explorations, elle est spéléologiquement intéressante car les dépôts qu'elle renferme sont incompatibles avec une position "marginale" de la galerie dans les circulations souterraines, un cul de sac par exemple ; au contraire, les eaux qui la parcourent suivent nécessairement un tracé de vastes conduits -attestés par l'ampleur des vitesses de circulation décelable aux sédiments déposés- qui sont ou une des principales branches affluentes du réseau, ou une anastomose du réseau principal.

3. 3. 2 - Les aspects morphologiques du réseau.

Une fois définis les principaux secteurs de la Goule de Foussoubie, quelles sont les particularités morphologiques de ce réseau ? Elles sont nombreuses et débouchent sur les modalités de sa genèse.

3. 3. 2. 1 - L'âge de la grotte.

3. 3. 2. 1. 1 - R. Guérin, dans sa thèse (1972), envisage le problème sous l'angle du tectonicien :

> "Il est très délicat de classer la Goule de Foussoubie entièrement dans le Karst ancien car une partie importante du réseau est encore active. Mais il est certain qu'une certaine proportion des galeries (fossiles /1/ surtout) du réseau est anté-pliocène car, si sur l'histogramme global (voir fig. 86) de la Goule, on retrouve les directions préférentielles communes aux deux types de Karst de cette zone structurale : 035° à 075 (maximum pour 055 à 075), 075 à 095 et 140 à 150, on voit également apparaître les directions subméridiennes 355 à 025 qui sont statistiquement caractéristiques du Karst ancien". (thèse, p. 69)

/1/ ce terme étant employé ici par R. Guérin dans son sens spéléologique.

Cette grande variété de directions n'est pas pour nous significative d'un âge ancien du réseau. Elle implique seulement que les galeries empruntant une fracture de direction x ont un âge postérieur à la phase tectonique qui a déterminé cette fracture ; mais cette utilisation ne donne qu'une limite antérieure à cette formation sans pour autant nous renseigner sur l'âge absolu du phénomène. Les directions tectoniques les plus récentes utilisées par les galeries de la Goule de Foussoubie sont plus intéressantes en un sens que les plus anciennes car elles limitent la fourchette temporelle de formation de la cavité : si un réseau de galeries en continuité emprunte plusieurs directions, il sera attribuable à une date postérieure à la phase tectonique la plus récente ayant engendré une direction utilisée.

Enfin, l'histogramme de la Goule de Foussoubie nous paraît surtout révélateur de la direction moyenne du réseau : si 50 % des galeries sont dans une fourchette de 55 à 75°, c'est parce que l'ensemble du réseau, de la perte à la résurgence, suit cette direction. Il y a là une forme d'utilisation identique, en moins contraignante, à l'utilisation des fracturations par les actions éoliennes qui suivent systématiquement la direction des fractures parallèles à la résultante des directions éoliennes, même si elle est secondaire par rapport à d'autres directions divergentes. Bien plus intéressantes sont à notre avis les directions 140 à 150° qui, presque orthogonales à la direction générale du réseau, sont révélatrices d'une fracturation particulièrement favorable à la karstification (fracture avec tendance à la détente ?). Aussi tous ces éléments nous permettent d'affirmer que dans le cas de la Goule de Foussoubie, les directions de fracturation ne permettent pas de déduire un quelconque âge de formation du réseau.

3. 3. 2. 1. 2 - L'âge du réseau peut être recherché par des observations morphologiques portant sur la forme et la disposition des galeries. Nous avons déjà signalé que les nombreuses anastomoses de galeries du réseau, plus fréquentes qu'il n'apparaît sur le plan (fig. 83 et 84) parce que nombre d'entre elles ne sont pas topographiées, sont révélatrices d'un creusement en conduite forcée. La forme elle-même des galeries est révélatrice elle aussi d'une creusement de ce type, au moins dans l'ensemble (il s'agirait donc de galeries syngénétiques de la classification de Ph. Renault) : il n'apparaît pas de reprises d'érosion, ni de remplissages suffisamment importants pour avoir joué un grand rôle dans l'élaboration de la galerie, sauf curieusement dans le Grand Laminoir, forme pourtant typique des circulations syngénétiques, qui est

encombré d'un remplissage de petits galets très émoussés. La galerie des Pyjamas est moins significative parce qu'encombrée de sable grossier, mais sur une faible épaisseur.

Une fois admis ce creusement, il faut cependant remarquer que le réseau est de nos jours légèrement "perché" par rapport aux circulations souterraines les plus fréquentes. La résurgence, d'après Balazuc, 1952, se trouve à une altitude relative de 12 m par rapport à l'Ardèche. Aussi n'est-elle empruntée que par les eaux de crue, les écoulements pérennes se faisant par des griffons inférieurs à un niveau proche de l'Ardèche, et probablement aussi par sous-écoulement directement dans le lit. Cette position, quelques mètres au-dessus du niveau de base, n'est pas unique : la résurgence de Gournier, dans le "cirque" -qui n'est en fait qu'un méandre- du même nom, en rive droite de l'Ardèche, se trouve dans une situation identique, au-dessus de la plate-forme du lit majeur, un peu plus bas que l'évent de Foussoubie, avec des circulations violentes de crue suivies de longues périodes d'inactivité. Elle est révélatrice d'une mise en place lors d'un maximum d'écoulement où le niveau de l'Ardèche était un peu plus haut que l'actuel et où, du fait de la tendance légèrement vauclusienne du réseau, les circulations devaient être presque constamment en conduite forcée. L'enfoncement qui a suivi doit être relativement récent puisqu'il n'a pas construit de galeries suffisamment larges pour évacuer les écoulements de crue qui réempruntent les "anciens" conduits.

3. 3. 2. 2 - Les rapports morphologiques entre les différentes parties du réseau.

Le fait morphologiquement le plus intrigant n'est cependant pas ce "perchement" du réseau, qui suit une logique d'évolution des réseaux, mais la localisation dans l'extrême amont de la cavité des dénivelées importantes, suivies par un très long secteur sans aucune dénivelée notable. Il ne s'agit certainement pas d'une localisation accidentelle ou, si l'on veut, hasardeuse, mais du maintien dans un secteur donné d'un phénomène, car affirmer que l'on se trouve juste au stade d'érosion régressive du réseau où cette érosion atteint l'orifice supérieur est du domaine de l'improbable. Ce fait est probablement à rapprocher de l'absence de réseaux supérieurs, les eaux ayant semble-t-il tout de suite emprunté un itinéraire "profond".

Mais quelles peuvent être les causes de cette localisation près de l'entrée des eaux de la zone dénivelée ? Elles peuvent avoir plusieurs origines :

a) - Structurales : l'orifice de la Goule de Foussoubie se trouve sur une faille importante, qui a pu par sa fracturation favoriser un enfoncement rapide des eaux qui ont ensuite suivi les joints de stratification. Mais il ne s'agit pas là d'une condition suffisante, car encore fallait-il qu'il y ait une possibilité hydrologique de descente.

b) - Morphologiques, à une échelle plus générale que celle du réseau. Cette localisation de la zone dénivelée est à rapprocher de la présence de la vallée sèche dominant la Goule de Foussoubie, et à rapprocher de la grande distance pour une faible dénivelée séparant la perte et la résurgence : 197 m à la perte et 73 m à la résurgence au niveau de l'Ardèche, donc à l'altitude minimum actuelle, alors que la galerie principale d'émergence se trouve à 85 m, ce qui représente une dénivelée de 112 m pour une distance à vol d'oiseau de 3 400 m, soit une pente moyenne de 3,3 %. Or le "col" marquant le point le plus élevé du talweg de la vallée sèche dominant la Goule de Foussoubie se trouve à 213 m, soit seulement 16 m plus haut que l'actuelle perte. Tous ces éléments permettent d'envisager l'évolution suivante : après une phase d'équilibre entre l'Ardèche et la vallée issue de la dépression de Vagnas, s'est produit une première phase d'approfondissement attestée par la partie aval de la vallée sèche de la Goule. Mais le fait que la vallée se soit approfondie atteste que les circulations souterraines n'ont pas encore pris le pas sur les circulations de surface. L'altitude de l'Ardèche était alors située entre 110 et 130 m, alors que la dépression de la Goule, qui n'était pas fermée à l'époque, se trouvait aux alentours de 215 m. Aussi ce premier stade est-il assimilable à certaines plaines calcaires où n'interviennent pas les classiques zones karstiques parce que l'ensemble de la masse calcaire est imbibé d'eau. Cette imbibation est cependant utile parce qu'elle permet une circulation souterraine partielle, lente, à tendance fissurale, qui élargit les discontinuités et permet une karstification rapide dans un stade ultérieur. Il faut noter que la partie aval de la vallée sèche de la Goule présente une section en V (cf. chapitre 2.3.) significative d'une circulation "normale = non karstique".

Puis est survenue la seconde phase d'approfondissement de l'Ardèche, qui s'est marquée en aval de la vallée du Rieussec, approfondissement de 35 à 55 m, qui a entraîné une notable augmentation des possibilités de karstification de la liaison Vagnas-Ardèche, défavorisée auparavant par son faible relief. Il semble que c'est à la faveur de cet approfondissement que s'est formé l'actuel réseau, probablement assez rapidement puisqu'il a précédé la fin de cet appro-

fondissement -entrée perchée de 12 m par rapport à l'actuel niveau- ou qu'il s'est formé au profit d'une phase de stabilisation de l'Ardèche à ce niveau, (1) phase qui ne fut probablement pas très marquée puisque l'on en observe nulle trace, si ce n'est la résurgence de Gournier, dans d'autres secteurs des gorges de l'Ardèche.

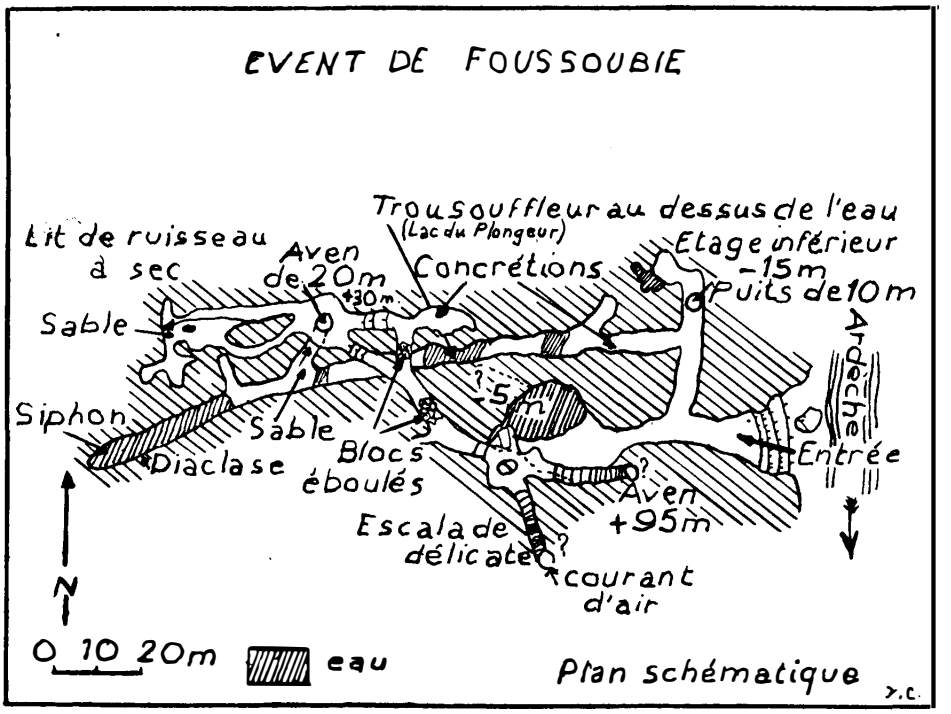
C'est cette formation consécutive au second stade d'approfondissement de l'Ardèche par suite de l'utilisation tardive de la vallée aérienne, qui explique l'absence de réseaux supérieurs importants dans le réseau et, en un sens, sa grande "jeunesse" morphologique puisqu'il n'est pas encore suffisamment développé pour absorber les crues les plus importantes qui le traversent.

3. 3. 2. 3 - Le décalage chronologique poljé - réseau souterrain.

Cette jeunesse morphologique s'explique aussi par le fait que le réseau de la Goule, ayant capturé les écoulements de la vallée sèche, s'est trouvé en quelque sorte décalé chronologiquement par rapport à un bassin versant beaucoup plus évolué que lui, décalage que le réseau n'a pas encore rattrapé ; il est juste suffisant pour les eaux qu'il draine et ne présente absolument pas l'aspect de "système en sommeil par rapport à ses possibilités de circulation" que présentent de nombreux réseaux souterrains français, totalement adaptés aux fortes circulations des périodes précédentes (glaciaires ?). Etant tout juste suffisant, il n'a pas formé de galeries supérieures parce qu'il est encore au stade d'utilisation maximale des conduits primitifs,la vallée sèche ayant longuement fonctionné précédemment. Par contre cela n'explique pas pourquoi les eaux transitent d'abord verticalement, puis horizontalement. Il y a là une localisation spécifique d'un déséquilibre entre formes de fond et formes de surface qui dépasse le cadre du système poljé-Goule de Foussoubie ; nous la réexaminerons dans la suite de l'étude lorsque nous tenterons de systématiser les rapports entre formes de fond et formes de surface.

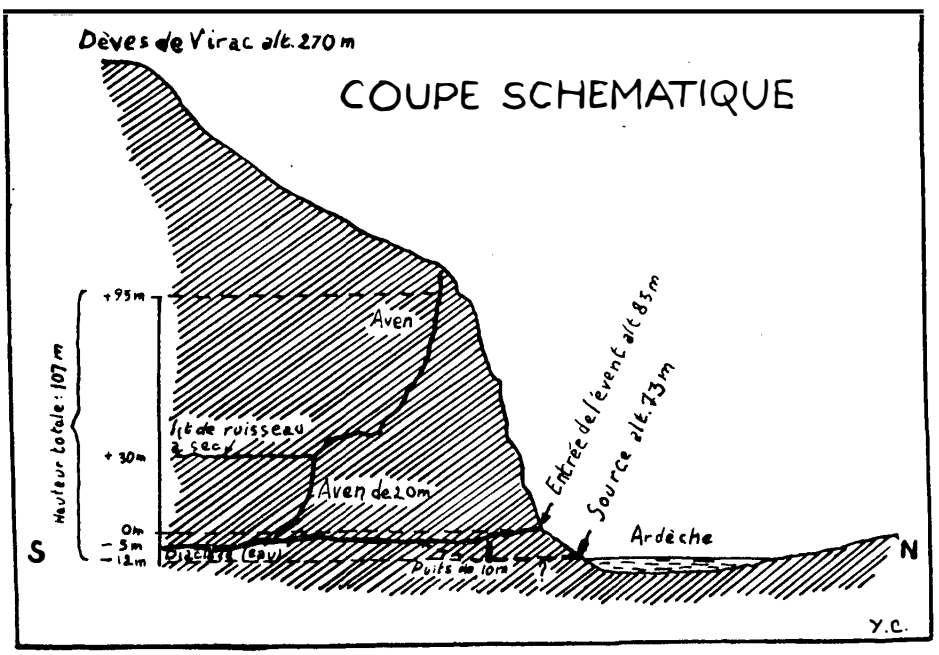
---

(1) Il faut noter cependant que la partie remontante de la résurgence peut aussi être interprêtée comme un témoin d'une phase "remontante" du niveau de l'Ardèche. Les eaux souterraines auraient alors réajusté leurs écoulements uniquement à proximité de l'exurgence pendant que les circulations aval se faisaient en conduite forcée. L'approche d'un tel problème est difficile car elle oblige à imaginer une érosion régressive ascendante dont les effets ne peuvent être importants car une telle érosion implique une circulation en conduite forcée qui érodera plus vers le bas (charge solide) que vers le haut (charge solide plus faible et corrosion pas plus importante que dans la partie basse de la galerie), sauf si le fond du conduit est encombré de galets.



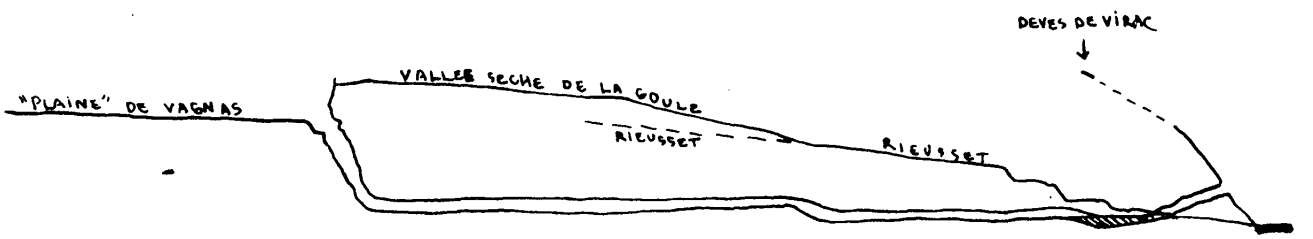
Echelle 1/1750ème

Figure 87 : Plan et coupe de l'Event de Foussoubie (d'après Bournier, du Cailar et Couderc).



Echelle 1/3000ème

FIGURE 88 : Comparaison des écoulements souterrains et des écoulements de surface à partir de la depression fermée de la Goule de Foussoubie (Croquis shématique; hauteurs fortement exagérées).



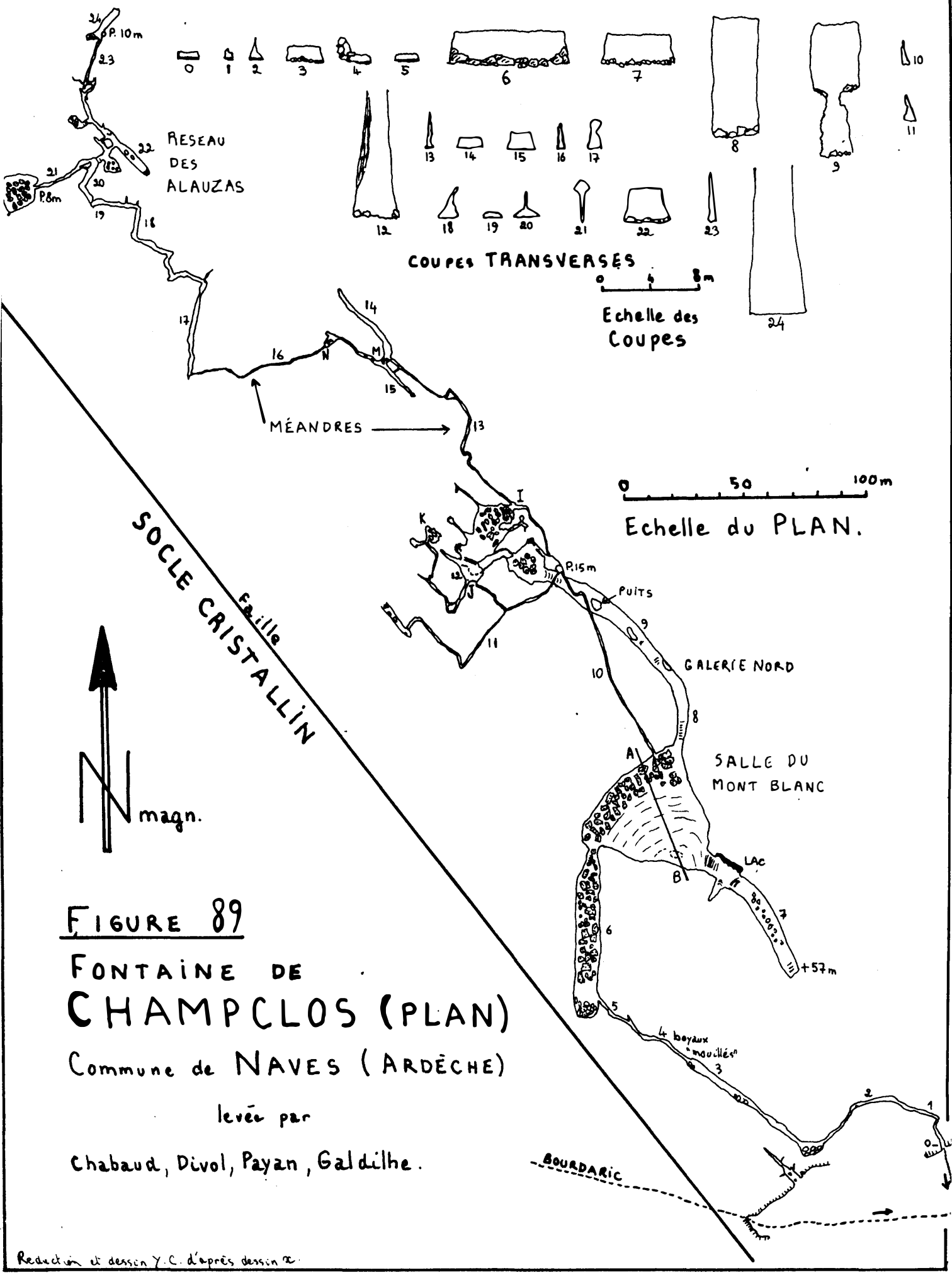


FIGURE 89

FONTAINE DE CHAMPCLOS (PLAN)

Commune de NAVES (ARDÈCHE)

levée par

Chabaud, Divol, Payan, Galdilhe.

Reduction et dessin Y.C. d'après dessin ☒

CHAPITRE 3.4.

-:-

LES FORMES MARGINALES.

PHENOMENES "KARSTIQUES" DANS LES MARNO-CALCAIRES

ET DANS LES TERRAINS TRIASIQUES

3. 4. 1 - Introduction.

Nous ne proposons pas dans ce chapitre une étude systématique des différents petits "Karsts" épars au pied de la faille des Cévennes, que ce soit le lapiaz du "Bois de Banne", dont certains aspects ont été examinés lors de l'étude des vallées, ou les petits phénomènes des "Gras" septentrionaux. Nous entendons en effet par formes marginales, non pas un particularisme géographique, ou de localisation, mais un particularisme morphologique résultant d'une lithologie particulière par rapport aux données couramment admises sur le développement des phénomènes karstiques. Quelles sont les implications de ces "cas limites" sur le paysage et existe-t-il des différences dans les rapports fond-surface lorsqu'apparaissent des modifications lithologiques, telle est la finalité de cette approche de formes que leur rareté a souvent fait négliger.

3. 4. 2 - Les phénomènes karstiques dans les marno-calcaires.

La source de Champclos.

La "source" de Champclos, petite exurgence presque pérenne, se trouve à un kilomètre à l'WSW de Naves, près de la petite ville des Vans ; sa position approximative est X = 740,76 ; Y = 234,31 ; Z = 250 m.

L'ensemble du réseau se développe dans le Rauracien J^3 et l'Argovien J^2, constitués dans cette région par une alternance de calcaires gris-noir à grain fin, délitables, et de marnes compactes et dures au sommet, plus grumeleuses à la base, avec des passées ferrugineuses rouges. Les variations lithologiques, remarquablement régulières et resserrées, donnent une stratigraphie bien contrastée très remarquable dans les coupes naturelles que sont les galeries de la grotte.

La grotte s'ouvre en rive gauche du ruisseau de Bourdaric ; elle en est distante de 25 m et, perchée de cinq mètres au-dessus du talweg, elle s'y raccorde par un court ruisseau encombré de blocs. Le perche, très bas, en joint de stratification, donne dans une galerie étroite et tortueuse parcourue par un cours d'eau à faible débit (quelques litres seconde à Pâques 1974), cours d'eau qui est plus important, une dizaine de litres-seconde en amont de pertes situées un peu en aval du point 3. Cette galerie longe d'abord l'écoulement de surface jusqu'à une petite salle encombrée de blocs où elle prend une direction

nord-ouest, rectiligne sur 100 m. Dans cette portion du réseau la faible résistance de la roche provoque une instabilité des voûtes très pénible pour l'observateur ; les blocs signalés sur le plan correspondent à des zones plus marneuses où les effondrements sont continuels au point que les spéléologues peuvent y observer des variations dans la répartition des blocs à l'échelle annuelle.

Ce boyau débouche latéralement dans une galerie d'un tout autre ordre de dimension, large de dix mètres, longue de soixante-dix, orientée nord-sud et se terminant dans cette dernière direction par un élargissement en salle circulaire comblée par ses propres débris. La proximité d'une faille à très grand rejet, puisqu'elle met en contact le Jurassique avec les terrains cristallins du socle, explique un tel passage brusque à une zone d'effondrement : la roche a subi de telles actions tectoniques qu'elle est fracturée au point de ne pas pouvoir tenir. Mais il y a cependant une incertitude dans cette affirmation : la zone effondrée est dominée par un plafond parfaitement plan, formé de la base d'un banc de marnes presque schisteuses, veinées de quartz, banc qui indique que le comportement a été variable d'un banc à l'autre, certains s'étant, au contraire de ceux qui ont donné les zones ébouleuses, à débris de petite taille -décimétrique- renforcés par migration de matière dans leurs discontinuités.

Cette galerie, au plafond parfaitement plan, mais correspondant à un autre banc que le banc de la salle d'effondrement, est encombrée de blocs de grande dimension -métrique-. Elle voit sa hauteur diminuer pour finalement déboucher par d'étroits passages entre les blocs dans la partie la plus basse d'une vaste salle -dite du Mont Blanc-, d'une circonférence de 160 m.

Cette salle, grossièrement triangulaire, est encombrée dans sa partie sud-est par un vaste cône d'éboulis haut d'une trentaine de mètres et "soudé" par un concrétionnement important sur lequel viennent se déposer des blocs, à un rythme fort lent puisqu'ils sont tous progressivement recouverts de calcite. Une arrivée d'eau au sommet de l'éboulis fournit la calcite.

Les parois de la salle fournissent une coupe parfaite de la stratigraphie locale, et présentent une forme remarquable de dôme d'équilibre naturel, passant vers le haut à une fermeture concentrique des bancs jusqu'à un banc terminal donnant un petit sommet plat (fig. 90). Chaque base de banc est favorable à la migration horizontale des eaux dans cette partie sommitale, car des coulées stalagmitiques tombant dans le vide en grosses stalactites apparaissent à hauteur des surplombs correspondant à la base des bancs résistants. Il

faut signaler que ces bancs résistants plus calcaires sont plus perméables que les bancs marneux qu'ils surplombent, ce qui explique une telle concentration des écoulements.

L'éboulis est disposé latéralement dans l'angle sud-est de la salle, laissant libre tout le côté nord-ouest de cette dernière. Cette position est due à la présence d'un écoulement allant de la galerie Nord à la galerie Sud, qui, passant sur ce flanc nord-ouest de la salle, a compensé par dissolution les apports des effondrements successifs ; il a ainsi permis la formation d'un cône d'éboulis dont le sommet ne se trouve pas au-dessous du point le plus haut de la salle, mais à proximité de l'un des angles du triangle que forme la salle ; aussi pensons-nous que la forte pente de l'éboulis est due, non pas à la chute de blocs du plafond roulant ensuite sur la pente, mais au sapement latéral de l'éboulis par l'écoulement.

A chaque angle de la salle correspond un départ de galerie. Nous avons décrit la galerie sud-ouest. La galerie sud-est est du même ordre de dimension que la galerie d'accès, à peine un peu moins large, mais elle est située beaucoup plus haut. Elle a un sol plus irrégulier dans sa partie proche de la salle, par suite de phénomènes de soutirage latéral ayant formé un fossé profond d'une dizaine de mètres donnant sur un lac permanent. Puis elle s'élève doucement pour cesser tout près de la surface (présence de racines).

La galerie Nord (voir coupes) est beaucoup plus haute que les précédentes, mais dominée elle aussi par un plafond plan correspondant à la base d'un banc calcaire, avec parfois d'inquiétantes fissures béantes sur des largeurs décimétriques au centre du plafond. La galerie monte rapidement vers son plafond à partir du niveau de la salle ; il est possible de descendre entre les blocs formant le sol de la galerie jusqu'à une petite galerie inférieure parcourue par un faible courant d'eau, galerie qui donne par deux regards dans la galerie supérieure (coupe 9). Nous avons là l'exemple type d'une galerie qui est affectée d'une évolution ascendante, la dissolution à sa base étant incapable d'évacuer tous les débris que fournissent les effondrements.

On atteint alors la partie la plus complexe de la grotte, formée par deux grandes salles d'où partent de petits "diverticules" et galeries. On accède à la première salle par la grande galerie, puis, par un très étroit "méandre", on peut gagner le sommet de la seconde salle (zone JK de la coupe B fig. 91 et du plan fig. 89). Par contre, il faut emprunter la galerie inférieure et le "méandre" qui lui fait suite -divergent en plan des passages

précécents- pour atteindre la partie inférieure de la seconde salle ; le méandre donne en effet sous cette dernière, et il faut remonter en opposition entre les blocs qui en bouchent la base pour émerger dans le plancher de la salle. Elle est extrêmement instable, avec un plafond fissuré penchant vers le centre. Certains petits conduits latéraux sont identques, et c'est le seul lieu où nous ayons jamais entendu sous terre des effondrements importants, un peu plus loin que l'emplacement où nous nous trouvions dans une galerie latérale. La prudence nous a empêchés d'aller voir de quoi il en retournait.

Le méandre donnant dans la partie inférieure de la salle ne provient cependant pas de cette dernière. Il continue vers l'amont, toujours parcouru par de faibles écoulements d'eau -au moins en période d'étiage- jusqu'à une nouvelle série de galeries plus vastes et de salles d'effondrements situées plus haut d'une trentaine de mètres que la partie aval du méandre (voir coupe longitudinale A in fig. 91).

Il ressort de cette disposition de la grotte une opposition absolue entre de vastes salles et conduits et d'étroites galeries en méandre les joignant. Si, au lieu de considérer les surfaces, on envisage les volumes de ces deux ensembles, l'opposition est encore plus nette ; les grandes salles et galeries représentent un volume supérieur à 60 000 m^3, alors que les petites galeries en représentent deux à trois mille au plus. Et si on se limite aux véritables méandres, joignant le réseau des Alauzas aux salles complexes et ces dernières à la base de la galerie nord, on n'atteint pas le millier de mètres cubes, ces méandres ayant souvent des sections inférieures à un mètre carré.

Que faut-il penser de cette opposition ? Elle peut résulter de différences d'âges entre les formes, les galeries en méandres étant récentes et en cours d'élargissement puisqu'actives, alors que les grands volumes représentent des formes inactives. De là à voir une reprise d'activité d'un réseau complètement figé, un nouveau cycle d'érosion souterraine si l'on veut, il n'y a qu'une faible progression dans le raisonnement à effectuer.

Mais nous ne pensons pas qu'il en soit ainsi. Le réseau de Champclos est lithologiquement particulier, et soumis de ce fait à des contraintes morphologiques différentes. Il apparaît notamment que les effondrements y sont beaucoup plus fréquents que dans les réseaux se développant dans les calcaires francs. Dans de telles conditions, il arrive fréquemment qu'une galerie s'obstrue sous les débris de ses voûtes et que les circulations d'eau se trouvent ainsi entravées. Dans un pareil cas, les eaux réempruntent rarement le même chemin : au lieu

de déboucher la galerie initiale, elles passent par d'autres discontinuités. Nous en avons observé un exemple particulièrement net dans le réseau de Chauveroche, dans le Doubs (Y. Callot, 1972).

Le réseau de Champclos est une application à l'ensemble d'un réseau d'une telle formation exacerbée par la lithologie, avec des formes de raccordement plus ou moins évoluées. L'actuel conduit d'évacuation des eaux représente une forme un peu plus ancienne de raccordement que les méandres allant du système des grandes salles au réseau des Alauzas. Les galeries des coupes 14 et 15 sont un recoupement plus ou moins accidentel -très bien visible dans le détail sur place- d'un de ces anciens conduits obstrué par le nouveau conduit. Il faut remarquer, corroborant cette indépendance des différents conduits se raccordant, les déviations angulaires nettes entre les méandres et les galeries plus vastes, comme la jonction entre le méandre et la galerie venue du réseau des Alauzas entre les coupes 16 et 17. En un sens on peut dire que l'évolution du réseau se fait par compensation de tous les effondrements dans des réseaux parallèles et étroits appelés à s'élargir jusqu'à ce qu'ils s'effondrent à leur tour pour être remplacés par une nouvelle galerie. Cela donne une topographie confuse, sans ligne directrice, et une évolution où la notion de phase devient parfaitement arbitraire pour laisser place à une évolution qui est à la fois continue et hachée, jusqu'à un certain seuil de dimension, qu'à atteint la salle du Mont Blanc, où les effondrements locaux, s'il y en a, ne peuvent plus modifier suffisamment la morphologie pour entraîner des changements de cours. De plus, au-delà de ce seuil, les formes atteignent, même dans une roche peu résistante, un équilibre morphologique presque parfait qu'illustre bien l'éboulis de la salle du Mont Blanc, figé par le concrétionnement plus rapide que l'effondrement.

Il serait intéressant de voir quelles peuvent être les formes de surface d'un "Karst" développé dans une telle roche. Malheureusement l'affleurement est trop restreint, et en trop forte pente pour montrer autre chose que des versants nappés de cailloutis périglaciaires. Au-dessus du réseau, les pentes du "Serre de Barre" se trouvent dans le cristallin, restreignant l'affleurement sédimentaire à une étroite bande. Mais, en définitive, n'est-ce pas justement cette position privilégiée de l'affleurement en contrebas d'un sommet élevé en roche imperméable qui a permis la formation de ce réseau dans une roche si peu favorable, par une suralimentation des conduits en eaux agressives qui ont pu compenser par leurs capacités de transport solide et en solution la tendance générale des conduits en roche peu résistante à se combler

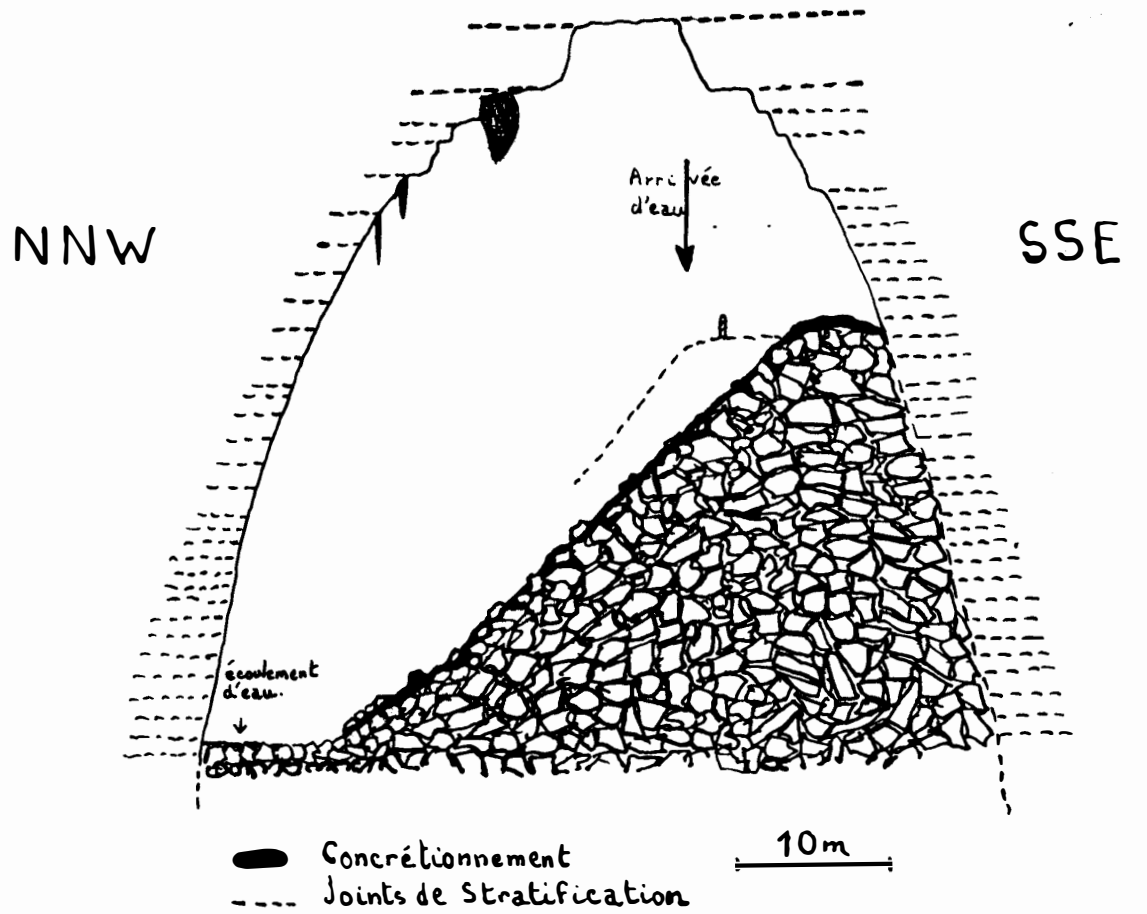


Figure 90 : Grotte de Champclos. Coupe de la salle du Mt Blanc

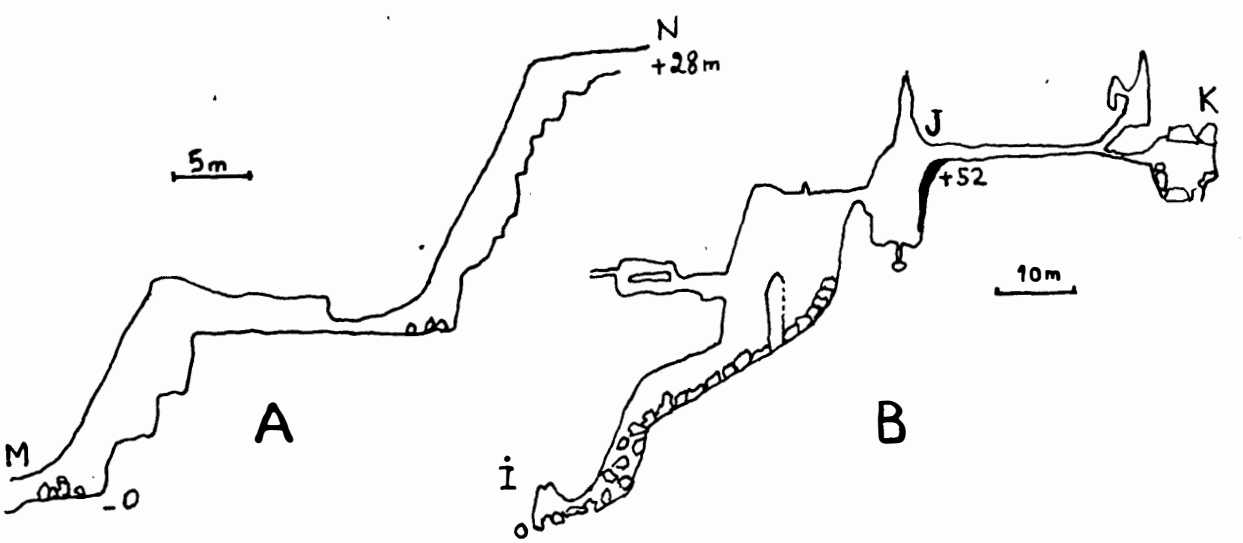


Figure 91 : Grotte de Champclos. Coupes longitudinales du méandre (A) et de la jonction du méandre avec la 3ème salle (B) (localisation figure 89)

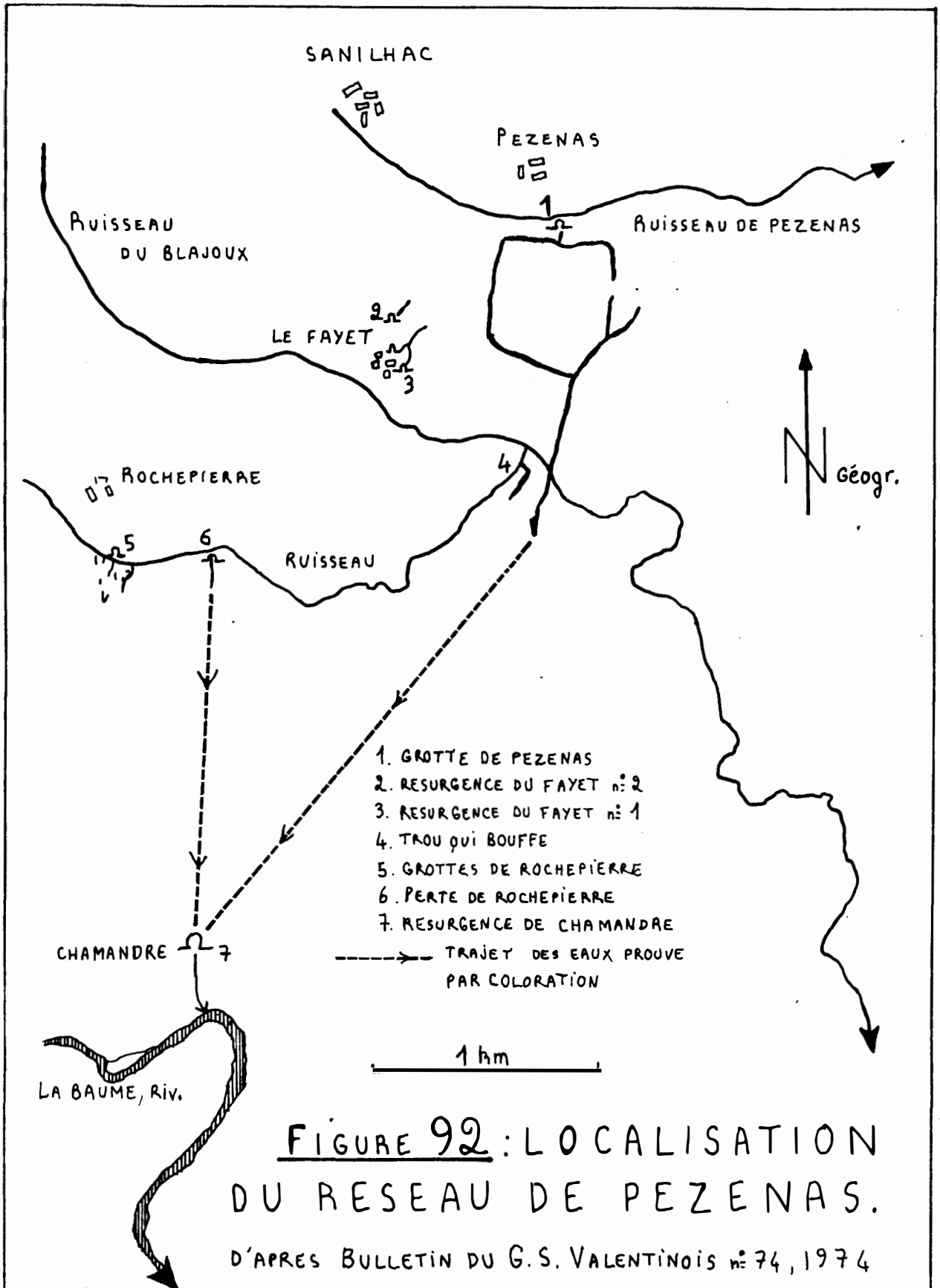


FIGURE 92 : LOCALISATION DU RESEAU DE PEZENAS.

D'APRES BULLETIN DU G.S. VALENTINOIS n° 74, 1974

d'eux-même sous leurs effondrements. La localisation du réseau le long de la faille mettant en contact roches sédimentaires et cristallines montre bien que cette zone est privilégiée et qu'elle est la seule à permettre l'apparition de formes karstiques aussi remarquables dans des conditions lithologiques aussi impropres.

3. 4. 3 - Les phénomènes karstiques dans les intercalations dolomitiques du Trias : le réseau de Pézenas.

3. 4. 3. 1 - Localisation et géologie.

Le réseau de Pézenas, parfois dénommé réseau de Sanilhac, du nom de la commune où il se trouve, est situé au coeur des contreforts triasiques des Cévennes cristallines, à 3,5 Km, à l'WSW de la ville minière de Largentière. Bien qu'assez septentrional par rapport à nos aires habituelles de recherches, il a été étudié à cause de son intérêt morphologique.

La lithologie est en effet exceptionnelle pour un réseau karstique de grande ampleur : il se développe exclusivement dans le Trias moyen t_b, formation argilo-carbonatée d'une épaisseur de 20 à 100 m comprenant deux niveaux de shales gris impurs encadrant un niveau dolomitique, avec toutes les variations latérales de faciès que comporte le Trias au pied des Cévennes. C'est dans ce niveau dolomitique que se sont formées les galeries pénétrables.

Au-dessus du Trias moyen, le réseau est surplombé par une épaisse couche de Trias supérieur t_c, croissant du nord (50 m) au sud (150 m) ; la résurgence de Chamandre où sortent les eaux drainées par le réseau, (fig. 92) se trouve d'ailleurs dans la base de cette formation, à une dizaine de mètres au-dessus du Trias moyen. Le Trias supérieur est constitué d'après la carte géologique au 1/50 000ème de Largentière XXVIII -38, par "un puissant et complexe ensemble de rudites, d'arénites, d'argilites bariolées de dolomies qui s'organisent en une succession de séquences positives, souvent confuses ...". L'hétérogénéité du faciès apparaît largement sur les affleurements de surface, couverts de pins et de genêts, où s'opposent passées indurées montrant presque des conglomérats de granulométrie en vrac allant des galets quartzeux de cinq à dix centimètres de plus grand axe aux sables grossiers et fins, passées donnant de petits abrupts, et des passées tendres, en pente plus faible sur les versants, le tout apparaissant et disparaissant sur les versants au gré des variations latérales de faciès des formations lenticulaires. Or, une

telle formation recouvre l'ensemble du réseau, ce qui amène à s'interroger sur les apports verticaux d'eaux à travers le Trias supérieur.

Le Trias inférieur, par contre, joue ici le rôle d'un niveau de base, souvent jalonné de sources à sa partie supérieure au contact de t_b. La circulation, même fissurale, y est réduite.

Dans un tel contexte lithologique, le réseau de Pézenas se trouve très limité verticalement. Aussi suit-il le pendage du Trias vers le sud (voir coupe géologique fig. 94) en se limitant à la proximité de la couche dolomitique. Il s'arrête actuellement sur un siphon localisé sur une flexure anticlinale entraînant une légère remontée du niveau supérieur du Trias inférieur imperméable ; cette remontée empêche les circulations inférieures et provoque des circulations en conduite forcée sur une courte section au-delà de laquelle devraient réapparaître des écoulements libres.

3. 4. 3. 2 - Morphologie du réseau.

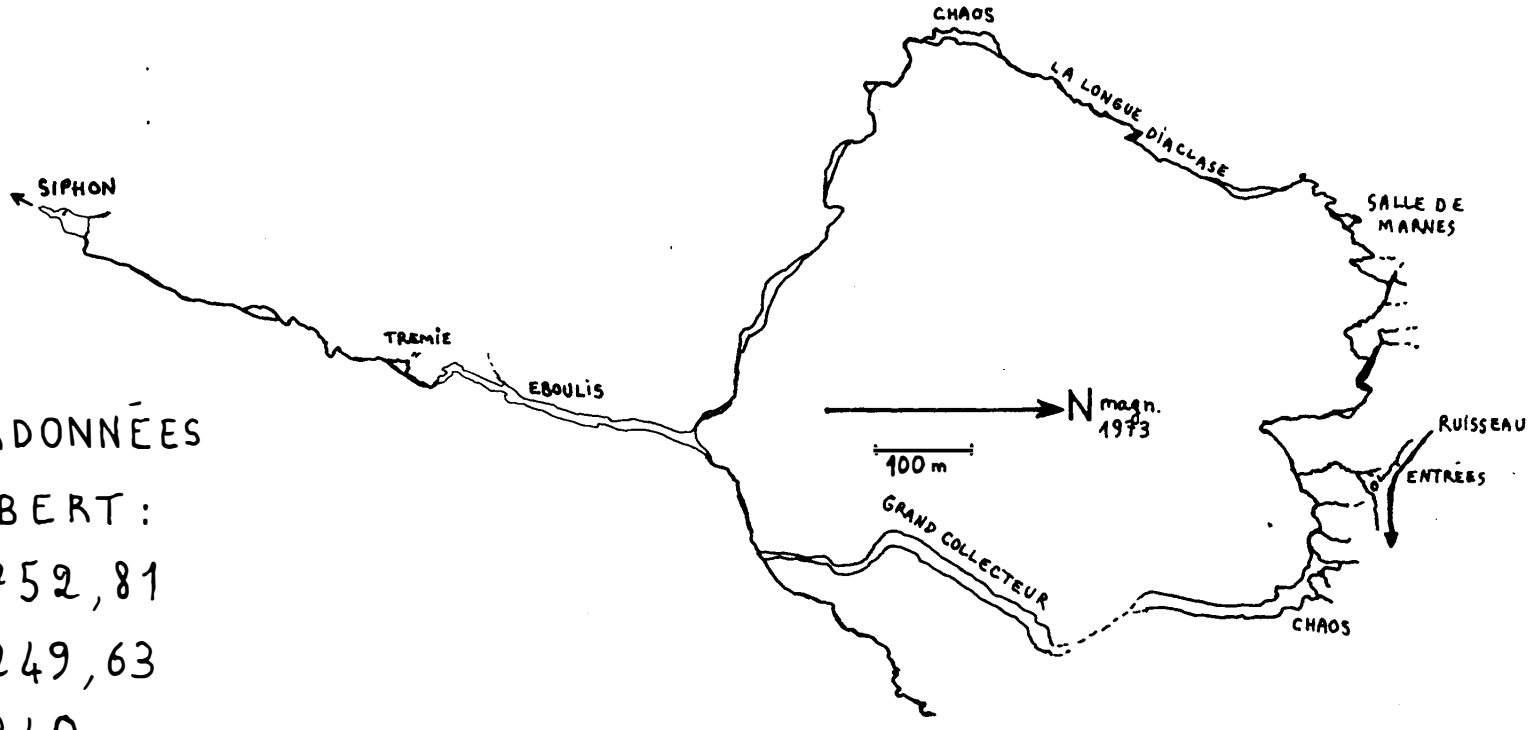
Plusieurs parties morphologiquement distinctes existent dans ce réseau (fig. 93) :

- Les galeries proches de l'entrée, jusqu'au début de la Longue Diaclase à l'ouest et jusqu'au Chaos à l'est, forment un premier ensemble mal hiérarchisé, résultant de la jonction sur un conduit très grossièrement orienté ouest-est de multiples galeries correspondant à d'anciennes pertes du Ruisseau de Pézenas, pertes aujourd'hui perchées -tout comme la galerie d'entrée- au-dessus du niveau actuel du ruisseau. Ces galeries, maintenant obstruées, donnent sur un "collecteur" de petites dimensions, en diaclase dans plusieurs de ses parties, large de 1,5 à 3 m. Mais ce collecteur s'est lui-aussi effondré dans plusieurs endroits, qui sont court-circuités par de petites galeries latérales ; cette non-hiérarchisation des conduits explorables rend difficile la progression en obligeant à fouiller méthodiquement les départs de galeries et à rechercher les courants d'air.

Ces galeries aboutissent dans une zone très ébouleuse, appelée "salle de Marnes", où, effectivement, on remonte dans des trémies instables pour se trouver dans une salle au plafond plus argileux que marneux, ayant cependant fini par acquérir une forme de voûte équilibrée. Cette salle permet de gagner des galeries sur diaclase, toujours limitées dans leur partie supérieure par des bancs argileux, galeries d'une longueur inférieure à 100 m.

La partie morphologique que l'on pourrait qualifier d'entrée se termine alors par une brusque descente d'une dizaine de mètres de la galerie, donnant

FIGURE 93 : GROTTE DE PÉZENAS, SANILHAC (ARDÈCHE)
PLAN SIMPLIFIÉ



COORDONNÉES
LAMBERT :
$x = 752,81$
$y = 249,63$
$z = 340$

PLAN D'APRES "SPELEOS" DU G.S. VALENTINOIS, n° 74, 1974

ECHELLE DES HAUTEURS 1/20 000ème

ECHELLE DES LONGUEURS 1/25 000ème

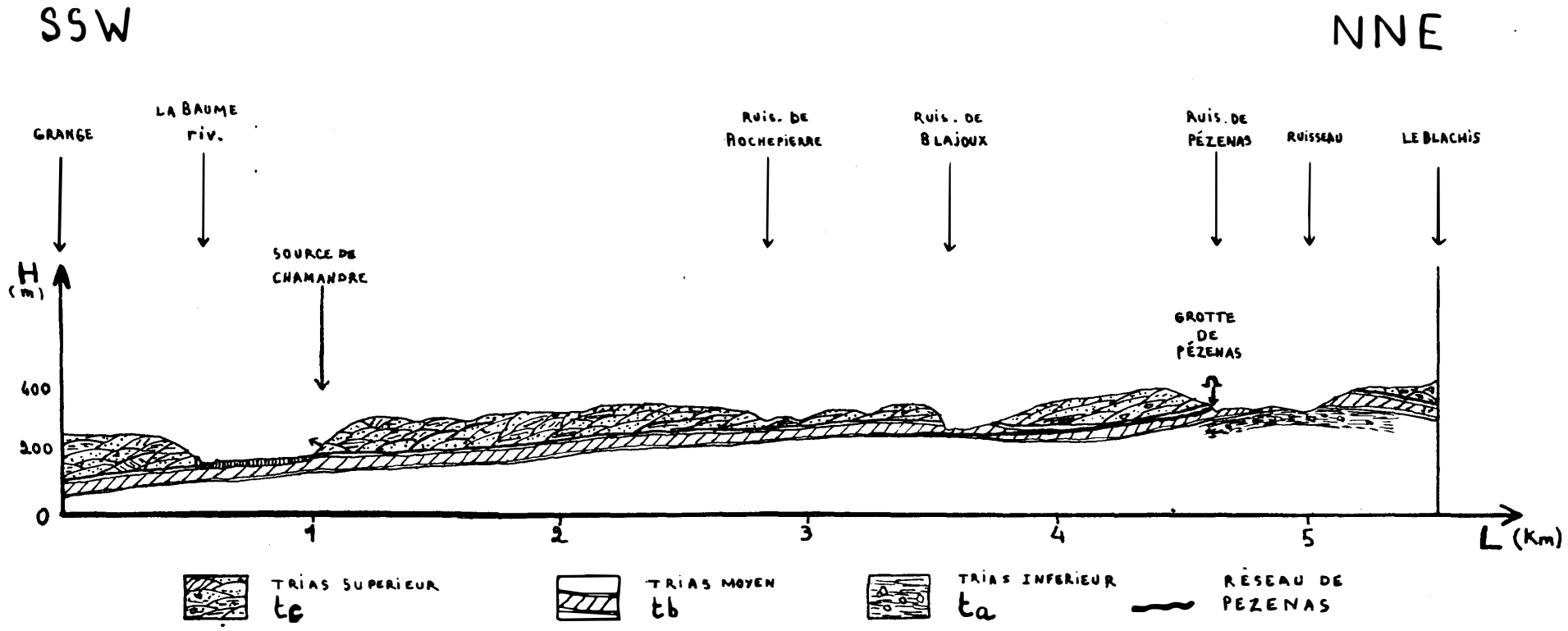


Figure 94. COUPE GÉOLOGIQUE NNE - SSW DES COLLINES TRIASIQUES ENTOURANT LE RESEAU DE PÉZENAS . la coupe va de la grange au NE du hameau de Vinchannes à la ferme du Blachis, à 1 Km à l'est de Sanilhac.

dans une forme que nous n'avons rencontrée nulle part ailleurs dans une cavité : un labyrinthe en trois dimensions, de 50 X 50 X 10 m (de hauteur), formé de boyaux et de petites galeries basses, suffisamment complexe pour qu'il faille une heure parfois pour en trouver l'issue. A la différence du labyrinthe de la "Souricière" dans le réseau de Sauvas-Peyrejal (voir infra chapitre 4.1), celui de Pézenas ne possède qu'une issue, tous les autres boyaux se terminant en cul de sac, parfois par remplissage, parfois par passage du conduit unique originel à des conduits divergents de plus en plus étroits jusqu'à ce qu'ils deviennent infranchissables. Par contre, au coeur du labyrinthe aucune hiérarchisation des conduits n'apparaît ; ils sont à peu près de la même taille.

Une telle disposition résulte d'un élargissement local de l'ensemble des fractures de la roche, joints de stratification et diaclases. Comme le Trias est hétérogène et comporte des faciès variés, le diaclasage varie constamment en fonction de la nature de chaque "banc" comme l'a montré M. MAINGUET (1972), ce qui a donné une telle disposition.

Mais pourquoi y-a-t-il une seule aire de ce type dans la grotte ? Parce que nous nous trouvons au niveau de ce labyrinthe dans un passage d'un secteur morphologique à un autre, passage qui s'effectue verticalement à travers plusieurs bancs, et qui a longuement correspondu à une portion de circulation fissurale prise entre des portions morphologiquement plus évoluées comportant déjà des conduits larges.

- A partir de la base du labyrinthe, la morphologie change brusquement, passant d'une série de drains sans direction définie, ni organisation nette, à une galerie unique, originale par son maintien sur une longueur de 350 m à vol d'oiseau le long d'une même direction coupée en son centre par un décrochement en baïonnette identique à ceux que l'on observe dans les réseaux du Jurassique du Jura. Il y a en même temps changement des directions d'écoulement à partir d'une zone de divergence élevée située autour de la salle de Marnes : les eaux s'écoulent vers l'entrée, c'est-à-dire ouest-est dans la première partie de la grotte, puis elles s'en éloignent dans la grande diaclase. Cette divergence indique l'importance des niveaux argileux qui, dans l'aire où il sont percés par une galerie, commandent tout l'amont du réseau, par écoulement dans la passée dolomitique, d'une nappe située dans les grès supérieurs, écoulement qui a été suffisant pour permettre une anastomose.

Cette galerie, après son cheminement NNE-SSW pivote dans une grande salle cahotique pour prendre une direction générale WNW-ESE orthogonale à la précé-

dente ; mais à une échelle plus réduite, de l'ordre de la centaine de mètres, elle est beaucoup plus sinueuse, et morphologiquement plus variée, avec alternance de vastes salles d'effondrement et de sections plus étroites. Il faut noter qu'aucun affluent important ne rejoint ce conduit ; seules quelques coulées le long de petites fissures latérales révèlent la présence de petites infiltrations supérieures.

Le concrétionnement est surprenant dans ce conduit. Les eaux y sont suffisamment chargées en carbonates pour donner des stalactites et stalagmites, mais les concrétions millimétriques de types excentriques sont nombreuses, généralement juxtaposées avec un concrétionnement "classique". Y-a-t-il une relation entre leur présence et la nature de la roche encaissante ? L'ampleur du phénomène permet de le supposer.

Autre concrétionnement, encore plus rare que les excentriques jalonnant les voûtes, certaines portions de galerie particulièrement étroites renferment des stalactites "classiques" déformées par un courant d'air violent et régulier qui les a toutes déviées selon une même direction, donnant des successions de "draperies" d'autant plus surprenantes que le réseau n'est actuellement parcouru que par de faibles circulations d'air absolument incapables de provoquer de telles déviations (fig. 95). De plus la disposition de ces concrétions implique une circulation à sens unique, alors que la plupart des réseaux voient se dérouler des alternances saisonnières avec ascendance de l'air en hiver et descente en été. La direction des déviations, tournées vers l'aval, implique une circulation estivale, avec blocage des courants d'air hivernaux ; le manque de dénivelée importante dans ces cavités triasiques rend cependant difficile l'explication d'un phénomène aussi violent.

Cette absence de renversement saisonnier et cette violence -attribuable seulement à un grand contraste de températures entre l'intérieur de la grotte et l'extérieur et à l'important volume d'air des galeries, ainsi probablement qu'à la présence de deux entrées au moins, très éloignées l'une de l'autre- n'ont qu'une explication logique : le blocage hivernal de la circulation, soit par amorçage d'un siphon consécutif à une remontée des eaux, soit par blocage d'une des entrées de la grotte par la neige, phénomène que l'on observe fréquemment de nos jours dans les réseaux d'altitude. De plus, ce qui peut expliquer la violence des circulations capables de former de telles formes, il se produit lors de la réouverture des conduits un déséquilibre très important entre la grotte et l'extérieur, capable de donner des courants d'air d'une

violence suffisante pour dévier presque horizontalement le concrétionnement.

- Cinq cents mètres à vol d'oiseau après le coude de la zone précédente, la galerie débouche, à angle droit, dans une galerie beaucoup plus vaste, parcourue par un ruisseau souterrain pérenne d'un débit dix fois supérieur au faible écoulement qui affecte l'aval de la zone précédente. Il s'agit de la dernière partie de la cavité, que l'on peut dénommer la galerie principale, bien qu'elle soit parfois de dimensions assez réduites.

Cette galerie principale comprend plusieurs parties :

La partie amont, regroupant le Grand Collecteur (1) et la galerie du Chaos, séparées par une zone d'effondrement, est un réseau inactif de très vastes dimensions, perché de cinq à dix mètres, selon les lieux, au-dessus du niveau des circulations actuelles. Les galeries sont rectangulaires dans leurs deux tiers supérieurs, un peu plus larges (10 m) que hautes (5 à 6 m). Le tiers inférieur est beaucoup plus varié, parce qu'encombré d'amas de blocs d'arête métrique, qui sont en général plus ou moins horizontaux, mais remontent parfois beaucoup plus haut sur un des côtés de la galerie que sur l'autre. Dans une courte partie du Grand Collecteur, une reprise d'érosion dans les blocs effondrés donne une section en V à la base de la galerie, avec corrosion des blocs qui se sont recouverts d'une mince couche argileuse.

La présence de ces très gros blocs s'explique par la morphologie du plafond, formé par effondrement d'épaisses strates dolomitiques sous et au-dessus d'une passée marno-argileuse verte qui a introduit un petit niveau local de stagnation des eaux. Les strates, épaisses de 40-50 cm à 1,50 m, s'effondrent en vastes plaques. L'une d'elle, au sud du Grand Collecteur, barre complètement la galerie ; ses dimensions sont de 1,50 X 8 X 15 m. En dehors de ce cas exceptionnel, les blocs d'une dizaine de mètres cubes sont fréquents. L'ensemble de la galerie a donc évolué par effondrement des strates, suivi d'une dissolution des blocs effondrés, le second phénomène étant interrompu depuis l'inactivité de la galerie.

Une lente dissolution actuelle des blocs par condensation ou chute d'eau des voûtes, est exclue elle aussi, car murs et sols sont recouverts d'une couche de houppes de cristaux (d'aragonite ?) qui parvient dans une partie importante de la galerie à masquer la teinte verdâtre de la roche. Les plafonds

---

(1) "Collecteur" est un nom propre donné à la galerie par les premiers explorateurs, mais il est faux morphologiquement parlant, car la galerie n'est parcourue par aucune circulation et ne reçoit aucune galerie affluente.

plats en sont par contre totalement dépourvus. La présence de houppes dans des côtés de bancs séparés par deux zones planes nues indique que c'est la position topographique plane qui est incompatible avec ce concrétionnement excentrique. Un concrétionnement "classique" de stalactites et stalagmites de calcite apparaît aussi, localement, mélangé avec le précédent. Il se trouve par contre au milieu des plafonds plats en plusieurs endroits, signe manifeste de nettes différences dans les conditions nécessaires au dépôt normal de la calcite d'une part, et des excentriques en houppes d'autre part.

Quant à l'explication de la localisation de la galerie, en dehors de la présence du niveau argilo-marneux déjà signalé, elle est incertaine. Le pendage n'est pas horizontal, mais incliné de 5 à 10° vers l'est. Dans quelques portions de galerie, le plafond est parfaitement plan, sans aucune fracturation verticale l'interrompant. Dans d'autres portions, guère plus nombreuses, apparaît un diaclasage net, affectant aussi les parois. Mais le plus souvent on peut observer dans le plafond une ou plusieurs larges fissures dont il est impossible de dire s'il s'agit des diaclases ayant originellement fixé l'emplacement de la galerie, ou s'il s'agit de fissures mécaniques provoquées par la pression de la roche sus-jacente sur un plafond plan, pression qui a fendu le banc inférieur, préparant ainsi son effondrement.

Cette galerie de vaste dimension, en dehors de son modelé, est morphologiquement originale car elle indique les possibilités considérables de corrosion et d'érosion des eaux dans un milieu apparemment peu favorable à la karstification ; de plus elle montre que, toujours dans un contexte aussi néfaste, il a pu apparaître dans une couche de trente mètres de dolomie un étagement des réseaux, limité à la partie amont de la grotte et lié, dans un rapport surface-fond, à un approfondissement du ruisseau de Pézenas, qui a abaissé le niveau des pertes, et, par une action morphologique allant d'amont en aval, a entraîné l'approfondissement des circulations souterraines résultantes.

La partie aval, plus irrégulière, comporte une branche étroite, à l'ESE du Grand Collecteur, qui représente la galerie "jeune" rendant inactif la galerie précédente. La galerie est située dans une telle direction parce qu'elle a suivi en s'approfondissant le pendage des couches.

Entre le Grand Collecteur et la confluence avec la zone précédente, les conduits sont de forme irrégulière, généralement étroits. Ils sont le prolongement de la galerie "jeune", sans qu'il apparaisse de traces de l'ancien conduit, probablement "effondré".

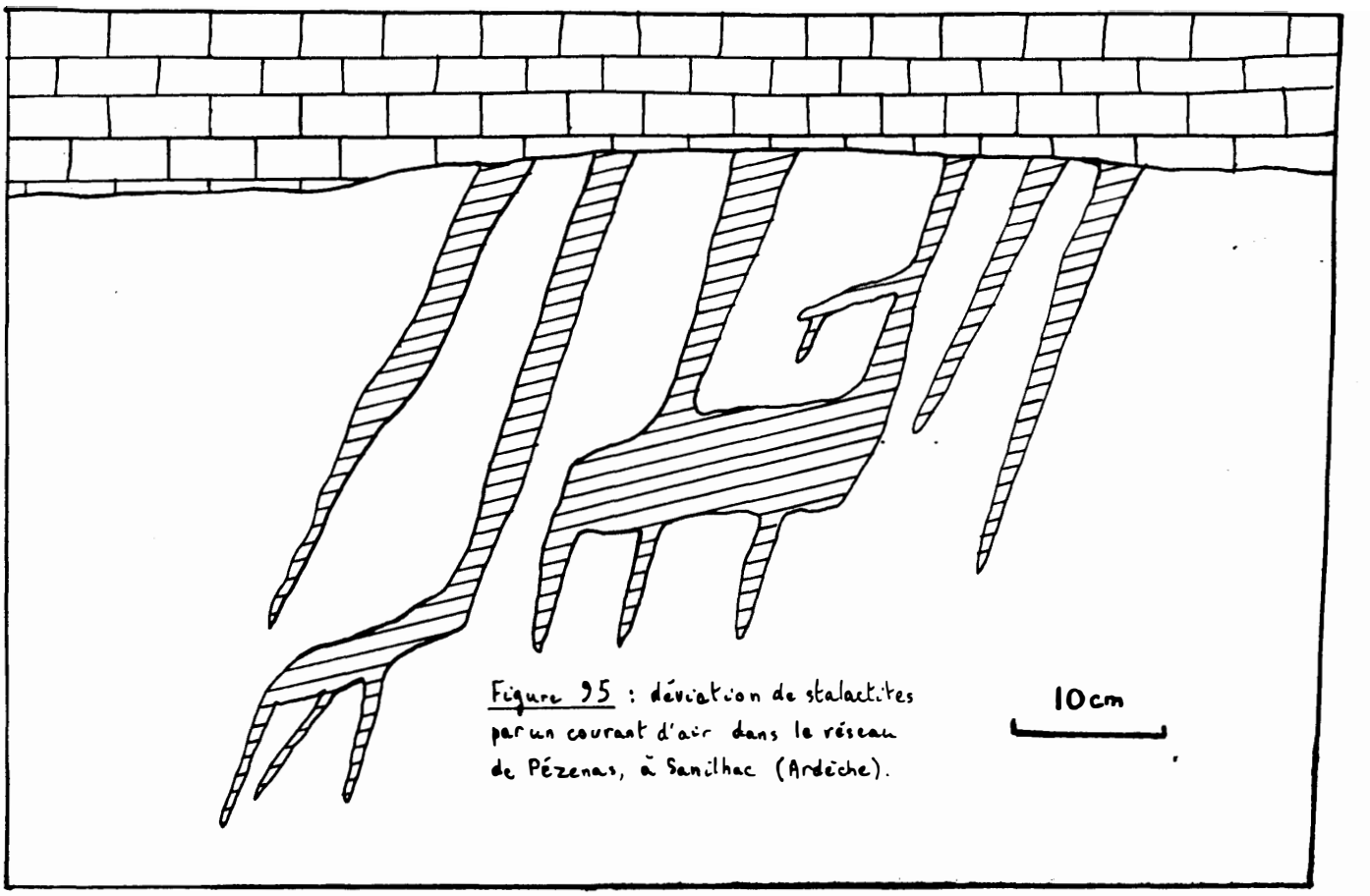


Figure 95 : déviation de stalactites par un courant d'air dans le réseau de Pézenas, à Sanilhac (Ardèche).

10cm

Figure 96 : L'AIRE TRIASIQUE A MANIFESTATIONS PSEUDO-KARSIQUES

Carte géologique simplifiée

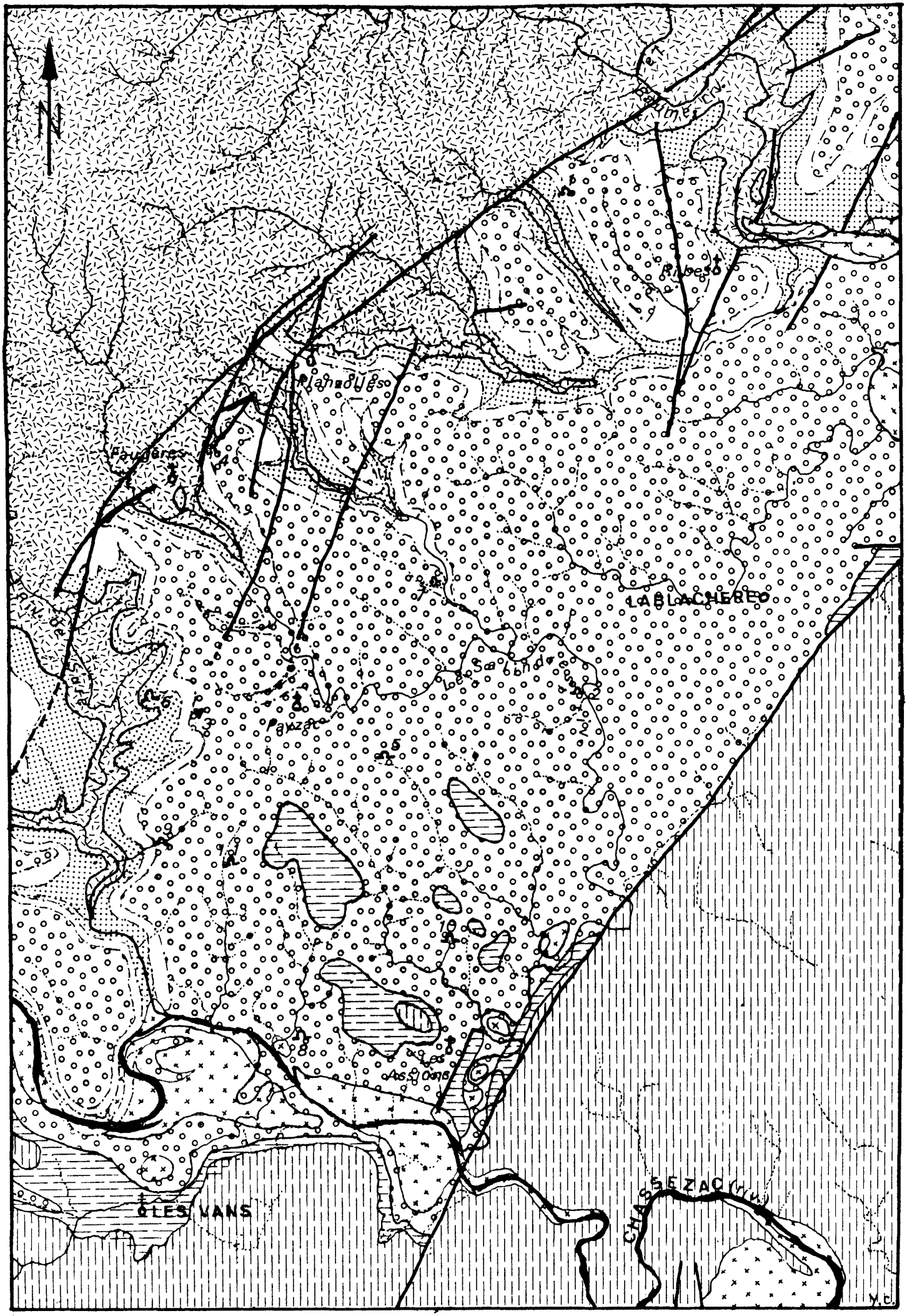
d'après carte géol. au 1/50.000ème et 1/80.000ème Largentière, et 1/80.000ème Alès.

LEGENDE

- Socle Pré-Triasique
- Trias inférieur ta
- Trias moyen tb
- Trias supérieur tc
- Lias
- Jurassique
- alluvions récentes et anciennes (de l'actuel au Pliocène)
- Faille
- Faille supposée
- Grotte
- Aven

Les numéros renvoient à la classification du tableau XXIII

0 1 2 3 km



N
Baume Cr.
Ribeso
Planzolles
Faugères
LABLACHERE
Le Salindre
Payzac
Les Assions
LES VANS
CHASSEZAC (riv.)

En aval de la réunion des deux secteurs, on retrouve par contre une galerie qui n'est autre que l'ancien Grand Collecteur, resté ici actif par un manque d'abaissement du niveau de base aval, que l'on peut voir sur la coupe géologique de la figure 94. Mais après 150 m, la galerie s'est effondrée, et il faut passer entre les énormes blocs obstruant l'ensemble du passage pour pouvoir continuer vers l'aval. Le réseau s'achève dans une vaste salle sur un siphon correspondant au maximum de la flexure anticlinale située entre les ruisseaux de Blajoux et de Rochepierre ; il semble y avoir peu d'espoir de le franchir, mais s'il était possible de progresser dans le réseau sur encore 200 à 250 m, les pendages permettent d'espérer y trouver en aval de nouvelles portions en écoulement libre. Quand au point de résurgence des eaux, à la source de Chamandre, il correspond au site le plus en aval-pendage dans la vallée de la Baume où affleure le Trias moyen karstifiable. L'opposition entre le pendage et les possibilités de circulation était si marquée que les eaux, comme nous l'avons signalé en introduction au réseau, résurgent même à la base du Trias supérieur, pourtant très peu karstifiable.

Le réseau de Pézenas présente des particularités qui méritent d'être signalées concernant son intégration au paysage qui l'entoure. Mais comme ses particularités sont assez proches de celles des réseaux dans le Trias non dolomitique que l'étude va aborder maintenant, les deux parties seront étudiées conjointement pour leurs rapports fond-surface à la fin de ce chapitre. Signalons cependant, car le réseau en est une application très nette, que toutes les galeries amont se trouvent actuellement coupées de leur alimentation originelle par suite de l'enfoncement du ruisseau de Pézenas, phénomène externe qui a privé le réseau de ses pertes.

3. 4. 4 - Les phénomènes "karstiques" dans le Trias non dolomitique.

3. 4. 4. 1 - Généralités.

La partie méridionale des contreforts triasiques des Cévennes, au nord du Chassezac, comporte une série de formes karstiques ou pseudo-karstiques, qui, si elles ne sont pas aussi vastes que le réseau de Pézenas, sont beaucoup plus nombreuses, et parfois encore plus rares dans les terrains où elles se trouvent.

Dans cette partie méridionale, la série dolomitique médiane se trouve modifiée par des variations latérales de faciès qui amènent une disparition

presque complète de la série dolomitique, remplacée par des marnes dolomitiques avec au centre de l'étage quelques bancs de dolomie ; aussi, à l'inverse de ce qui se produit plus au nord, cet étage n'a pas le monopole des phénomènes "karstiques" ; l'épais Trias supérieur t_c en est plus pourvu, malgré la rareté des passées dolomitiques. Sur les onze cavités connues dans la partie méridionale des grès du Trias, six se trouvent exclusivement dans ce Trias supérieur, et trois à la limite entre cet étage et le Trias moyen sous-jacent ; une grotte se trouve dans le Trias moyen, et, fait plus surprenant -étant donné la lithologie-, une petite grotte se trouve dans le Trias inférieur (voir localisation sur la carte géologique figure 96 et sur le tableau XXIII).

Dans un contexte lithologique aussi varié, toutes les cavités ne se trouvent pas dans des conditions de formation identiques, surtout dans le Trias supérieur, qui a subi quelques variations de faciès par rapport à sa lithologie dans la région plus septentrionale de la grotte de Pézenas ; il est essentiellement composé de "grès grossiers peu cimentés, arkosiques, souvent minéralisés /.../, stratification confuse ; niveaux lenticulaires de marnes et d'argiles vertes ou rouges" (carte géologique d'Alès au 1/80 000ème ; notice) ; mais aussi de rares passées de dolomie ou de grès à ciment calcaire ; parfois même apparaissent des blocs isolés de calcaire ou de dolomie dans un grès (Baume du Luth). Aussi l'expression "grottes de grès" que nous emploierons parfois, si elle convient à l'ensemble du paysage, n'est-elle parfois pas adéquate au niveau du banc où se forme la grotte.

Cette variété des conditions lithologiques a commandé l'ordre de cette étude qui partira des formes les plus "classiques" pour se terminer sur les cas les moins fréquents.

3. 4. 4. 2 - Les grottes "calcaires". Ce terme recouvre les cavités se développant dans des bancs carbonatés bien définissables, généralement situés entre des couches gréseuses. Ces cavités sont au nombre de deux :

- La grotte de RIBES, la plus septentrionale de l'aire étudiée, est située dans les couches du Trias moyen, comme le réseau de Pézenas dont elle n'est pas très éloignée. L'étage se présente comme un calcaire gréseux, avec des passées dolomitiques.

La cavité, à laquelle on accède par un tunnel artificiel de 20 m de longueur, destiné à capter une source se trouve au 2/3 supérieur d'un versant de 170 m de dénivelée ; elle longe ce versant à une distance variant entre 5 et 30 m, et un ajour apparaît dans le prolongement d'une des salles aval (voir plan fig. 97).

	CAVITES REPERTORIEES Les numéros renvoient aux localisations sur la carte géologique	Développement (en mètres)	Dénivellée (en mètres)	Position sur le versant par rapport au thalweg le plus proche.	Position sur le versant par rapport à l'ensemble de la Serre	Circulations d'eau ++ Dans toutes les galeries + Présence de galeries sèches − Pas de circulation	Débits en l/s. d'après H. Pascal, 1970	Etage	Grès	Grès à ciment Carbonaté	Roche Carbonatée	Assise Marneuse
1	RIBES	260	−8	2/3 sup.	2/3 sup.	++	—	tb			X	
2	CROS	50	+3	bas	bas	+	0,1 à 10	tc			X	
3	QUILLARD	—	−10	haut (10m du sommet)	haut (10m du sommet)	—	—	tc tb	X jusqu'à −5m		X à partir de −5m	
4	DUPRE	850	−45	mi-versant de 40m	Presque sommitale	++	0,1 à 10 à la résurgence de chalvéoles	tc tb	X en aval de la salle	X		X De 20m de l'entrée au Pont
5	PIGEONNIER	240	+2	bas (+10m) d'un versant à faible pente	2/3 sup.	++	0,05 à 30	tc	X		X Dans un affluent	
6	CHORAND	30	+1,5	au 2/3 d'un versant de 230m de dénivellée.		++	—	ta	X			X
7	LUTH ou PICONS	350	+5	bas	bas	++	0,2 à 50	tc.	X			X (0,5m)
8	FONT-BONNE	90	—	bas (+25m) d'un très long versant		++	0,1 à 40	tc	X			
9	CHAMBAJOUR	50	+1	1/2 versant	1/2 versant (de +180m)	++	0,1 à 50	tc tb	X			
10	CHAMPETIER	500	+4	3/4 sup	3/4 sup	++	0,1 à 30	tc	X			
11	LE VIGNAL	1900	+30	bas (+10m)	sommitale	+	0,1 à 50	tc tb (?)	X en Amont	X en Aval		X (localement)

TABLEAU XXIII : Caracteristitiques des grottes dans les terrains TRIASIQUES

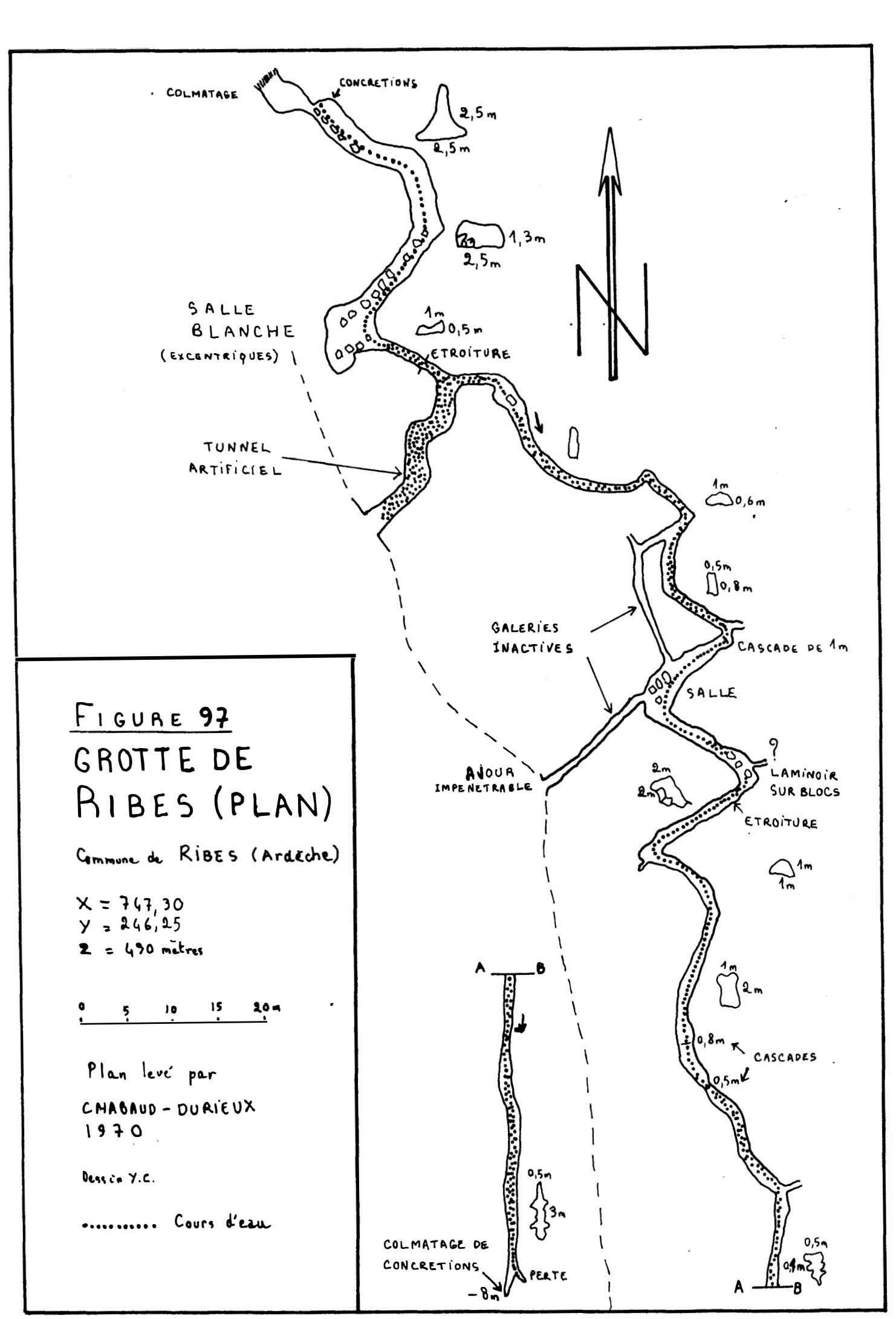


FIGURE 97

GROTTE DE RIBES (PLAN)

Commune de RIBES (Ardèche)

X = 747,30
Y = 246,25
Z = 490 mètres

0 5 10 15 20m

Plan levé par
CHABAUD - DURIEUX
1970

Dessin Y.C.

..... Cours d'eau

A

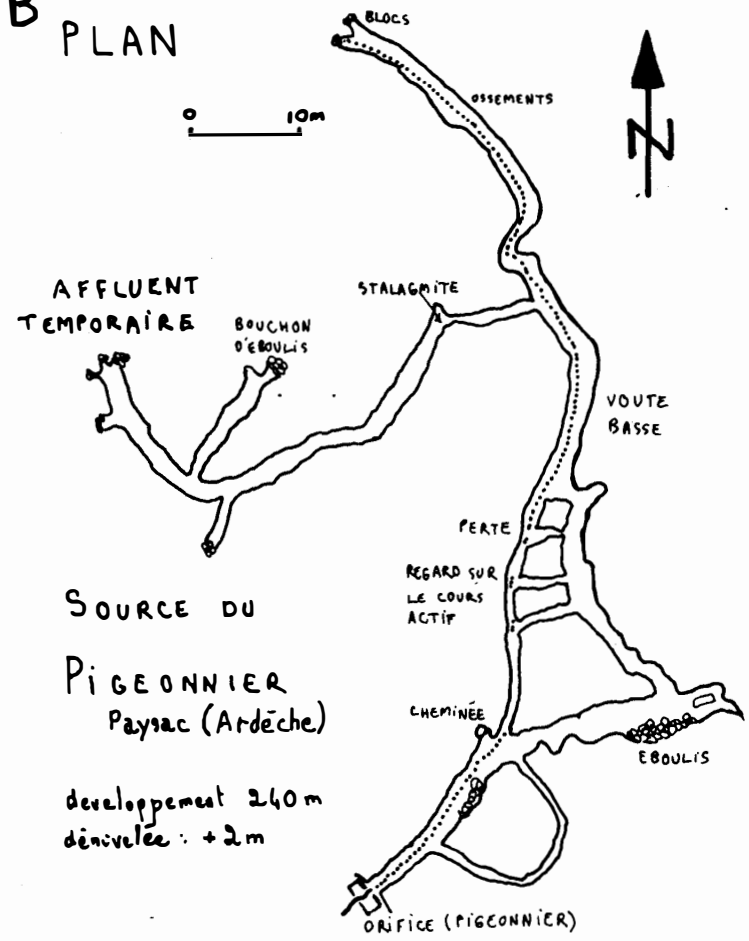
PLAN

FONTAINE DE CHAMBAJOUA
Chambonas (Ardèche)

Chabaud Divol

B

PLAN

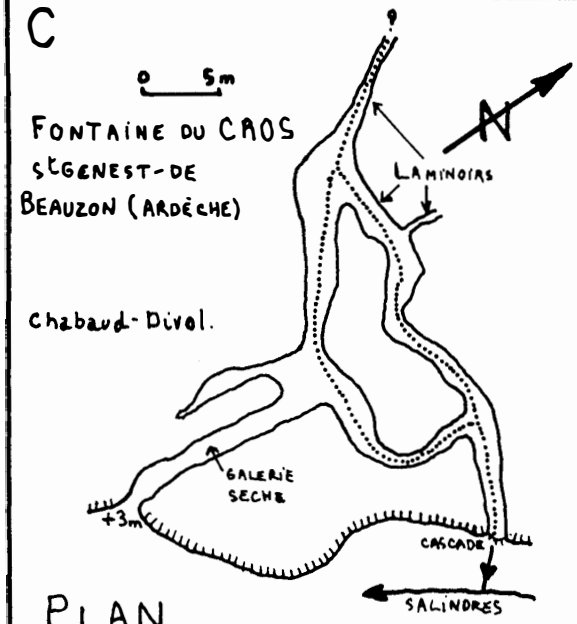


SOURCE DU PIGEONNIER
Paysac (Ardèche)

développement 240 m
dénivelée : + 2 m

Chabaud - Divol

C



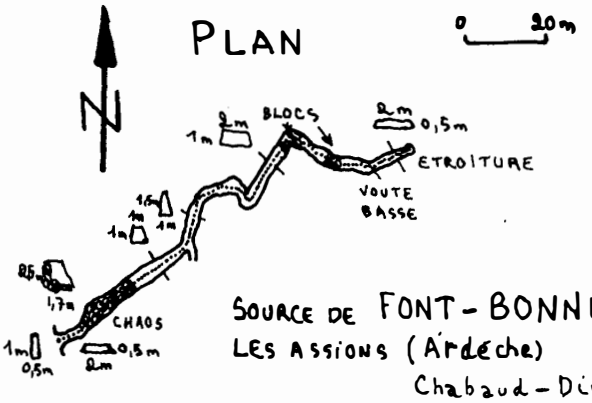
FONTAINE DU CAOS
St GENEST-DE BEAUZON (ARDÈCHE)

Chabaud - Divol.

PLAN

D

PLAN



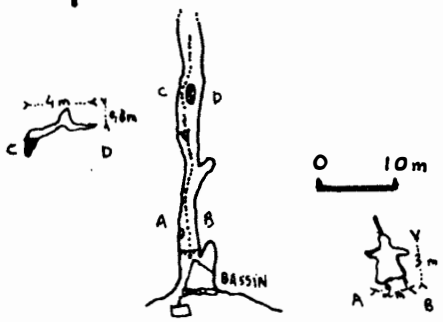
SOURCE DE FONT-BONNE
LES ASSIONS (Ardèche)

Chabaud - Divol.

E

FONTAINE DE CHORAND
Paysac (Ardèche)

PLAN



Chabaud - Divol

FIGURE 98 : Petites grottes dans les "grès" du TRIAS

..... cours d'eau souterrains

d'après M. Chabaud et R. Divol.

Y.C.

Excepté dans sa partie amont et dans la salle suivant la cascade d'un mètre, la grotte est étroite et boueuse, parcourue par un filet d'eau à débit moyen de 40 litres/minute. Quelques concrétionnements d'excentriques apparaissent dans la salle Blanche en amont.

La position de la grotte parallèlement à un versant correspond aux cavités en fissures de détente mécanique près des versants; définies par Ph. Renault dans sa thèse (1967-68, p. 230-232), mais paraît trop sinueuse en plan, surtout dans sa partie amont, pour pouvoir être assimilée aux fentes de décollement définies par cet auteur dans les mêmes pages. Cependant Ph. Renault admet une forme anguleuse en plan de ces "fentes" qui serait compatible avec le plan de la grotte de Ribes. Par contre ces fentes "stricto-sensu" ont des sections de galeries hautes, étroites et souvent courbées qui n'apparaissent pas du tout dans la grotte. Là encore, une position topographique favorable à la formation d'une telle fente n'a donné qu'une galerie assez basse dans une lithologie aussi particulière que celle du Trias moyen. La faible perméabilité de la roche sous-jacente a de plus permis une circulation d'eau, rare dans une grotte ainsi située.

La grotte de Ribes est donc une cavité de secteur de détente proche de la surface, située par ailleurs dans des conditions lithologiques assez proches de celles de la grotte de Pézenas précédemment étudiée.

- La Fontaine du CROS, en Saint-Genest-de-Beauzon (X = 745,5 ; Y = 241,2 ; Z = 230 m), se trouve dans les grès du Trias supérieur, dans une lentille de calcaires à grains siliceux. Son développement est faible (80 m), mais la cavité est cependant parcourue par une circulation d'eau pérenne, très faible, au débit variant entre 1/2 litre-minute et 100 litres minute en crue (1) (voir plan in fig. 98c). La voute de la grotte est formée d'un grès grossier à gros grains. De nombreuses radicelles pendent à cette voute, assez proche de la surface.

La position topographique de la grotte est en effet assez particulière : l'orifice se trouve en rive convexe d'un méandre très encaissé du Salindres, sur un petit abrupt de dix mètres de hauteur, et perché de deux mètres au-dessus de la rivière. Au-dessus de la grotte se trouve un replat sub-horizontal

(1) H. Pascal, 1970 donne des chiffres supérieurs, qui ne semblent pas véridiques dans cette cavité "isolée".

qui explique la présence de racines aux voutes de la grotte.

Une telle position topographique est révélatrice d'un réseau isolé dans une lentille de calcaire et de grès à ciment calcaire, lentille plus résistante que le grès environnant et qui a permis la formation d'un replat. Cet isolement est confirmé par les faibles débits du réseau qui, même lors des très fortes précipitations, ne parvient pas à écouler plus de deux litres par seconde, signe manifeste d'un bassin versant extrêmement réduit.

3. 4. 4. 3 - Les cavités "mixtes". Quelques cavités du Trias, si elles ne sont pas vraiment "calcaires" possèdent des caractéristiques lithologiques les rapprochant des grottes calcaires, soit qu'elles se trouvent dans des grès à ciment calcaire, soit qu'une partie du réseau se trouve dans des affleurements calcaires.

- L'aven du Quillard (fig. 100), en Paysac, se trouve à 500 m au nord-ouest du hameau de Mazer, à proximité de la route descendant au hameau des Chanels. Il est stratigraphiquement situé à la base du Trias supérieur et topographiquement en sommet de versant, à dix mètres de dénivelée de la ligne de partage des eaux.

Cet aven présente plusieurs caractéristiques uniques dans les cavités du Trias :

Il est le seul "réseau" où domine la composante verticale, même si elle est peu importante : on y accède par un puits de huit mètres, et les salles qu'il renferme comportent deux cheminées remontant très près de la surface.

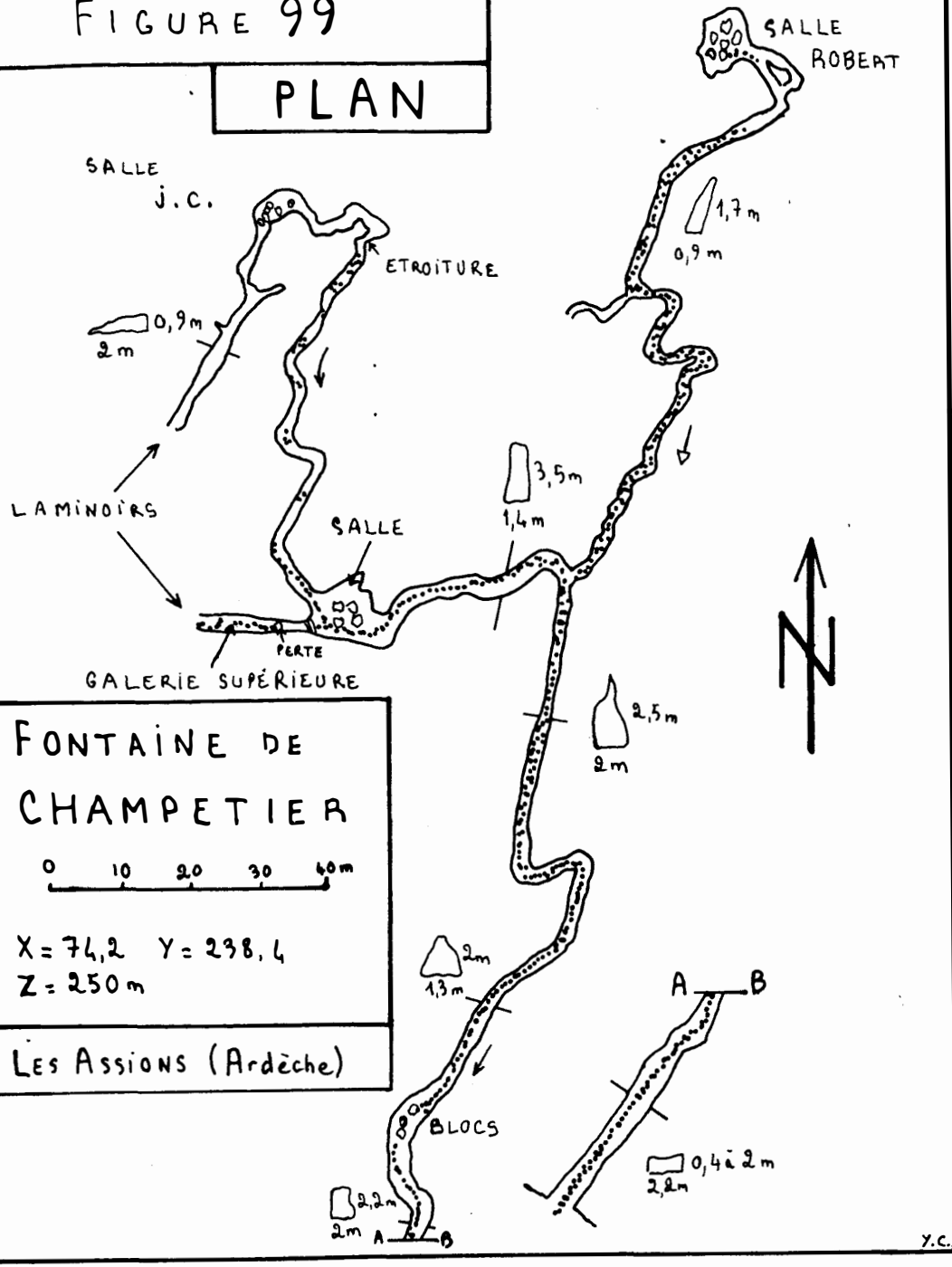
La cavité s'ouvre dans les grès rougeâtres du Trias supérieur ; mais, à partir de la cote -5,4 m, apparaît un calcaire jaunâtre avec inclusion de grains siliceux, appartenant peut-être au Trias moyen. Cette disposition lithologique explique la formation de l'aven par dissolution du calcaire sous-jacent et soutirage des grès supérieurs. Cette disposition s'observe dans bien d'autres roches recouvrant du calcaire.

Les salles de l'aven se trouvent très près de la surface, au point que la salle Nord-Ouest en devient dangereuse, car elle ne se trouve qu'à un mètre cinquante sous la route et son plafond est formé de grès très altérés. L'aven est cependant parcouru en période de pluies par des circulations d'eau qui arrivent par des diaclases argileuses étroites pour disparaître dans la galerie étroite Nord-Est où elles finissent dans une voute mouillante.

Il faut signaler que cet aven est actuellement inaccessible, ayant été utilisé comme dépôt d'ordures par les riverains. En Mars 1974, il a fallu qu'un

FIGURE 99

PLAN



FONTAINE DE CHAMPETIER

0 10 20 30 40m

X = 74,2 Y = 238,4
Z = 250 m

LES ASSIONS (Ardèche)

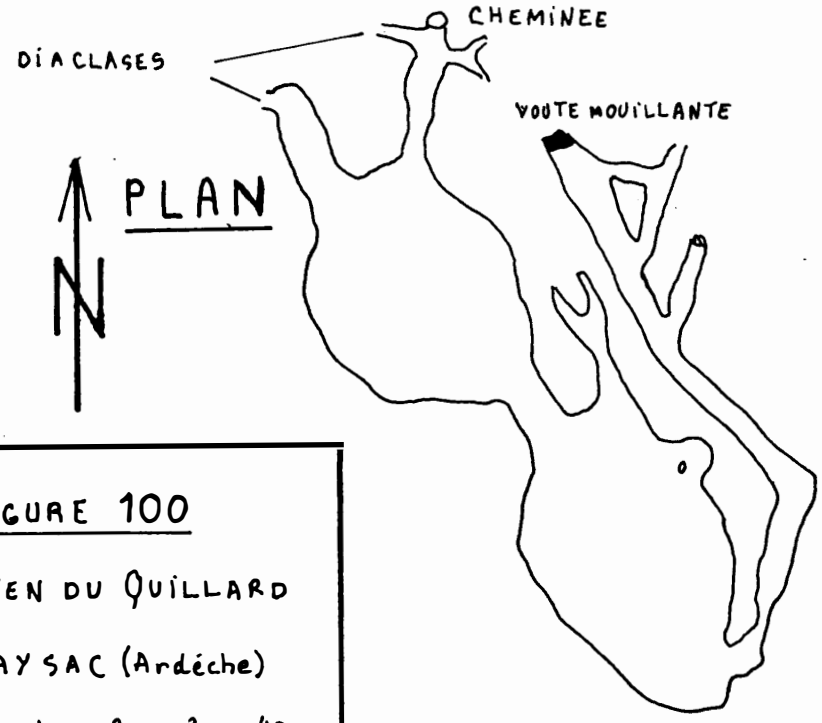


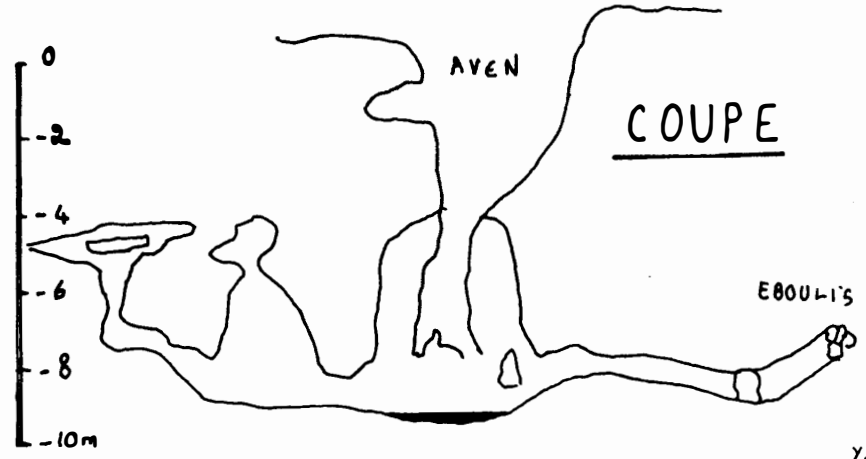
FIGURE 100

AVEN DU QUILLARD

PAYSAC (Ardèche)

0 1 2 3 4m

X = 743,5 Y = 240,7
Z = 400m



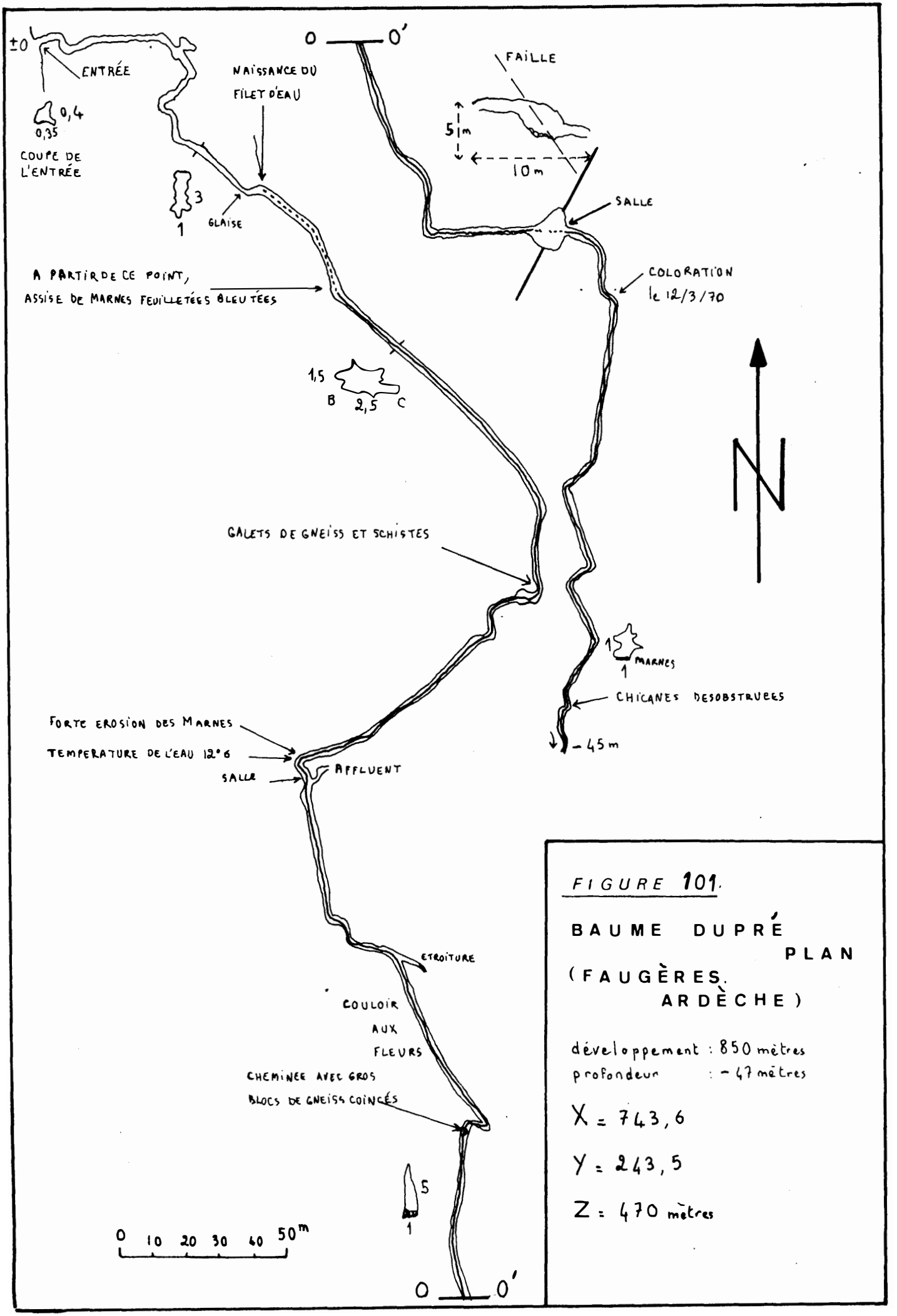


FIGURE 101.

BAUME DUPRÉ

PLAN

(FAUGÈRES. ARDÈCHE)

développement : 850 mètres
profondeur : - 47 mètres

X = 743,6

Y = 243,5

Z = 470 mètres

cultivateur nous en montre l'emplacement, car il ne restait pas même une petite dépression à la place d'un orifice de 5 X 4 m. Comme les circulations d'eau n'y sont pas négligeable, la pureté bactériologique et chimiques de certaines résurgences, et notamment de la Fontaine du Vignal que nous étudierons dans les pages suivantes, doit quelque peu laisser à désirer.

3. 4. 4. 4 - Les cavités "mixtes" sur assise marneuse.

La "BAUME DUPRE" (fig. 101) correspond à ce type de cavité. Elle se trouve à 400 m au nord-est du village de Faugères (X = 743,6 ; Y = 243,5 ; Z = 470 m), à mi-versant de l'entaille faiblement dénivelée (40 m) du ruisseau du Lavadou.

La grotte s'ouvre sous un petit abrupt de dolomie par un très étroit porche de 40 X 40 cm. On rampe sur quelques mètres dans un conduit à importants dépôts terreux, puis on atteint la galerie principale, d'orientation générale NNW-SSE. La roche encaissante est un grès triasique, à ciment calcaire ; on se trouve exactement à la limite du Trias supérieur et du Trias moyen, limite que suit la grotte sur toute sa longueur. Cette limite correspond en effet à une épaisse assise de marnes bleutées ou vertes, souvent à la limite des argiles ; elles sont très corrodées, imperméables, et ont bloqué l'enfoncement des eaux, permettant la formation de la grotte. On atteint cette assise après 120 m de progession et on ne la quitte pas jusqu'à l'extrémité de la cavité, avec parfois changement de banc, et descente d'un cran de la galerie.

A 200 m de l'entrée, se trouvent des galets de schistes et de gneiss. qui pourraient indiquer que la grotte a autrefois fonctionné comme perte du ruisseau du Lavadou, pas forcément par l'entrée actuelle d'ailleurs. Mais ces galets peuvent aussi provenir de l'enfouissement de dépôts superficiels provenant des affleurements de roches métamorphiques toutes proches, puisque l'entrée de la Baume Dupré se trouve presque sur le contact entre les roches sédimentaires et le socle.

La galerie, généralement étroite, recouverte sur les parois de petites touffes d'aiguilles de concrétions, surtout près du sol, recoupe à 660 m de l'entrée une salle de dix mètres de diamètre, haute de cinq, correspondant au recoupement du réseau par une faille inclinée à 48°. Au-delà de cette salle, le réseau devient plus étroit, mais reste un peu concrétionné. La nature de la roche change et devient plus spécifiquement gréseuse. Un courant d'air descendant est sensible (observation effectuée à Pâques 1974). Il devrait logiquement fonctionner dans l'autre sens en hiver. Plus on progresse, plus

la galerie devient étroite, avec des chatières difficiles. Le réseau se termine par une étroiture de la grosseur du poing.

L'hydrologie du réseau est simple : la galerie, sèche en amont, devient de plus en plus humide vers l'aval. Un filet d'eau apparaît après une centaine de mètres et croît régulièrement en descendant. Il est probablement alimenté en été par la saturation de l'air descendant les galeries en se refroidissant, et en hiver par les infiltrations d'eaux de pluie. Les débits sont très faibles, autour de 1/4 litre-seconde, à 1/2 litre-seconde. La température de l'air se situe entre 12° 9 et 13° 6, celle de l'eau entre 12° 5 et 12° 6.

Une coloration a été effectuée dans cette grotte un peu en aval de la salle de la faille le 12/3/1973 par Chabaud, Pascal et Bérard. Le débit était de 1/4 litre-seconde. La coloration est réapparue 15 à 18 heures plus tard à la source de Chalvêches, au bord du Salindres (X = 743,7 ; Y = 242,7 ; Z = 380 m), soit à une distance à vol d'oiseau de 750 m pour une dénivelée de 60 m. Alors que l'écoulement au point d'injection était très lent (20 cm-minute) la vitesse moyenne d'écoulement des eaux jusqu'au moment de l'apparition de l'injection a été de 0,8 mètre-minute. La coloration s'est maintenue durant 3,5 jours.

Dans l'ensemble de la grotte, la sédimentation est essentiellement argileuse, à la différence de bien des cavités du Trias où la décomposition du grès laisse une sédimentation résiduelle à dominante sableuse.

3. 4. 4. 5 - Les cavités dans le grès sur assise marneuse.

Elles sont au nombre de deux, d'importance inégale.

- La fontaine de CHORAND, (X = 743,0 ; Y = 240,9 ; Y = 330 m), en Paysac, s'ouvre sous le chateau de Chorand, dans un grès très altéré, à gros éléments, du Trias inférieur ; il s'agit de la seule cavité connue dans cet étage, à l'exception de quelques étroits boyaux situés à une vingtaine de mètres à l'ouest de cette grotte. Longue d'une trentaine de mètres, (figure 98e), la grotte est une unique galerie rectiligne s'abaissant en laminoir infranchissable ; un petit ruisseau souterrain y coule sur une assise de marnes feuilletées, assise qui a bloqué l'enfouissement des eaux et permis la migration latérale des eaux génératrice de la grotte.

On observe dans la grotte des ossements d'animaux usés par roulement, indiquant qu'il existe des alimentations amont suffisamment larges pour permettre de telles migrations.

FIGURE 102

BAUME DU LUTH

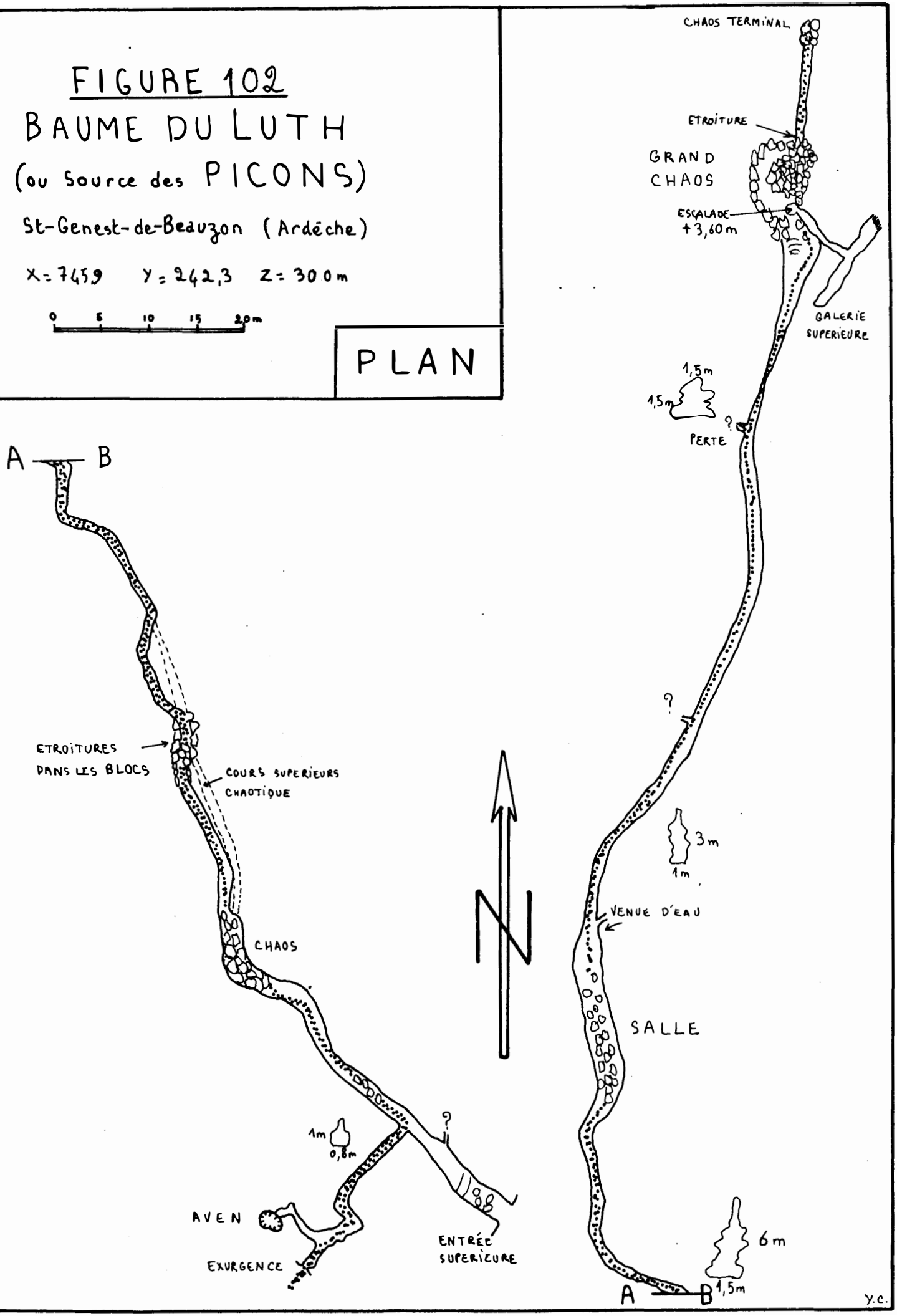
(ou Source des PICONS)

St-Genest-de-Beauzon (Ardèche)

X = 745,9 Y = 242,3 Z = 300 m

0 5 10 15 20 m

PLAN



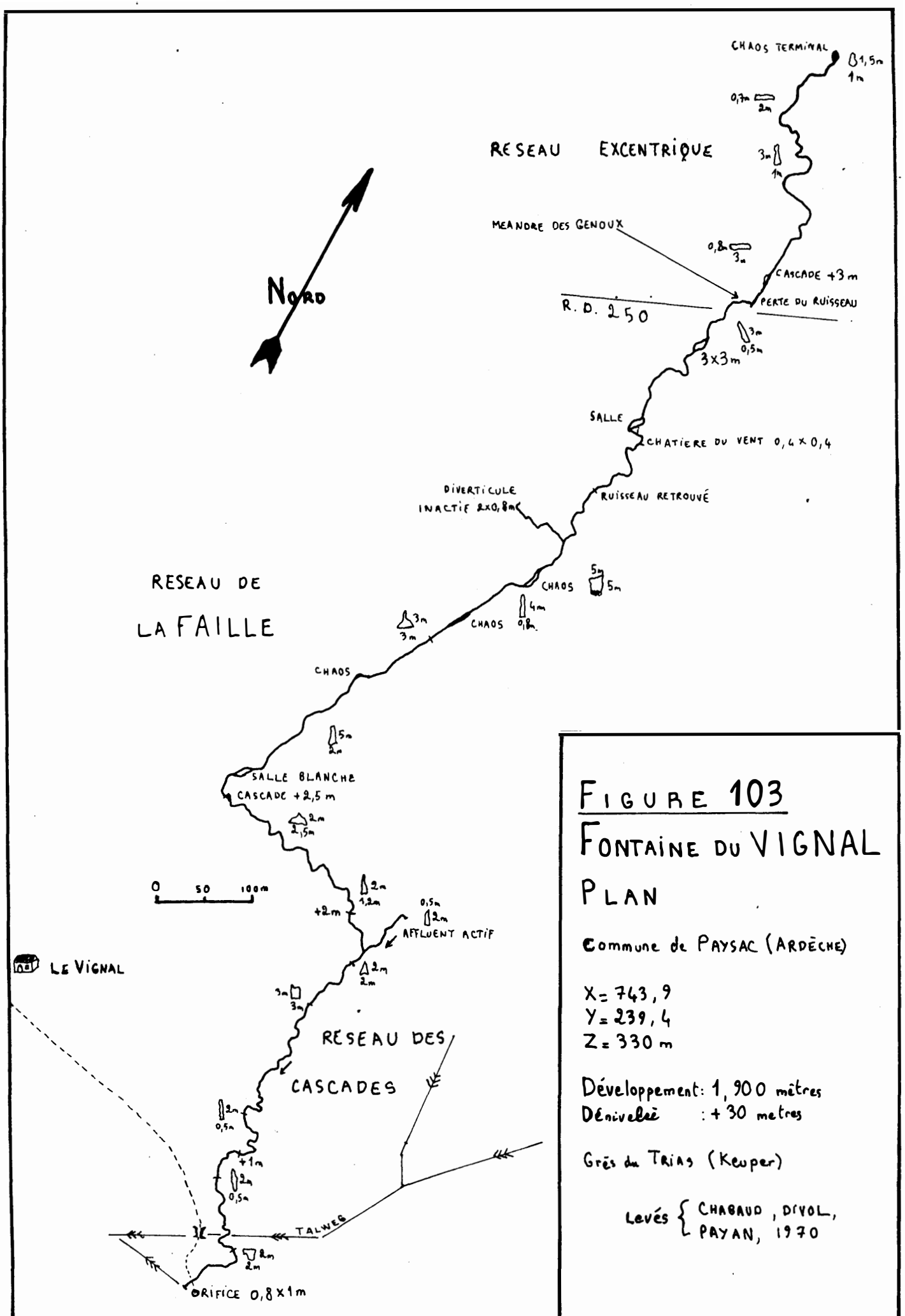


FIGURE 103

FONTAINE DU VIGNAL

PLAN

Commune de PAYSAC (ARDÈCHE)

X = 743,9
Y = 239,4
Z = 330 m

Développement: 1,900 mètres
Dénivelée : + 30 metres

Grès du TRIAS (Keuper)

Levés { CHABAUD, DIVOL, PAYAN, 1970

Y.C.

- La Baume du LUTH, ou Source des PICONS, en Saint-Genest-de-Beauzon, s'ouvre à la base du long versant descendant du "Serre de l'Estivajol", près de la confluence du ruisseau de l'Estivajol avec celui des Embrussiers (X = 745,9 ; Y = 242,3 ; Z = 300 m). Elle se trouve dans le Trias supérieur, juste au-dessus du Trias moyen, donc dans une position stratigraphique assez comparable à celle de la Baume Dupré. Elle est longue de 350 m.

Fait unique dans les cavités du Trias, la Baume du Luth comporte trois entrées, assez proches les unes des autres :

Une entrée inférieure très exiguë, presque siphonnante, d'où sortent les eaux actuelles.

Une dizaine de mètres au nord-ouest, un peu plus haut sur le versant, une entrée par un aven d'effondrement profond de cinq mètres, aven entièrement formé dans de l'arène instable sur ses trois premiers mètres.

Une entrée supérieure à l'est, vaste et d'accès facile, permet de descendre en une quinzaine de mètres jusqu'à la galerie principale. Après cette entrée complexe, la grotte (figure 102) est une galerie unique conduisant à une salle chaotique, vaste complexe d'effondrement où voisinent des roches variées, grès résistants, grès tendres conglomératiques, calcaires dolomitiques dégageant leurs masses claires et lapiazées de la roche gréseuse environnante aux formes molles ; un de ces blocs, qui paraît on place, a un volume supérieur au m^3 ; il est situé dans le flanc de la galerie juste avant le Grand Chaos.

La roche encaissante en aval du Chaos est constituée près de l'entrée par des arkoses à 97 % de silice au-dessus d'un banc de marnes d'une puissance moyenne de 0,50 m, banc qui a, comme dans les cavités précédentes, déterminé la position de la grotte. Des bancs moins épais apparaissent dans les arkoses, notamment au plafond de la galerie, dont l'amorce a été un de ces bancs qui a bloqué provisoirement l'enfoncement des eaux descendues ensuite par crans de banc mince en banc mince jusqu'au banc marneux inférieur ; ces bancs sont surtout nombreux dans les grès détritiques à 87 % de silice recouvrant les arkoses après quelques mètres et formant la partie supérieure de la galerie.

La nature de la roche influe sur la morphologie des galeries qui, élaborées à partir de discontinuités verticales (diaclases), sont hautes et étroites, avec des parois très irrégulières ; des banquettes d'origine lithologique sont fréquentes, ainsi que des chaos instables et dangereux. La roche des parois est souvent altérée dans sa masse, "pourrie", signe d'absences de

mises en charge qui éroderaient puissamment de tels matériaux. A la base de la galerie, par contre, apparaissent des marmites de géant, souvent recoupées, et des traces d'actions mécaniques.

Au-dessus du conduit actuel, des traces d'un conduit supérieur, fréquemment effondré ou chaotique, et creusé dans les grès grossiers, apparaissent par endroits. C'est à son niveau que l'on monte pour franchir le Grand Chaos, où l'on peut observer une courte section de ce conduit décalée en plan par rapport aux circulations inférieures.

La sédimentologie de la grotte comporte des gros blocs d'effondrement dans les chaos et dans l'entrée est, des dépôts minces d'argile verte provenant de la décomposition des bancs marneux, dépôts minces de paroi, et au fond de la galerie, des dépôts sableux issus de la décomposition des grès grossiers sus-jacent. Quelques concrétions calcaires se sont formées localement. Quelques galets de gneiss et de schistes apparaissent, probablement liés au dégagements de conglomérats gréseux particulièrement importants.

L'hydrologie est celle des cavités du grès : les écoulements sont pérennes, avec un faible écoulement d'étiage, 0,2 litre-seconde, et un débit de crue de 50 litres-seconde environ. Les teneurs en carbonates y sont parmi les plus faibles des sources en "grottes" du Trias, avec une teneur presque égale en calcium et en magnésium.

3. 4. 4. 6 - Les cavités dans le grès sans assises nettes.

Elles sont au nombre de quatre, dont une assez importante en développement :

- La Fontaine du PIGEONNIER, (X = 745,55 ; Y = 240,35 ; Z = 340 m) en Paysac, s'ouvre dans la cave d'une maison à office de pigeonnier en contrebas de l'étendue de vignes et de vergers sub-horizontaux situés à l'est du hameau de Barsac, et une dizaine de mètres -en dénivelée- au-dessus de l'amont du ruisseau de Régimont. Elle se trouve au coeur du Trias supérieur, dans un grès grossier très altéré, sauf dans le fond de la galerie latérale ouest (fig. 98 B) où apparaît un calcaire à nombreux éléments siliceux.

La grotte, d'un développement de 240 m, souvent basse, comporte une galerie principale parcourue par un ruisselet souterrain, que l'on pert sur quelques dizaines de mètres dans la partie aval où la galerie est dédoublée. Un affluent temporaire, à l'ouest, se termine par un réseau digité de boyaux étroits et déchiquetés avec racines aux voutes, et éboulis.

L'hydrologie est spécifique du grès, avec un écoulement pérenne variant entre 0,05 et 30 litres-seconde. Bien que le réseau soit presque cutané, puisqu'il se trouve sous un versant en très faible pente, il n'apparaît de différences avec les systèmes plus profonds, comme la Baume du Luth par exemple.

- La source de FONT-BONNE (X = 744,71 ; Y = 237,41 ; Z = 175 m), dans la commune des Assions, se trouve à la base du versant descendant du hameau du Bosc vers le ruisseau de Ségurat, à 25 m au-dessus de ce dernier. Le réseau est situé dans un grès à gros grains du Trias supérieur, avec des inclusions conglomératiques plus abondantes, donnant d'importants dépôts résiduels (présence de véritables plages). Il s'agit d'une galerie unique (fig. 98 D), d'une longueur de 90 m, souvent basse, encombrée en trois passages par des éboulis ; le plus important, près de l'entrée, est long d'une quinzaine de mètres et très instable. Les écoulements, pérennes, sont variables entre 0,1 et 40 litres-seconde.

- La fontaine de CHAMBAJOUR (X = 743,12 ; Y = 239,33 ; Z = 260 m), dans la commune de Chambonas, s'ouvre à mi-versant de la descente des serres triasiques vers la rivière de Sure. La grotte se trouve elle-même presque dans le talweg d'un affluent de la rivière, le Valat de la Combe -ce dernier terme désignant la grotte dans le vocabulaire local-.

Il s'agit d'une cavité de faible développement (fig. 98 A), formée de deux vastes salles se trouvant dans la base du Trias supérieur, presque au contact avec le Trias moyen. La première salle, haute de trois mètres, est traversée par un ruisseau issu d'un petit barrage artificiel retenant un bassin de quelques mètres carrés situé dans le couloir joignant les deux salles. La seconde salle, haute de 7 à 8 m, est encombrée de blocs d'effondrement de la voute. Son origine est manifestement tectonique (miroir de faille sur la paroi ouest). Au-delà de cette salle, un laminoir aboutit à une petite galerie de quelques mètres dont est issu le ruisseau de la grotte, galerie obstruée après quelques mètres par des blocs. L'ensemble présente des caractères assez semblables à ceux d'une "baume" au sens morphologique du terme, surtout dans la première salle.

L'hydrologie est variable, entre 0,1 et 50 litres-seconde, mais il est difficile de dire s'il s'agit d'une perte du ruisseau proche, qui descend en cascade juste en amont de la grotte, ou s'il s'agit d'une circulation plus lointaine, par infiltration. La concordance des débits avec ceux des autres cavités nous amène à préférer la seconde hypothèse, la première supposant des

tarissements estivaux.

- La fontaine de CHAMPETIER-HAUT ou GRAND-FONT (X = 746,25 ; Y = 238,40 ; Z = 250 m), dans la commune des Assions, (fig. 99) est la plus importante de ces cavités sans assises marneuses, avec un développement de 500 m. Elle s'ouvre à 250 m au SSW du hameau de Champetier-Haut, au 3/4 supérieur d'un versant de serre, dans la zone de convexité maximale. Elle se situe au coeur des terrains du Trias supérieur, qui sont essentiellement dans ce secteur des grès à glauconie, donnant aux parois un aspect verdâtre.

La grotte est constituée d'une galerie principale se scindant en trois galeries toutes actives, mais avec de très faibles débits. Uneébauche d'étagement apparaît dans la partie nord-ouest de la grotte, avec une galerie supérieure (+ 3,5 m), vite obstruée, par où arrive l'essentiel des eaux et avec une galerie nord où la circulation est plus profonde que la galerie et observable uniquement par des regards dans le sol de cette dernière. Des concrétionnements calcaires s'observent dans la galerie supérieure. Dans le reste de la grotte les parois sont très altérées -il est possible d'y enfoncer les doigts-, avec des remplissages abondants d'argile et de sables.

L'hydrologie de la grotte est identique à celle des autres cavités, avec des débits variant entre 0,1 et 30 litres-seconde. Il faut remarquer que ces débits ne sont pas proportionnels à l'importance des cavités.

3. 4. 4. 7 - Le système complexe de la Fontaine du VIGNAL.

- La fontaine du VIGNAL, (X = 743,88 ; Y = 239,29 ; Z = 320 m) en la commune de Paysac, se trouve à 250 m à l'ESE du hameau du Vignal, quelques mètres en contrebas du chemin se rendant à la ferme de Bernardy, peu après le pont franchissant le ruisseau de Vaumale. La grotte, dominant d'une dizaine de mètres le talweg en forte pente du ruisseau, est placée assez haut sur le "Serre des Salles" dans lequel elle se développe, serre recouvert à l'est de la grotte par des placages liasiques.

Géologiquement située dans le Trias supérieur, la grotte, de par les variations latérales de faciès propres à cet étage, comporte plusieurs faciès ; de plus, longue de 1 700 m dans son cheminement principal, (fig. 103) ce qui représente 1 450 m à vol d'oiseau de l'entrée au fond, elle traverse une bonne partie de ce Trias, qui a un assez fort pendage du NNW vers le SSE, et se termine à proximité du sommet du Trias moyen, ou même dans cet étage.

Deux parties lithologiquement distinctes apparaissent dans le réseau ;

- près de l'entrée, jusqu'à la salle Blanche, on se trouve dans un grès à ciment carbonaté, irrégulier, mais donnant des formes assez équilibrées de voutes. Cependant des irrégularités dans la teneur en carbonates donnent parfois des formes d'érosion aberrantes : par endroits, des bancs de silex remplissant des discontinuités verticales barrent la galerie ; ailleurs ce sont des avancées de grès moins carbonatés qui ont résisté à la dissolution.

- plus en amont, on trouve un grès à gros grains, le plus souvent glauconieux, qui donne une teinte verte aux parois, avec un modelé très altéré déjà observé dans bien d'autres cavités.

Si l'on considère plus en détail, le modelé de la galerie, on retrouve ces oppositions lithologiques. La première partie de la grotte, dont nous avons déjà décrit plusieurs caractères, possède des traces nettes d'érosion mécanique (marmites de géants notamment) et des crans sur les parois correspondant aux passées marneuses, assez fines dans ce secteur ; ces passées, moins solubles, restent en relief par rapport au grès. Quelques concrétionnements et des vestiges de planchers stalagmitiques apparaissent localement. Une opposition apparaît entre les galeries étroites -méandres" en roche cohérente et les élargissements encombrés de blocs tombés des voutes, moins fréquents que de coutume. Quelques cascades interrompent la continuité horizontale de la galerie.

A partir de la salle Blanche, les conditions changent : la galerie prend une direction rectiligne sur 400 m, le long d'un miroir de faille décrochante d'après H. Pascal, 1970. Les chaos deviennent plus fréquents, obstruent parfois la galerie, ce qui oblige à emprunter des parcours en galerie supérieure tout aussi chaotiques. Les sables de désagrégation du grès deviennent abondants. Puis l'on perd complètement le cours d'eau souterrain et il faut emprunter une galerie supérieure coupée de chatières sévères et, pour l'une d'entre elle, régulièrement obstruée par des apports sableux issus de trémies en communication avec la surface (présence de feuilles de chataignier) ; cette galerie supérieure, juste après la chatière obstruée, renferme une salle vaste à important concrétionnement calcaire, mais est pour le reste extrêmement étroite. On a quelques regards impénétrables sur l'écoulement, que l'on retrouve au pied d'une cascade de trois mètres. Jusqu'au fond la grotte est très étroite, le plus souvent basse et humide ; il n'y a plus de cours supérieur, on rampe dans l'eau, au milieu d'un concrétionnement de calcaire abondant ; des gours crevés apparaissent parfois, signe d'une reprise d'érosion dans un milieu auparavant saturé ; des blocs, des ressauts de roche en place rendent l'avance difficile. La

galerie ne s'élève que pour déboucher dans un effondrement infranchissable la barrant totalement ; au fond on se trouve fort près -une centaine de mètres- de l'aven du Quillard.

La sédimentologie de la grotte comporte des chaos fréquents ; ces remplissages de blocs, importants en amont, jouent un rôle dans l'évolution des conduits. La grotte renferme aussi des dépôts sableux et argileux fréquents. Mais le plus frappant dans la cavité est l'importance des dépôts de glauconie issus d'effondrements de bancs de ce minéral, ou de la décomposition de grès glauconieux ; il existe même dans l'élargissement précédent le diverticule inactif un plafond de glauconie sous lequel se trouve un chaos de ce minéral (Callot, Y, 1978). L'autre caractère sédimentologique, qui n'est surprenant que par la nature du terrain, est l'importance du concrétionnement calcaire. En dehors de la présence de dolomie ou de calcaire dans le Trias, la présence de restes de la couverture liasique explique ce phénomène ; ces restes, cartographiés sur la carte géologique au 1/80 000ème à l'est de la grotte peuvent, étant donné la topographie superficielle, se maintenir sur la butte cotée 408 m située entre le Vignal et Mazer, et surtout, la dissolution de ces placages carbonatés a pu par infiltration fournir le carbonate que l'on retrouve actuellement dans la grotte.

Malgré l'importance du réseau, l'hydrologie n'est guère différente de celle des autres cavités dans le grès. Le débit varie entre 0,1 et 50 litres-seconde et l'importance de la zone drainée ne paraît pas entraîner une augmentation proportionnelle de ce débit. Il faut cependant signaler que cette grotte, si elle a un développement considérable, est dans sa partie amont d'une étroitesse peu commune. Bien que cela ne soit pas géographiquement quantifiable, cette grotte sans aucun obstacle particulier, si ce n'est la section de ses galeries, demande huit heures de progression pour effectuer l'aller-retour, pour un spéléologue spécialiste des passages étroits, mais ne connaissant pas les départs des réseaux supérieurs court-circuitant les effondrements.

3. 4. 4. 8 - Le modelé superficiel.

Une fois étudiées les formes souterraines de ces aires triasiques, quels sont les paysages dans lesquels elles se développent ? La connaissance de ce modelé superficiel, comparé à ce qu'il recouvre permettra de rechercher les rapports entre formes de fond et formes de surface.

Si l'on se limite strictement à l'aire présentant des formes d'écoulement souterrain libre, c'est-à-dire au sud de ces affleurements triasiques, on

constate que domine un relief de "serres", collines allongées en pente vers le sud-est, séparées par des vallées assez rectilignes enfoncées en moyennes de 100 m ; quelques rivières plus importantes sont plus fortement encaissées, comme la rivière de Sure, d'orientation générale nord-sud et encaissée de 150 à 200 m, qui draine la partie ouest du secteur, ou comme la rivière de Salindres, d'orientation ouest-est puis nord-sud, qui en draine la partie centrale, avec un enfoncement moindre. La rivière d'Alaune joue le même rôle dans la Région de Ribes.

Les vallées, sans concavité basale ni replat au niveau de la rivière, ont des versants réguliers avec seulement une convexité sommitale nette. Ces versants ont été profondément modifiés par les actions anthropiques qui les ont transformés en successions de terrasses. Les sommets des serres sont par contre assez plats, par opposition aux versants ; souvent dénommés "cham" dans le vocabulaire local, ils ne sont pas contre jamais plans comme peuvent l'être des surfaces structurales calcaires. La présence de placages résiduels du Lias dans la région des Assions -où apparaît même le Jurassique- et à l'est de Lablachère, montre cependant qu'il s'agit de vestiges d'une surface structurale inclinée vers l'WSW, et très dégradée, surtout dans sa partie nord. Aucune trace d'immunité karstique n'apparaît, mais au contraire une très forte érosion superficielle.

Le seul trait montrant une certaine perméabilité du sol, visible sur la carte géologique et de localisation (fig. 96) est une relative rareté de ces écoulements superficiels difficilement conciliables avec les circulations souterraines. La figure montre bien les limites de cette variation hydrologique qui serait difficilement décelable si on ne pouvait observer dans l'angle nord-ouest les écoulements beaucoup plus denses sur le socle. Mais si l'on se reporte à l'angle sud-est de la figure et que l'on y observe les écoulements superficiels sur les calcaires jurassiques, on voit que les écoulements sur le Trias sont plus proches de ceux des roches du socle que de ceux du calcaire. Il faut cependant remarquer que les écoulements pérennes sont relativement rares sur les affleurements triasiques et que les trois rivières principales pérennes décrites précédemment sont toutes trois allogènes et issues des hauts sommets en roche métamorphique.

En définitive, il ne s'agit pas là d'une topographie superficielle bien particulière, mais d'un relief de serres assez semblable à celui que l'on observe dans des aires de retombée cévenole d'altitude identique. La seule différence notable est un resserrement plus important des serres et une régularité

longitudinale des versants supérieurs ; ces derniers sont en effet moins découpés par les petits ruisselets, fréquents dans les collines cristallines.

3. 4. 4. 9 - Conclusion : essai de définition d'un paysage du Trias ardéchois.

S'il fallait définir un tel paysage, le caractère le plus frappant de son modelé superficiel serait certainement la régularité de ses versants, effet de la perméabilité de la roche et de l'irrégularité des faciès. Les innombrables variations de détail s'annulent pour donner à l'échelle de la carte au 50 000ème un paysage d'une apparente simplicité, surtout dans la partie méridionale du Trias et autour de Ribes, c'est-à-dire dans les régions à circulations souterraines concentrées. Ce paysage frappe aussi l'observateur par la rareté des cours d'eau, surtout pérennes, qui s'enfoncent en de profondes vallées étroites. Ceci explique cela, d'ailleurs.

L'autre caractère est l'innombrable quantité de petites variations de détail, petits abrupts de quelques mètres de longueur, rochers isolés au milieu d'un champ, qui sont en fait de la roche en place, parois à la base d'un versant perforées par de petites cavités présentant certains aspects de taffonis et d'autres de sorties d'écoulements souterrains cutanés, notamment une profondeur bien importante pour de si petits taffonis. De telles formes, spécifiques du Trias, sont en fait une combinaison de deux actions à la limite de leurs possibilités d'application : d'une part une petite circulation souterraine ayant dégagé un conduit dans une roche peu propice au phénomène ; d'autre part une taffonisation de la partie externe du conduit, à la faveur de la structure gréseuse du terrain qui nuisait au phénomène précédent.

Dans un tel contexte, les variations lithologiques sont difficilement mises en valeur étant donné leur nombre. Il apparaît cependant qu'un changement d'étage, plus régulier que les autres, joue un rôle dans ce paysage : il s'agit du contact entre la base du Trias supérieur et le sommet du Trias moyen ; il apparaît là, dans la partie méridionale des affleurements triasiques surtout, un niveau imperméable dont le rôle est apparu plusieurs fois lors de l'étude des formes souterraines, et qui est marqué dans le paysage par un niveau de sources nombreuses. Mais ces sources, de par les variations de perméabilité du Trias, se trouvent bien souvent avoir un rôle morphologique réduit, car elles ne sont pas à l'origine d'un ruisseau ni même d'un talweg net : en effet, formées généralement au contact du grès et d'une passée marneuse imperméable, elles se perdent après quelques mètres dans le banc de grès perméable

inférieur.

Si l'on recherche quelques similitudes parmi les différentes formes souterraines, elles sont nombreuses ; cela n'est guère surprenant étant donné qu'il s'agit de "cas limites" tous soumis à de fortes contraintes essentiellement lithologiques.

La première similitude, déjà signalée lors de l'étude des réseaux, est la quasi égalité de tous les écoulements souterrains (voir tableau XXIII), quelle que soit l'importance spéléologique du réseau. Ils sont de plus tous pérennes à faible débit, phénomène explicable par le ressuyage des pores du grès et parfois (Baume Dupré) par des condensations internes d'air chaud extérieur se saturant en se refroidissant.

L'autre caractéristique, conséquence de la lithologie, est l'importance des lits marneux. Ce sont eux qui, en stoppant la migration verticale de l'eau, entraînent une concentration de celle-ci, puis sa migration horizontale. Lorsque les actions érosives ont été suffisantes pour permettre l'apparition de galeries, les bancs marneux commandent le modelé de ces dernières. Ils sont en grande partie à l'origine des parois en "dent de scie" des grottes, parois spécifiques des cavités du Trias ardéchois ; dans cette lithologie particulière, ce sont les bancs marneux qui sont en relief, parce que moins solubles et plus cohérents, les bancs gréseux donnant les creux ; cela est surtout observable dans les cavités où le grès a un ciment calcaire (le Vignal, Baume Dupré). Enfin ces bancs marneux commandent le profil en long des grottes qui suit le pendage des marnes ; lorsque l'érosion mécanique est suffisamment importante, elle érode le sol de la galerie et traverse le banc marneux. Il apparaît alors des profils en escaliers où des parties en pente faible sont séparées par des cascades correspondant au passage d'un banc marneux au banc inférieur. Parfois (grotte du Vignal), le cours inférieur est obstrué par les chaos et l'on emprunte la galerie correspondant au banc supérieur, galerie rendue inactive par un percement de la couche marneuse plus en amont. Il est bien entendu que l'importance morphologique de ces bancs est proportionnelle à leur épaisseur, et qu'un banc centimétrique n'aura d'effet que sur le modelé de la paroi de la grotte, à l'échelle décimétrique au maximum, alors qu'un banc demi-métrique, et il y en a dans le Trias ardéchois, commandera la formation de l'ensemble d'une grotte.

Les caractéristiques sédimentologiques des réseaux sont elles aussi spécifiques des grottes du Trias. La plus remarquable, mais aussi la plus compréhensible, est l'importance des dépôts sableux résultant de la décomposition des

grès encaissants, qu'ils soient à ciment calcaire ou glauconieux. Mais plus surprenant est la présence dans plusieurs cavités (Fontaine de Chorand, Fontaine du Pigeonnier) de débris de briques roulés ou d'ossements usés par le transport, ou de débris de feuilles (Baume du Luth, Fontaine du Vignal). Les premiers débris ont été interprétés parfois par les spéléologues comme des signes d'une origine lointaine des eaux, mais ils nous paraissent au contraire révélateurs d'apports locaux de matériel : en effet un ossement soumis à l'action abrasive des sables de décomposition du grès ne doit pas parcourir un grand chemin avant sa complète disparition. La présence de ces débris allogènes est par contre révélatrice de rapports fond-surface particuliers sur lesquels nous reviendrons.

La présence de galets de schistes et de gneiss, fréquents eux aussi, peut recevoir deux explications : soit une origine allogène identique à celle des débris précédents, et n'impliquant pas forcément non plus des origines lointaines des eaux, car il peut s'agir de galets apportés par des écoulements superficiels ; soit une origine lithologique : les grès du Trias sont suffisamment hétérogènes pour renfermer dans leur masse des galets de schistes et de gneiss dans leurs lentilles conglomératiques, galets dégagés par l'érosion souterraine.

La dernière caractéristique commune aux galeries triasiques est l'instabilité des voutes et des parois : elle résulte des processus d'attaque de la roche par l'eau -présence de galeries à parois pourries dans lesquelles il est possible d'enfoncer les doigts- et de la fragilité de cette roche. L'évolution des conduits se fait essentiellement par effondrement dès que les galeries atteignent une dimension métrique, et les salles importantes sont inexistantes. On se trouve là, pour des raisons mécaniques et chimiques, à la limite de formation de formes souterraines.

Si l'on recherche une image d'ensemble du paysage à travers les rapports fond-surface, il apparaît que si la perméabilité d'ensemble influe sur le modelé extérieur, comme cela a été montré dans les pages précédentes, les formes d'écoulement souterrain organisé ne sont absolument pas intégrées au paysage qu'elles affectent -ou n'affectent pas-. L'absence de débits importants susceptibles d'éroder fortement en aval des sources, la position variable des résurgences sur les versants, la faiblesse des écoulements par rapport à ceux des rivières à l'air libre, tout cela leur donne un rôle négligeable dans la morphologie de surface : la dimension des entrées des grottes est significative à cet égard. Excepté la Fontaine de Chambajour, qui a des caractéristiques assez proches de celles des abris sous roche par bien des aspects, toutes

les cavités ont des orifices de dimensions réduites, et parfois même presque infranchissables (Fontaine du Vignal - Baume Dupré). Réciproquement la morphologie superficielle a peu d'influence sur les réseaux : il suffit de constater, au Vignal par exemple (fig. 103), qu'un ruisseau de surface passe au-dessus de la grotte sans influer sur cette dernière, pour saisir la faiblesse des interactions entre les deux types de formes. Là encore, la présence dans un même étage de faciès perméables et de faciès imperméables complique grandement le jeu des relations en augmentant le rôle des relations latérales dans un banc perméable par rapport à celui des relations verticales dans une masse rocheuse totalement perméable.

La seule manifestation de relations entre la surface et le fond est la présence d'ossements et de galets dans certaines grottes, de feuilles dans d'autres. Il y a là une preuve d'un soutirage de dépôts de surface vers les formes souterraines, qui, même s'il est rare et très localisé, peut jouer à la longue un rôle morphologique. Nous n'avons trouvé en surface que la trace d'un aven qui aurait pu correspondre avec de tels soutirages : l'aven du Quillard, malheureusement rebouché par les ordures ; il y a là une cause d'explication de la rareté de ces avens de soutirage : dans une région non karstifiée, les rares "trous" existants ont pu être comblés par les actions "anthropiques" toujours rapides dans l'obstruction de ces endroits où bêtes et gens peuvent toujours choir à l'improviste.

En fait, les formes "karstiques" des aires triasiques sont si fragiles que toutes les propriétés des formes karstiques y sont oblitérées au profit du seul maintien des formes ; l'existence de cas limites, par définition, n'implique pas la mise en oeuvre de toutes les formes du système morphologique auquel ils appartiennent.

S'agit-il dans ce cas d'un paysage spécifique du Trias, ou d'un paysage spécifique des serres triasiques de retombée cévenole ? Les formes karstiques dans le Trias sont rares et nous n'en connaissons que quelques exemples. Nous avons cependant tenté de comparer les régions ardéchoises à une autre aire triasique possédant une remarquable forme karstique : la région de Sans-Valois (Vosges), à l'ESE de Vittel (feuille Vittel, XXXIII-18). A proximité de ce village, dans des terrains triasiques, se développe le réseau de la perte de Debain, d'un développement de 3 000 m.

L'orifice de la grotte, un petit puits de 5-6 m, se trouve à la base de t^{5b} (t^5 = Muschelkalk supérieur) dit "couches à cératites", alternance de bancs calcaires, localement dolomitiques, de 10 à 40 cm d'épaisseur et de lits mar-

neux gris, bleuâtres, plus ou moins foncés, dont l'épaisseur peut varier de quelques centimètres à plus d'un mètre. L'étage est qualifié de "pratiquement imperméable" dans la notice de la carte géologique au 1/50 000ème.

Mais l'ensemble de la grotte se développe dans l'étage inférieur -il n'y a pas une épaisseur de plus de trois ou quatre mètres de t^{5b} à l'entrée-. Cet étage, t^{5a}, est défini ainsi dans la notice de la carte géologique :

> "Couches à entroques. A un passage de quelques mètres où des lits marneux s'intercalent encore dans les premiers bancs calcaires constellés d'encrines, succède un massif de calcaires compacts, durs, gris-bleu, jaunâtres ou blanchâtres (faciès d'altération), en gros bancs plus ou moins fissurés avec feuillets ou joints marneux extrêmement minces".

La grotte, en Y, suit l'aval pendage, sauf l'affluent formant une des branches du Y, qui est à contre-pendage ou perpendiculaire à celui-ci. Le réseau de Debain est au toit de la formation, qui n'est épaisse que de 17 à 19 m, d'où l'apparition de circulations en conduite forcée lors des crues, attestées par la morphologie des galeries, notamment le laminoir d'entrée, formé sur quatre cents mètres par l'élargissement d'un joint de stratification, sans aucune sédimentation et avec un état de surface en "coups de gouge".

La topographie de surface est si plane qu'il devient difficile de parler de plateaux ; il n'y a en effet qu'une quarantaine de mètres de dénivelée entre les vallées et les sommets des interfluves. Les vallées sont rares et pérennes. Entre elles il y a fort peu d'écoulement intermittent dans des vallons secondaires. C'est cependant un tel ruisseau, au bassin versant d'une centaine d'hectares, qui alimente la perte de Debain, perte souvent incapable d'évacuer toutes les eaux qu'elle reçoit, d'où l' apparition en surface d'un lac temporaire, de petites dimensions.

Si l'on compare un tel paysage triasique avec celui des "grès" d'Ardèche, il apparaît des différences importantes, dans la topographie de surface d'abord, beaucoup plus marquée dans un cas que dans l'autre. Mais il s'agit là de faits extérieurs à la lithologie. Par ailleurs le réseau de Debain est une perte alors qu'il n'existe dans le Trias ardéchois que des résurgences. Seule la grotte de Pézenas présente, à l'état inactif, des similitudes avec Debain. Il s'agit en effet d'une ancienne perte. Cette différence résulte d'une plus grande intégration de la grotte de Debain au paysage que dans le cas de l'Ardèche, une perte impliquant des rapports fond-surface beaucoup plus étroits que les écoulements à faible débit des "fontaines" du grès : la centaine d'hectares du ruisseau de Debain se trouve en effet totalement dépendante des modalités d'évacuation des

eaux par la grotte et des éventuelles modifications de niveau de base pouvant intervenir dans la grotte, par obstruction des conduits par exemple. A l'inverse, toute la morphologie de Pézenas est liée à l'enfoncement des pertes originelle, l'érosion superficielle l'ayant emporté sur l'érosion souterraine. Cette plus grande intégration est liée à la lithologie du Trias vosgien et du Trias proche de Largentière, qui comportent des étages plus karstifiables, et surtout moins affectés par les variations latérales de faciès que le Trias cévenol plus méridional.

Mais il existe cependant entre les deux paysages des identités nettes. La plus frappante est dans les deux cas une "coexistence" des écoulements souterrains et des écoulements superficiels dans des aires proches, pour des raisons différentes d'ailleurs, puisqu'elles sont lithologiques dans les grès des Cévennes, et essentiellement topographiques dans les Vosges. C'est cependant sous terre que ces similitudes apparaissent le plus : il existe des galeries en dent de scie dans la grotte de Debain qui sont parfaitement identiques à celles de l'Ardèche. Dans les deux cas, les sections des conduits sont faibles, et les chaos et éboulis sont nombreux. La présence de bancs de marne affaiblit la tenue de la roche, rendant difficile la formation de voutes équilibrées. Par contre, il n'apparaît jamais dans le réseau de Debain de sédimentation sableuse.

Ces quelques points communs n'empêchent pas que les différences l'emportent et que le paysage des "grès" cévenols soit, par son relief, sa structure, et surtout son hydrologie, un cas unique à notre connaissance.

Pourquoi en est-il ainsi ? Pourquoi des "grès" même parsemés de lentilles dolomitiques ou de lentilles à ciment carbonaté ont-ils de telles formes "karstiques". Une seule explication est acceptable : l'importance exceptionnelle des précipitations sur ces contreforts cévenols, précipitations qui ont permis des concentrations d'eau suffisantes pour que les formes souterraines apparaissent. Lorsque l'on se trouve à la frange de formation d'une forme, il suffit qu'un des paramètres favorable à l'apparition de la forme prenne une importance peu commune pour que cette forme se développe. Les paysages du Trias en sont un exemple et il serait intéressant de rechercher des aires greseuses affectées elles aussi de précipitations importantes pour y voir si les formes karstiques s'y développent également.

3. 4. 5 - Conclusion.

Nous avons dans ce chapitre étudié plusieurs formes karstiques que l'on pourrait qualifier d'"anormales" si ce terme ne pouvait avoir cours pour désigner des formes naturelles. Nous voudrions, pour conclure, systématiser les différences de formation entre ces phénomènes marginaux et les cas plus classiques.

Si l'on considère une forme karstique "pure", comme celle de l'Urgonien par exemple, la dissolution du calcaire par les eaux en est la condition essentielle. Il en est de même dans les réseaux jurassiques du synclinal de Saint-André-de-Cruzières que nous allons examiner.

Dans le cas du réseau de Champclos, par contre, interviennent des phénomènes d'effondrement qui, étant donné la forte proportion d'impuretés de la roche, tendent à laisser, après dissolution, une quantité importante de résidus insolubles. Mais surtout, ils ne cessent de colmater les passages, plus vite que n'agit la dissolution, d'où réouverture de nouveaux conduits suffisamment étroits pour que n'interviennent pas encore de tels effondrements. On peut donc dire que dans ce réseau la dissolution est sans cesse contrée par l'effondrement.

Dans les grottes du Trias, apparaît un troisième caractère qui prend le pas sur les deux autres : la dissolution s'exerce sur une roche très peu soluble qui, même lorsqu'apparaît un ciment calcaire, fournit une quantité telle de débris qu'elle devrait empêcher la formation de toute forme souterraine. La formation "classique" par dissolution est alors remplacée par une formation par évacuation sous forme solide des débris dégagés par la dissolution ou tout autre processus d'ameublissement de la roche. En ce sens, on peut dire qu'il existe une différence de nature entre les deux types de cavités : le transport solide l'emportant dans le grès sur le transport en solution, les phénomènes de contre-pente deviennent rares, toute l'organisation du réseau dans l'espace se trouve bouleversée par la moins grande facilité d'évacuation des débris, qui donne aux ruisseaux souterrains du grès une hydrologie et des profils en long assez proches de ceux des ruisseaux de surface. Cette primauté du transport solide dans le grès explique et la rareté et les grandes similitudes de forme des cavités qui y apparaissent.

QUATRIEME PARTIE

-:-:-:-:-:-:-:-:-

L'INFLUENCE DU VOLUME DANS LA GENESE ET L'ORIGINALITE DES PAYSAGES CALCAIRES

CHAPITRE 4.1.

-:-

UN EXEMPLE DE PAYSAGE CALCAIRE A FAIBLE EPAISSEUR RELATIVE : LE KARST DE SAINT-ANDRE-DE-CRUZIERES

A la limite sud des plateaux calcaires jurassiques -les affleurements plus méridionaux étant très limités en surface jusqu'à Alès- le paysage calcaire de la région de Saint-André-de-Cruzières forme, si on lui adjoint le plateau des Ramades plus au nord, une unité de paysage aussi nette que l'unité géologique qu'il constitue. Il se distingue fort bien des aires limitrophes, que ce soit la plaine de Berrias parcourue par le Granzon et le Chassezac au nord, la montagne de la Serre à l'est, ou les hauteurs dominant Saint-Paul-le-Jeune et Courry à l'ouest et au sud-ouest.

4. 1. 1 - Géologie.

4. 1. 1. 1 - Stratigraphie et lithologie.

Les raisons de cette opposition sont en premier lieu d'ordre géologique. Le "karst" de Saint-André-de-Cruzières est essentiellement formé de calcaires jurassiques. Les étages les plus favorables à la karstification sont le Portlandien J^{8-7}, le Kimméridgien supérieur J^{6-5} et dans une moindre mesure le Kimméridgien inférieur J^{4} et le Rauracien J^{3}. Ces étages (voir carte géologiques fig. 104 et coupes géologiques nord-sud et ouest-est fig. 106 et 105) forment un S renversé entourant l'anticlinal des Ramades au nord et le synclinal de Saint-André-de-Cruzières au sud.

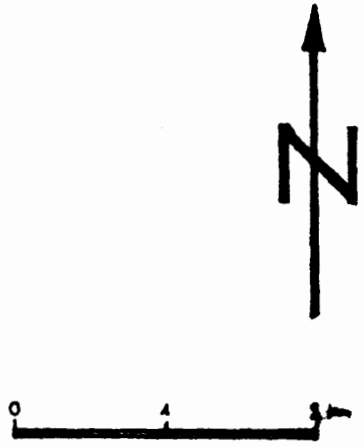
La présence de ces terrains jurassiques est remarquable dans cette région. En effet la plaine de Beaulieu-Berrias au nord est formée de marno-calcaires valanginiens C_{v}, terrains tendres et peu karstifiables.

A l'est, l'extrémité méridionale de la montagne de la Serre est formée de marno-calcaires et calcaires du Barrémien-Hauterivien sans faciès urgonien, sauf au nord-est des Divols et dans quelques blocs, peut-être isolés syngénétiquement par sédimentation récifale, bordant le fossé d'Alès qui limite au sud-est le Karst de Saint-André-de-Cruzières.

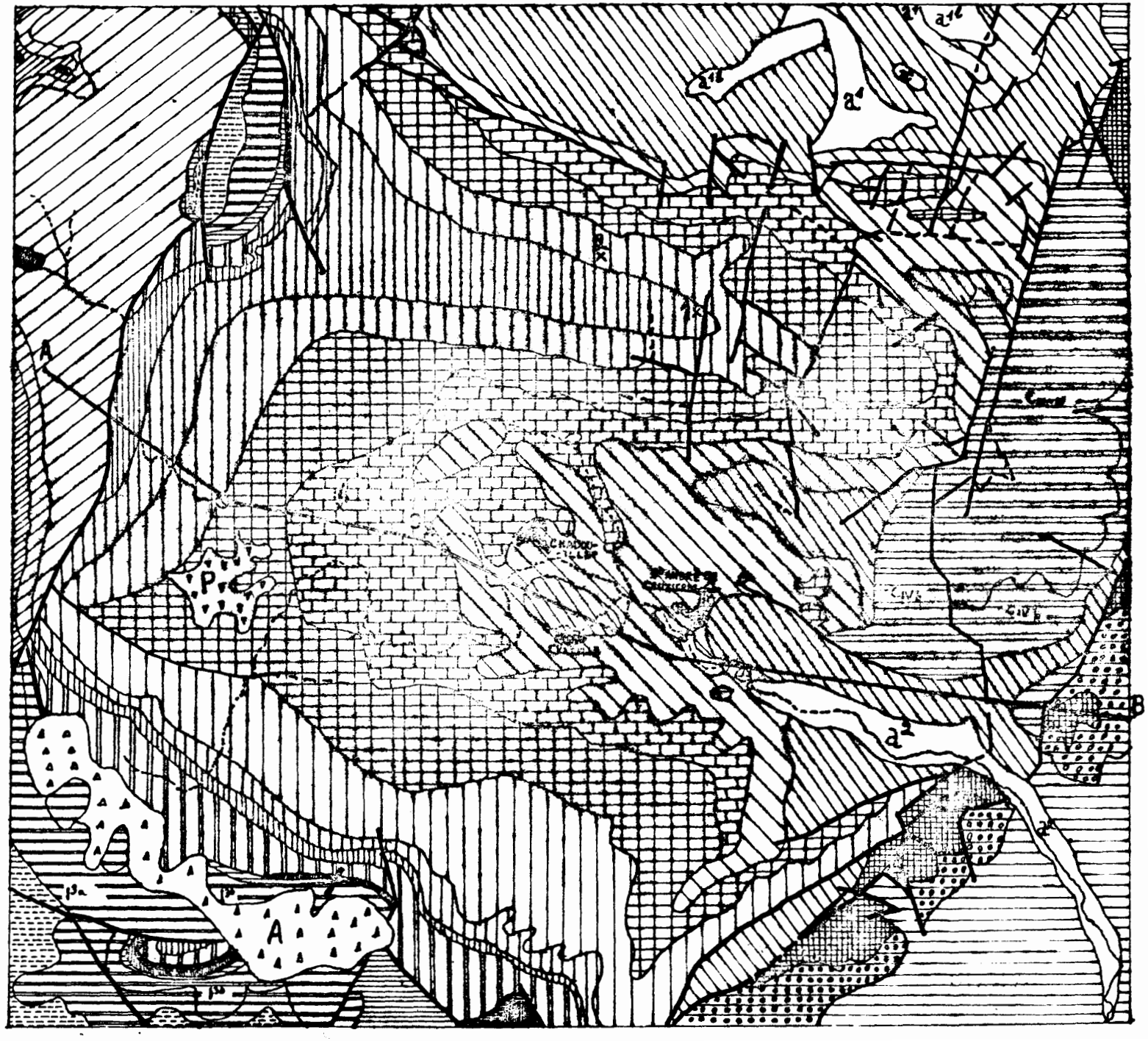
Au sud-ouest, ce sont des terrains du Jurassique inférieur et du Lias qui

FIGURE 104

CARTE
GEOLOGIQUE
DU KARST
DE
SAINT-ANDRÉ
DE CRUZIÈRES



Echelle 1/50.000ème



A éboulis

a^2 Alluvions récentes

a^1 Alluvions anciennes

a^{1l} Loess et limons

P Cailloutis pliocènes (?)

m_{I-II} Oligocène Supérieur
marnes et calcaires lacustres

m_{I-III} Oligocène Supérieur
Conglomerats et poudingues
à gros éléments

C^U Urgonien

C_{III-IV} / $C_{IV b}$ Barrémien et Hauterivien

C_V Valanginien
Calcaires et marnes

C_{VI} Berriasien
calcaires marneux

J^{8-7} Portlandien
(Tithonique)

J^{6-5} Kimméridgien supérieur

J^4 Kimméridgien inférieur
(= Séquanien)

J^3 Rauracien
Calcaires sur marnes

J^2 Argovien
Calcaires todrés

J^1 Callovien

J_{II-III} Bathonien
calcaires marneux et marnes

J_{IV} Bajocien

l^4 Toarcien

l^3 Pliensbachien

l^2 Sinemurien

l^{1a} Hettangien inférieur

l_1 Rhétien

t^{3-1} "Grès supérieurs" triasiques

t_{I-III} "calcaires magnésiens" triasiques

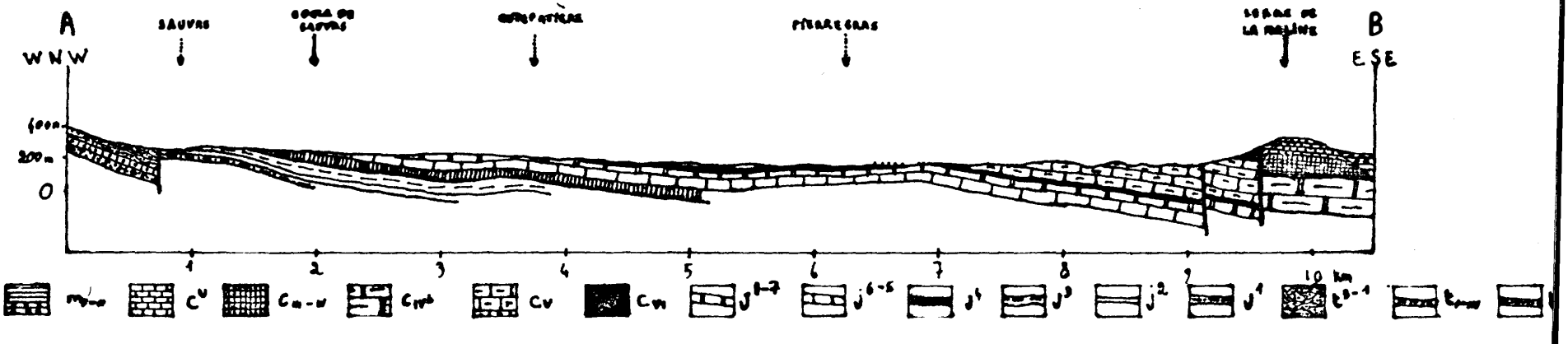
t_{IV} "Grès inférieurs" triasiques

h^1 Stéphanien inférieur

Les chiffres 1 à 4 renvoient aux numéros des sondages électriques multidirectionnels (voir annexe)

LEGENDE DE LA FIGURE 104

Fig.105: Coupe Géologique longitudinale WE du Synclinal de Saint André de Cruzières.



bordent le Karst, parfois en position topographique déprimée, comme autour de Saint-Brès, parfois au contraire en position topographique dominante, comme à l'ouest de Courry.

Enfin à l'ouest ce sont les hauteurs du Trias et du Houiller qui dominent le Karst, dont elles sont séparées autour de Saint-Paul-le-Jeune par une dépression formée dans les terrains tendres de l'Argovien J^2 et du Callovien J^1. Il faut remarquer que ces terrains alimentent des cours d'eau superficiels qui se perdent ensuite dans les affleurements calcaires, dont ils augmentent les circulations souterraines.

4. 1. 1. 2 - Tectonique.

La disposition tectonique de la région de Saint-André-de-Cruzières est elle aussi originale. Il s'agit de la manifestation d'ampleur la plus septentrionale de la tectonique pyrénéenne orientée approximativement est-ouest, ampleur suffisante pour avoir formé un anticlinal et synclinal de grandes dimensions, typiques d'une tectonique de compression qui donne à la retombée septentrionale de l'anticlinal une disposition en pli faillé avec des failles légèrement écaillantes(fig. a, b, c, d, e, f.). Cette disposition, unique dans la région (voir chapitre tectonique) s'accompagne (fig.) d'un léger pendage d'ensemble vers l'est ainsi que de faibles accidents transversaux nord-sud, notamment une petite flexure synclinale à hauteur de Chazelles et une petite flexure anticlinale à hauteur de Pierregras. Il en résulte des affleurements de Crétacé supérieur au coeur du synclinal qui ont joué un rôle important dans l'évolution du paysage calcaire, car ils en ont formé le niveau de base local, étant constitués de calcaires marneux et de marnes peu karstifiables, surtout le Valanginien C_v.

Cette présence de terrains crétacés au centre-est du synclinal et de terrains argoviens et calloviens à l'ouest de l'anticlinal montre que la disposition tectonique est plus précisément une retombée péri-anticlinale et une remontée péri-synclinale juxtaposées.

La disposition d'ensemble est interrompue au nord par la faille légèrement écaillante passant au pli faillé signalée précèdemment. De plus, elle est compliquée au nord-est par des plis moins importants donnant un anticlinal secondaire au gras des Bouchets (fig. A). Toute la partie Est de l'anticlinal est ainsi retouchée par des failles.

Deux accidents tectoniques majeurs limitent la région à l'ouest et à l'est. A l'ouest, une des failles cévenoles, avec un rejet de 200 à 300 m. A

l'est, le fossé d'Alès, avec au nord le secteur intermédiaire de la montagne de la Serre ; ce fossé forme un graben d'au moins 1 000 m de rejet. La sédimentation y a été continue durant tout l'Oligocène avec présence de niveaux à conglomérats et poudingues en bordure de la zone étudiée, niveaux représentant les anciens cônes de déjection ou deltas des rivières dans le lac tertiaire, montre qu'il y avait une émersion de la zone occidentale du fossé d'Alès durant cette période.

4. 1. 2 - Le modelé superficiel.

Il est particulier à la région parce que s'y juxtaposent des formes karstiques superficielles très évoluées et des formes non karstiques tout aussi remarquables.

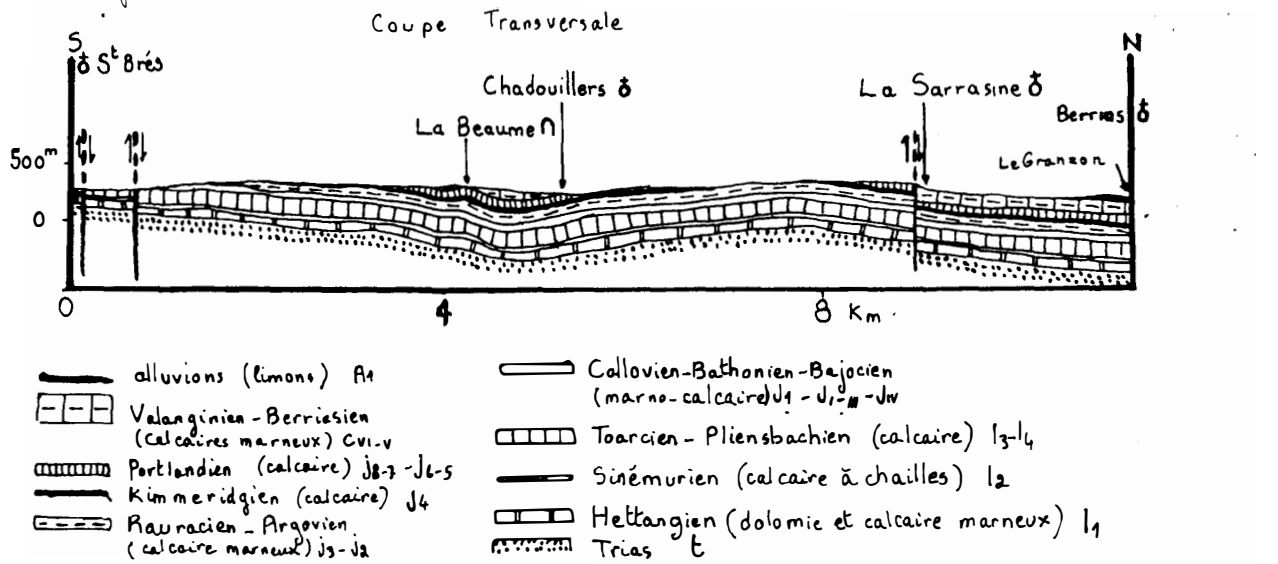
4. 1. 2. 1 - Les formes karstiques.

Elles sont très nettes, surtout sur le Portlandien et le Kimméridgien supérieur. Les lapiés structuraux sont la forme dominante avec une orientation privilégiée nord-sud. Plusieurs des formes résultant de cette fracturation ont été décrites dans les chapitres généraux qui précèdent (aven du Lapiaz notamment). Mais toutes les micro-formes se trouvent soit sous forêt, ce qui gêne leur évolution, -il y a de remarquables bois de feuillus caduques, sur calcaire- soit ont été très remaniées par les actions anthropiques ; les cultivateurs ont, dans la région de Chadouillet notamment, mis en valeur le moindre mètre carré de terrain, allant jusqu'à élargir des fentes de lapiaz pour les remplir de terre et obtenir ainsi des aires cultivables de quelques mètres de long pour un mètre de largeur.

Les vallées sèches sont elles aussi nombreuses ; elles sont de divers types. Certaines sont purement karstiques, identiques en moins développées aux couloirs karstiques précédemment étudiés. D'autres sont plus régulières. La vallée presque totalement sèche qui prolonge les pertes de la Goule de Sauvas est un cas particulier avec alternance de secteurs sans écoulement et de secteurs avec traces d'écoulement. Vers l'aval on passe à une vallée "sèche" à écoulement intermittent.

Les dolines, autre forme karstique significative, sont fréquentes sur tout le secteur jurassique ; mais leurs dimensions ne sont jamais très grandes ; une des plus vastes est la doline du "Cros de Bombelle" à 1 km à l'WSW de Chazelles, qui mesure 125 m de longueur pour 60 m de largeur et une quinzaine de mètres de profondeur. Certaines formes, un peu plus vastes, dans le lieu-dit de "Champ-Long" (X = 224,5 ; Y = 747) sont si peu dénivelées qu'elles

Fig 106 SYNCLINARIUM DE SAINT ANDRÉ DE CRUZIÈRES



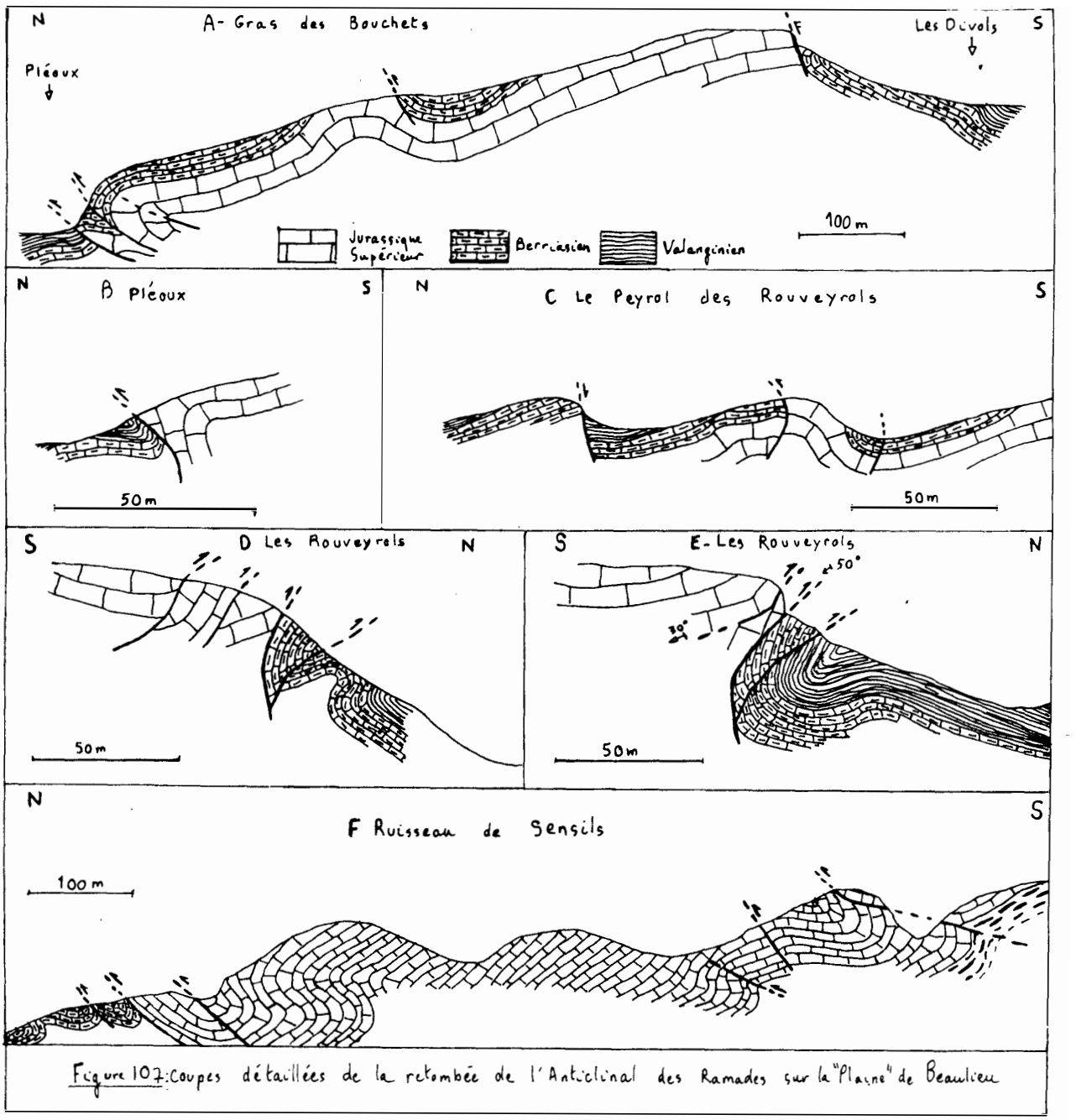
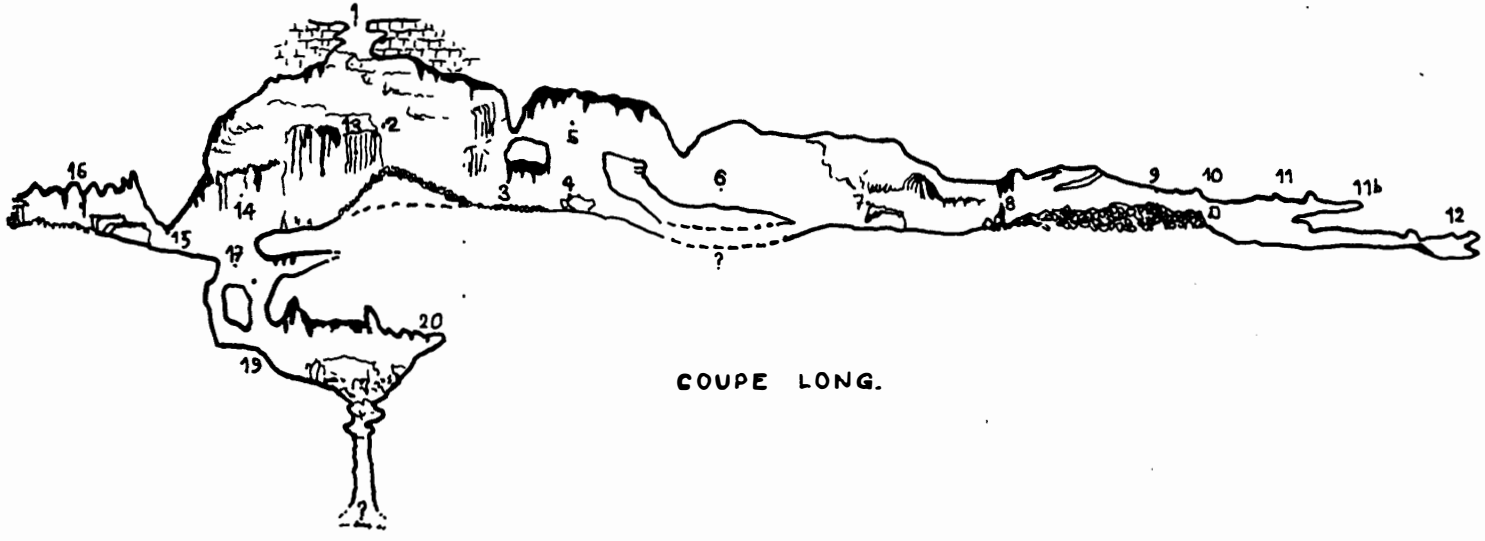
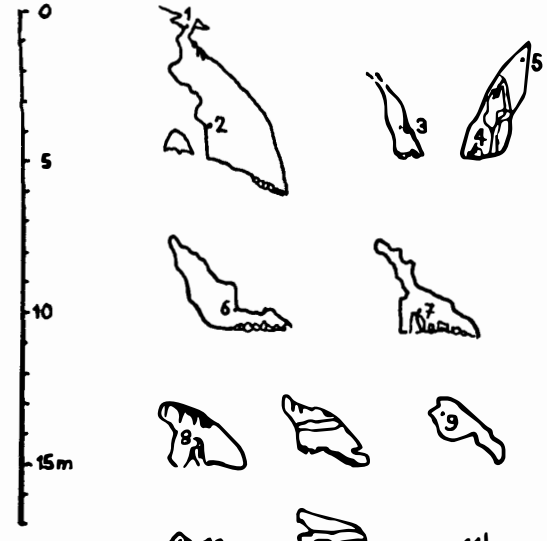


Figure 107: Coupes détaillées de la retombée de l'Anticlinal des Ramades sur la "Plaine" de Beaulieu





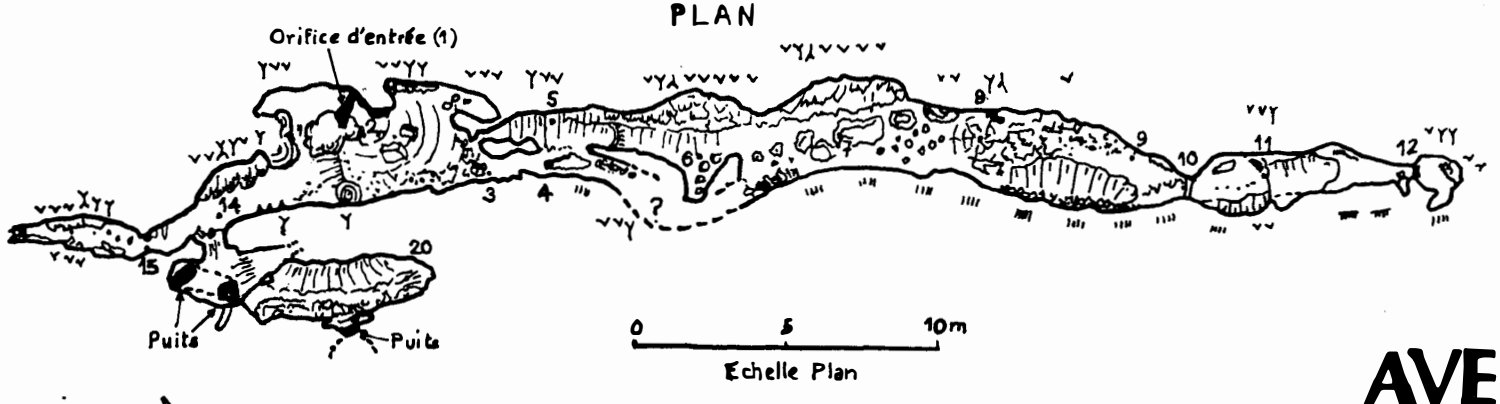


FIGURE 109

Voir légende in fig. 56-57

AVEN CRÉGUT

COORD.: 744,960 / 225,690 ALT.: 260m

DÉP.: ARDÈCHE COM.: SAINT-PAUL-LE-JEUNE

TOPOGRAPHIE LEVÉE PAR B. KLINGENFUSS
DESSIN Y.C. D'APRÈS , , , , , ,

sont difficilement discernables dans le paysage.

4. 1. 2. 2 - Les formes non karstiques.

Elles sont formées de vallées que l'on pourrait qualifier de sèches si elles n'étaient pas régulièrement parcourues par les eaux. La vallée prolongeant la perte de la Claysse est déjà une forme mixte, mais le ruisseau de Rieusset est lui typiquement dépendant de l'hydrologie superficielle. Il a été précédemment décrit lors de l'étude des vallées (voir supra 2.1.2.2.), aussi n'y reviendrons-nous pas, mais ce n'est pas la seule forme non karstique de la région. Il en est de même pour la Claysse en aval des résurgences, en bien plus net. Il faut noter que l'anticlinal des Ramades ne comporte pas de telles vallées, sauf à son extrémité et où le ruisseau de Couonchis drainant la "plaine" des Divols se maintient grâce à une tectonique amenant en surface le Crétacé et grâce à une alimentation amont dans les terrains relativement imperméables du Barrémien inférieur.

Le maintien de telles circulations superficielles dans la partie occidentale du karst est dû à la conjonction de deux facteurs favorables : la présence d'une alimentation en eau par des aires non karstifiées et surtout la faible épaisseur relative du calcaire permettant une saturation rapide des systèmes souterrains qui se trouvent alors doublés par les circulations superficielles. Ces caractères se retrouveront dans l'étude des phénomènes souterrains et de leur implantation dans le paysage. Quant à la part de ces vallées dans l'évacuation de l'ensemble des eaux reçues sur les aires calcaires ou drainées à travers le calcaire, elle est difficilement déterminable, les mesures n'existant pas pour de si faibles cours d'eau, mais elle est certainement faible, les périodes d'écoulement, même si elles peuvent être intenses, étant toujours de faible durée.

4. 1. 3 - Les formes souterraines : introduction.

Elles sont nombreuses et assez bien connues, les recherches spéléologiques ayant été très intenses dans la région, et certains réseaux principaux comme la Cocalière, étant d'un accès facile. Il faut y distinguer plusieurs ensembles indépendants :

Tout d'abord la partie nord de l'anticlinal du Serre Piala forme une unité hydrologique distincte, car elle est séparée, hydrologiquement parlant, du synclinal, par les marno-calcaires et marnes du Rauracien inférieur, de l'Argovien et surtout du Callovien. Nous avons précédemment décrit le Peyraou de Rouveyrol qui draine une grande partie de cette zone, aussi n'y reviendrons-nous pas.

Pertes

NORD

500 m

+290

Grottes

Grotte

CLAYSSE

LES BUISSIERES

Perte

Perte

Perte

+230

+210

+230

VALLEE DE CARLE

talweg

Avens des Planes

PEYREJAL

AXE DU

Aven Martin

+231

SAUVAS

+265

CHADOUILLET

SYNCLINAL

PEYRAOU

Aven

Fte de Peyrejal

la Bouteyrolle

Bartroune

Rés.

Aven Crégut

PLAINE DES CONDAMINES

230

Aven du Crime

Perte

VALLEE DU

220

COCALIERE

+358

RIEUSSET

Peyraou de Chazelles

+447

VALAT DE LA FONT

264

Aven de la doline

BOIS DE LA BAUME

+230

talweg

200

CHAZELLES

Ruisseau temporaire aérien

Réseau souterrain, d'après les levés de M. Chabaud et R. Dival

Figure 108 :

Réseaux souterrains et superficiels du synclinal de Saint-André-de-Cruzières.

Le synclinal présente une karstification concentrique due à la structure péri-synclinale : tous les réseaux convergent grossièrement vers l'ouest de Chadouillet comme le montre la figure 108. Mais l'émergence des eaux avant leur réunion, au moins en ce qui concerne les circulations pénétrables par les spéléologues, permet de distinguer trois grands ensembles souterrains distincts, du nord-ouest au sud-est :

- le système goule de Sauvas - Event de Peyrejal, qui est le véritable réseau souterrain méritant le nom de "Claysse souterraine", puisque cette rivière se perd à la goule de Sauvas et résurge à l'Event de Peyrejal en conservant le même nom, cas assez rare d'assimilation par la conscience populaire de l'identité de circulation entre la perte et la résurgence.

- le système Cocalière-Cotepatière, le plus vaste, qui résurge très près du précédent.

- le système Baume-Event de Chazelles.

A cette répartition géographique en plan s'ajoute une répartition en différents niveaux, morphologiquement distincts. On peut distinguer :

- les avens ou petites grottes superficielles, actuellement inactifs.

- les grands réseaux, pouvant comporter une répartition en plusieurs niveaux.

- les réseaux très inférieurs, noyés presque en permanence, connus par les plongées en scaphandre.

C'est ce dernier ordre, suivant la progression des eaux, que nous allons suivre.

4. 1. 4 - Les formes souterraines superficielles.

Elles sont nombreuses, la région comportant 37 avens et grottes fossiles d'après l'inventaire de B. Klingenfuss (1975), le reste étant constitué des grands réseaux et des pertes et résurgences, le plus souvent impénétrables. L'extension des lapiés a favorisé la mise à jour de ces avens, la couverture de sol et de débris étant relativement faible dans les grands lapiés structuraux. Il existe d'ailleurs des formes intermédiaires comme l'aven du Lapiaz, déjà décrit précédemment (voir fig. 56). Les directions nord-sud sont prédominantes (Aven Martin, voir supra fig. 65 ; aven de Clairago, voir supra fig. 61) et reflètent l'adaptation de ces avens à la fracturation de surface. Des formes un peu plus profondes comme l'aven du Crime (voir supra fig. 57) sont moins dépendantes de cette direction nord-sud parce qu'elles exploitent d'autres discontinuités que les fractures verticales des lapiés.

La localisation de ces avens suit la périphérie du synclinal, le centre

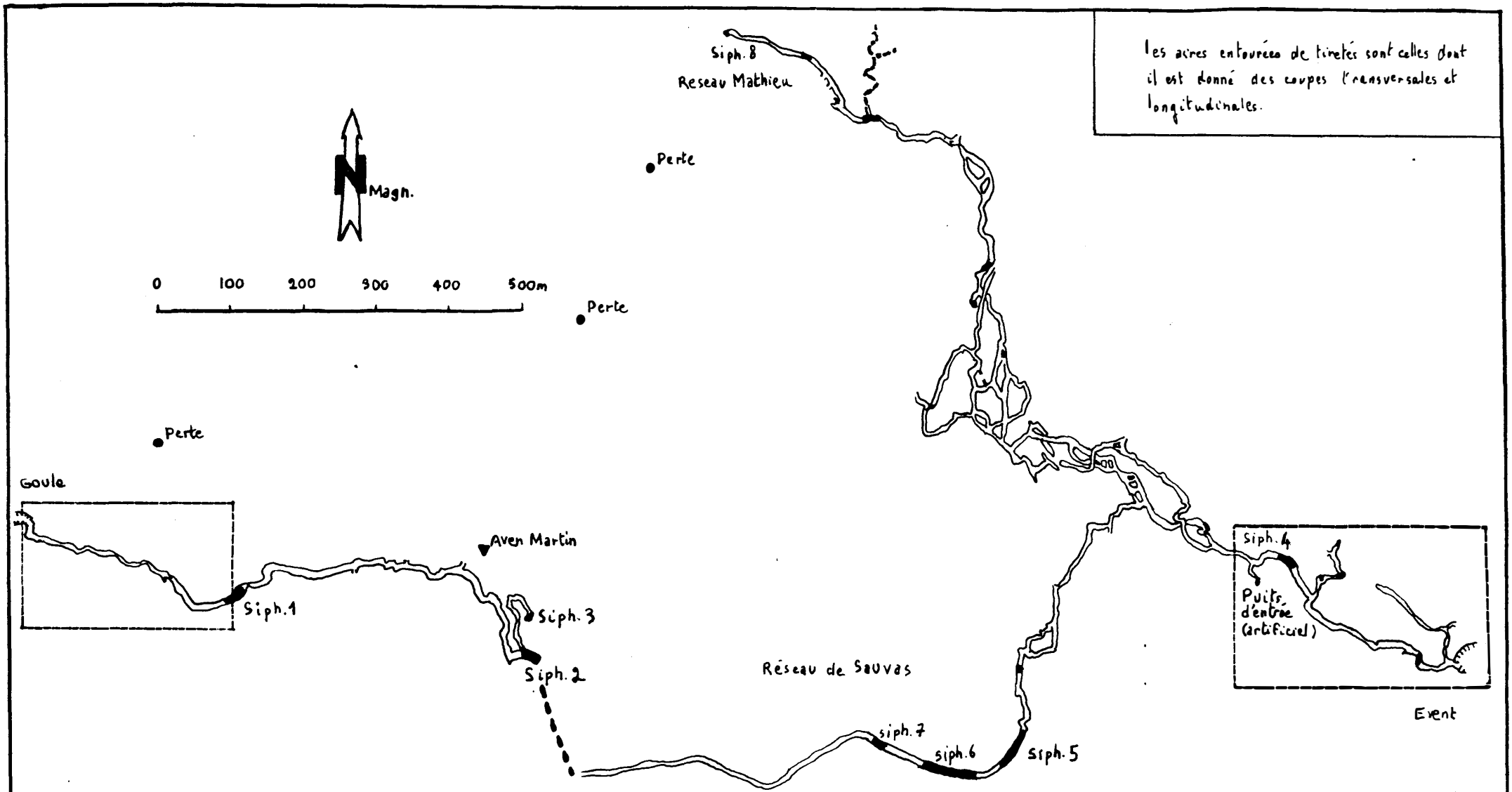


FIGURE 110 : RELATIONS EN PLAN ENTRE LES RESEAUX DE SAUVAS ET DE PEYREJAL (D'APRÈS LEVES G.R.P.S. ET S.C.L.V.)

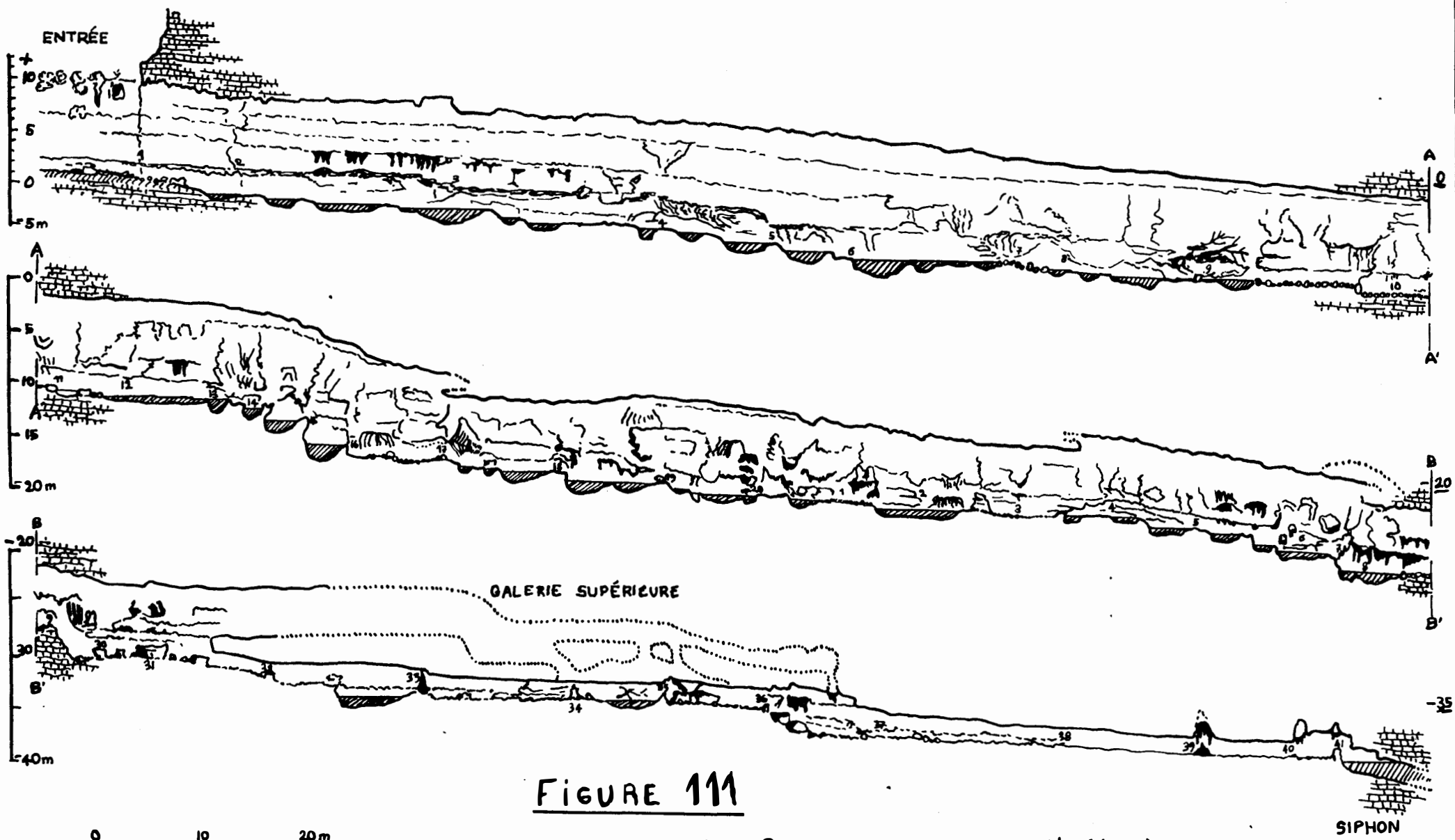


FIGURE 111

GOULE DE SAUVAS, Coupe développée longitudinale

voir légende in fig. 56-57

Y.c. d'après B. KLUINGENFUSS

possédant une épaisseur relative trop faible pour receler des formes inactives. Leur nombre est une indication de plus, combinée avec le concrétionnement fréquent dans leurs salles, même près de la surface, en faveur d'une karstification ancienne et développée.

Un cas particulier, indicateur d'autres phénomènes, est celui de l'aven Crégut. Situé sur une petite butte dominant la "plaine" des Condamines, cet aven (fig. 109), orienté nord-ouest - sud-est, comporte une galerie unique horizontale à une profondeur variant entre 5 et 7 m, galerie donnant au nord-ouest par deux petits puits sur une salle de 5 x 2,5 m située à la côte -12 m, salle dominant un puits très étroit de 5 m de profondeur. L'aven est assez concrétionné sur son flanc sud-ouest, beaucoup plus argileux sur la paroi nord-est.

Cette galerie à très faible profondeur nous semble typique des circulations épidermiques de type périglaciaire, ayant circulé à faible profondeur au-dessus d'un pergélisol, comme à l'aven de la Forestière. La présence de concrétionnement n'est pas incompatible avec une telle formation car nous avons déjà signalé (chapitre sur la paléogéographie) que les régions ardéchoises ont connu des climats très rigoureux au Quaternaire ancien alors que le Würm et dans une certaine mesure le Riss ont été moins marqués, ce qui a permis la formation postérieure au creusement de la galerie d'un tel dépôt de calcite, signe par ailleurs de la faible activité de la grotte de nos jours ; ce concrétionnement est assez étonnant car il implique que les eaux de percolation peuvent se saturer sur un parcours de cinq à sept mètres. Les fissures par où transite l'eau doivent être fort étroites pour que l'eau s'y sature, ce qui exclut l'hypothèse d'une formation de la grotte par approfondissement de fissures de lapiés.

4. 1. 5 - Le réseau Goule de Sauvas-Event de Peyrejal (fig. 110).

Réseau le plus septentrional du bassin, il présente des formes originales dues à sa proximité de la surface. L'épaisseur de calcaire le recouvrant n'excède guère 40 m, au moins dans la branche parcourue par les eaux de la Claysse.

Le système hydrologique Sauvas-Peyrejal comporte trois parties distinctes :

- La Goule de Sauvas jusqu'au premier siphon ; il s'agit d'une galerie de 380 m de longueur, souvent en diaclase et joints de stratification, ces derniers mettant en valeur les bancs demi-métriques du calcaire ; les 100 derniers mètres du réseau sont par contre uniquement en joint, donnant une galerie de type "laminoir".

La particularité de cette galerie est sa pente : elle descend de 38 m

jusqu'au siphon, soit une moyenne de 10 % (fig. 111). L'altitude de l'entrée étant de 220 m, cela donne une côte du premier siphon de 182 m. Or la distance séparant ce premier siphon de l'émergence de Peyrejal est d'au moins 2 000 m pour une dénivelée restant à descendre de 18 m, soit une pente inférieure à 1 %. Aussi la galerie de la Goule de Sauvas peut-elle être considérée comme la portion de réseau rattrapant le niveau de base local de l'émergence. Cela se voit dans la morphologie des galeries qui comportent des formes d'écoulement libre avec les galeries irrégulières des 300 premiers mètres -coupes 1 à 31 de la figure 112- alors que les galeries basses que l'on observe sur les coupes 32 à 41 annoncent déjà les conduits de type phréatique des galeries de Peyrejal.

- La galerie "de Sauvas" et la galerie principale à l'est de la rencontre de cette dernière avec la précédente forment la seconde partie du réseau, qui peut être assimilée à une aire de circulation sub-horizontale des eaux de crue de la Claysse. Il faut préciser que le terme crue est ajouté parce qu'en période normale et plus encore d'étiage d'été, l'eau disparaît dans des circulations -où peut-être des stagnations sous la forme de nappes- de fissures- plus profondes : il n'y a aucun écoulement dans la Claysse, ce qui n'exclut pas des sous-écoulements alimentés par les aires de contact avec les terrains non karstiques ou par le ressuyage des conduits.

Cette seconde partie du réseau est constituée d'une galerie syngénétique typique, fréquemment de forme circulaire ou ovale, parcourue uniquement par des circulations "en conduite forcée". Dans la plus grande partie de la galerie, la roche est absolument nue, les très hautes vitesses de circulation des eaux excluant toute sédimentation. Parfois apparaissent des dépôts de galets dans de fortes contre-pentes, notamment en aval du siphon de 5 m, intermittent, qui se trouve dans la galerie de Sauvas (point A de la figure 114).

Cette galerie est d'assez petites dimensions dans la branche de Sauvas, où elle ne dépasse pas deux mètres de largeur. Plus en aval, ses dimensions augmentent notablement. En aval du siphon de 40 m, la largeur moyenne de la galerie est de 6 m, avec des sections beaucoup plus complexes. La circulation en conduite forcée est attestée par la fréquence des contre-pentes. En l'absence de topographie précise de la partie centrale du réseau, nous avons joint une coupe longitudinale (fig. 113) de la résurgence, qu'il est intéressant de comparer avec la même coupe de la perte : en dehors des contre-pentes, on observe que alors que la zone de pertes comporte des plafonds à peu près rectilignes parce que l'eau agit très rarement sur les voûtes, la zone de résurgence est d'une irrégularité dans son plafond égale à celle de son sol, ce qui atteste

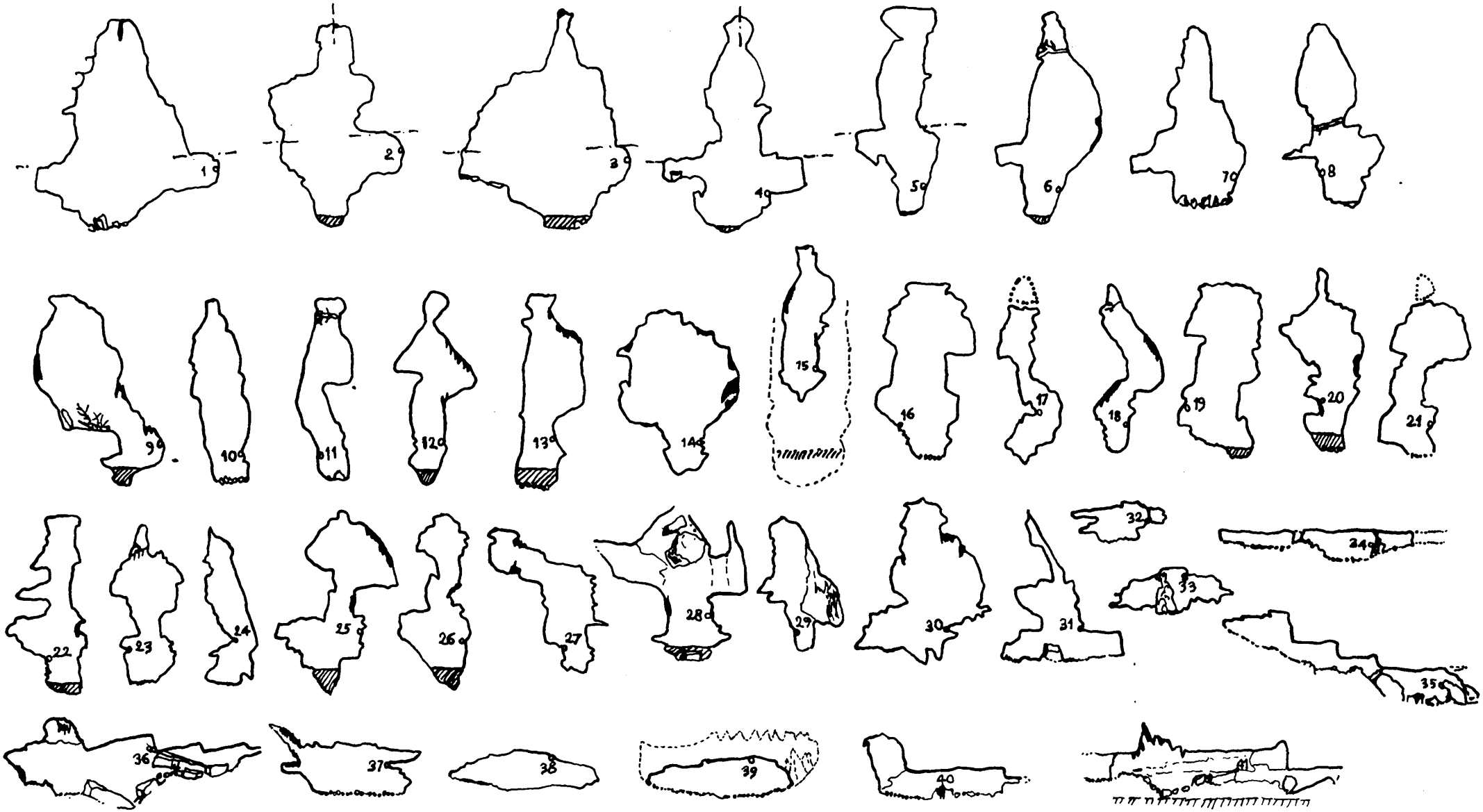


Figure 112 : Coupes transversales dans l'amont de la Goule de Sauvas

voir légende in fig. 56-57.

d'après B. Klingenfuss.

0 2 4 6 8 10

ECHELLE

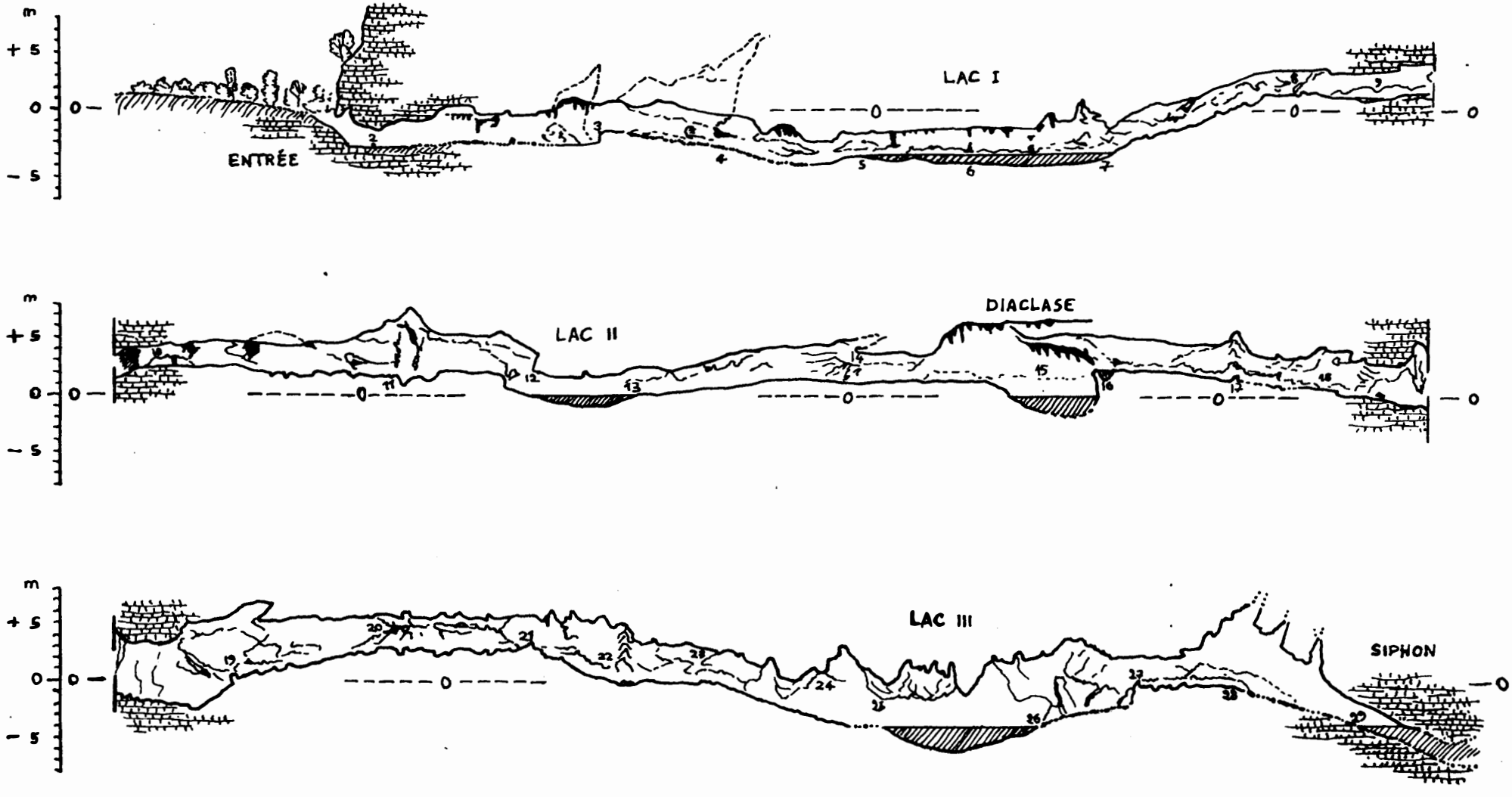


Figure 113

PEYREJAL, Coupe développée longitudinale

dessin Y.C. d'après B. Kliegel et Fons.

que l'eau agit autant sur les voûtes que sur les parois et le sol. Il s'agit d'un des signes les plus nets permettant d'attribuer à une galerie une origine par creusement sous pression.

D'autres signes de circulation en conduite forcées sont les "coups de gouge" qui dans bien des lieux recouvrent uniformément les parois, le plafond et même le sol. Cette dernière particularité est le signe d'une décrue extrêmement rapide sans période prolongée d'écoulement libre qui détruirait au sol ces coups de gouge. De plus nous avons observé sur le sol et les parois des ammonites fossiles parfaitement tranchées par l'érosion sans qu'apparaisse même un millimètre de relief entre le fossile et la roche encaissante.

Ces coups de gouge sont à une dimension limite entre les coups de gouge et les vagues d'érosion, leur dimension atteignant une dizaine de centimètres et leur assymétrie étant souvent très nette. A leur sujet, nous avons effectué une observation, inédite à ce jour à notre connaissance, qui permet de se prononcer un peu plus clairement sur la formation de ces formes, attribuées parfois à un écoulement entre la paroi et un remplissage poreux, parfois à une circulation en conduite forcée, sans présence de remplissage : nous avons observé le passage de vagues d'érosion dans la roche, sans solution de continuité, à des "vagues d'érosion" absolument identiques dans le sol sableux de la galerie. Cette dernière forme étant absolument "fugace" et détruite à chaque crue, cette observation indique qu'il existe en écoulement sans remplissage les conditions de formation de telles vagues d'érosion, ce qui permet de les attribuer à de tels écoulements.

Les vagues d'érosion, entre la "confluence" de la galerie de Sauvas et le puits d'entrée, sont juxtaposées à l'une des formes les plus surprenantes de la circulation en conduite forcée : à partir d'un joint de stratification unique, la galerie, empruntant plusieurs voies éloignées de quelques mètres, et élargissant l'ensemble du joint de quelques centimètres, se scinde en deux autour d'une colonne de roche. Dans le même emplacement, se trouvent des mares, profondes de 10 à 15 cm, surrimposées à la forme générale de la galerie, avec des bords presque verticaux, et dues à une intense corrosion dans des flaques résiduelles.

Mais l'élément le plus surprenant de ce secteur est la présence de concrétions brunes, anciens gours probablement, totalement érodés par les écoulements actuels, si ce n'est quelques placages résiduels de calcite sur les parois, incorporés dans la forme générale de cette dernière. Ces placages sont la preuve que ces galeries, bien qu'apparemment parfaitement syngénétiques, sont plus complexes qu'il n'y paraît, et simplement dominées par un creusement récent en conduite forcée donnant une apparence syngénétique augmentée par les

creusements antérieurs en conduite forcée. Mais des périodes d'écoulement libre avec concrétionnement de calcite se sont produites aussi ; leurs traces ont été presque totalement effacées parce que les écoulements en conduite forcée ont une action érosive considérable, mais ces périodes permettent de douter du caractère parfaitement syngénétique du réseau, d'autant plus que d'autres facteurs viennent s'ajouter à ces vestiges de concrétionnement.

Un de ces facteurs est la présence d'un concrétionnement actuel, non érodé, ou peu érodé, souvent plus clair. Il existe une stalactite de ce type juste avant la rencontre entre la grande galerie et la galerie de Sauvas. Dans cette dernière s'observent des coulées claires en forme de tête d'éléphant dues au dépôt d'eaux saturées arrivant latéralement au sommet des parois. Une d'entre elles barre la galerie sur toute sa largeur et l'on doit passer dessous pour continuer. Ce fait est remarquable par la solidité qu'implique une telle position face aux violentes mises en charge des crues. Mais un tel concrétionnement actuel implique, par opposition avec les traces observées sur les parois, deux périodes de dépôt séparées par une phase de destruction de gours, ces derniers impliquant plus précisément des circulations en écoulement libre, au moins saisonnier, pendant des périodes permettant la primauté de la sédimentation sur l'érosion.

Autre argument en faveur d'une évolution complexe de la galerie par laquelle transitent les eaux de la Claysse, il existe dans la galerie de Sauvas des sections en trou de serrure qui sont généralement interprétées comme des signes d'écoulement libre postérieur à un écoulement en conduite forcée, mais qui peuvent, dans le cas présent, indiquer une différence lithologique entre la partie supérieure de la galerie, formée d'un calcaire assez tendre et à petits bancs, et la partie inférieure, où un calcaire résistant à gros bancs empêche un élargissement notable du conduit, une diaclase particulièrement nette ayant permis une telle formation, comme semble l'indiquer la terminaison nord en baïonnette de la portion de galeries où s'observe une telle section.

Par contre, la présence de remplissages indurés de galets de petites dimensions (3 à 7-8 cm) dans des fissures orthogonales aux parois indique que la galerie a connu des phases de colmatage presque total, relativement incompatibles avec une formation syngénétique, encore qu'explicables par des périodes de faibles crues comportant d'exceptionnelles décrues lentes ayant permis des dépôts progressifs de galets. Mais il existe une petite galerie, juste en aval du point A (voir plan de Peyrejal fig. 114) qui est perchée de 4 à 5 m au-dessus de la galerie de Sauvas dans sa partie amont et de 2,50 m dans sa partie

aval, et qui est une anastomose de la galerie principale. Cette petite galerie, de 0,50 m x 1 m présente elle-même de courtes anastomoses. Des gours dans sa partie amont indiquent qu'elle est alimentée par des circulations fissurales issues de la surface.

Deux explications peuvent être apportées pour expliquer la formation et la position de cette galerie : soit il s'agit d'une galerie contemporaine du creusement de la partie supérieure de la galerie en trou de serrure précédemment décrite, galerie n'ayant pas été affectée par la reprise d'érosion qui a affecté cette dernière ; soit il s'agit d'une galerie formée postérieurement à la galerie principale lorsque les galets l'ayant comblée totalement, il s'ébaucha un creusement vers le haut qui utilisa latéralement les discontinuités du joint de stratification supérieur, d'une manière identique à celle qui s'observe à une échelle bien supérieure dans le réseau de Chauveroche, dans le Doubs, à hauteur de la galerie de la "mini-rivière" (Y. Callot, 1972) ; mais alors que dans ce cas la galerie élaborée secondairement est restée la galerie principale d'écoulement pendant que la galerie primitive restait obstruée par un remplisssage argileux, à Peurejal, par contre, la galerie principale s'est débouchée postérieurement, parce que les mises en charge particulièrement violentes du réseau avaient un pouvoir érosif bien supérieur à celui du réseau de Chauveroche, et parce que le colmatage était bien plus court à Peyrejal.

- La branche NNW de Peyrejal, au-delà de la galerie de Sauvas, constitue la troisième partie de ce réseau. Il ne s'agit pas en effet du même système hydrologique, encore qu'il puisse être alimenté lors des crues exceptionnelles par les eaux de la Claysse suivant la "Combe de Blanc". Mais cette branche Nord est plus fréquemment alimentée par les eaux tombées sur les collines des Buissières, eaux qui atteignent le réseau après avoir percolé à travers une épaisseur d'environ 70 m de calcaire. Cette branche Nord peut être divisée en deux parties morphologiquement distinctes : la "Souricière" et la galerie amont, ou "réseau Mathieu".

La "Souricière" est l'archétype du système anastomosé de grande ampleur. Il s'agit d'un cas limite de circulation sous pression ayant utilisé l'ensemble de la masse calcaire pour se frayer un passage ; sa localisation s'explique par la présence de l'axe du synclinal à son niveau, axe qui a obligé les eaux à changer de discontinuités sub-horizontales.

Dans ce labyrinthe à trois dimensions, le fait le plus important est l'absence de galerie principale et la communication de tous les conduits entre eux, les culs de sacs étant beaucoup plus rares que dans les autres réseaux de la région, ou même que dans l'autre labyrinthe souterrain de l'Ardèche, ce-

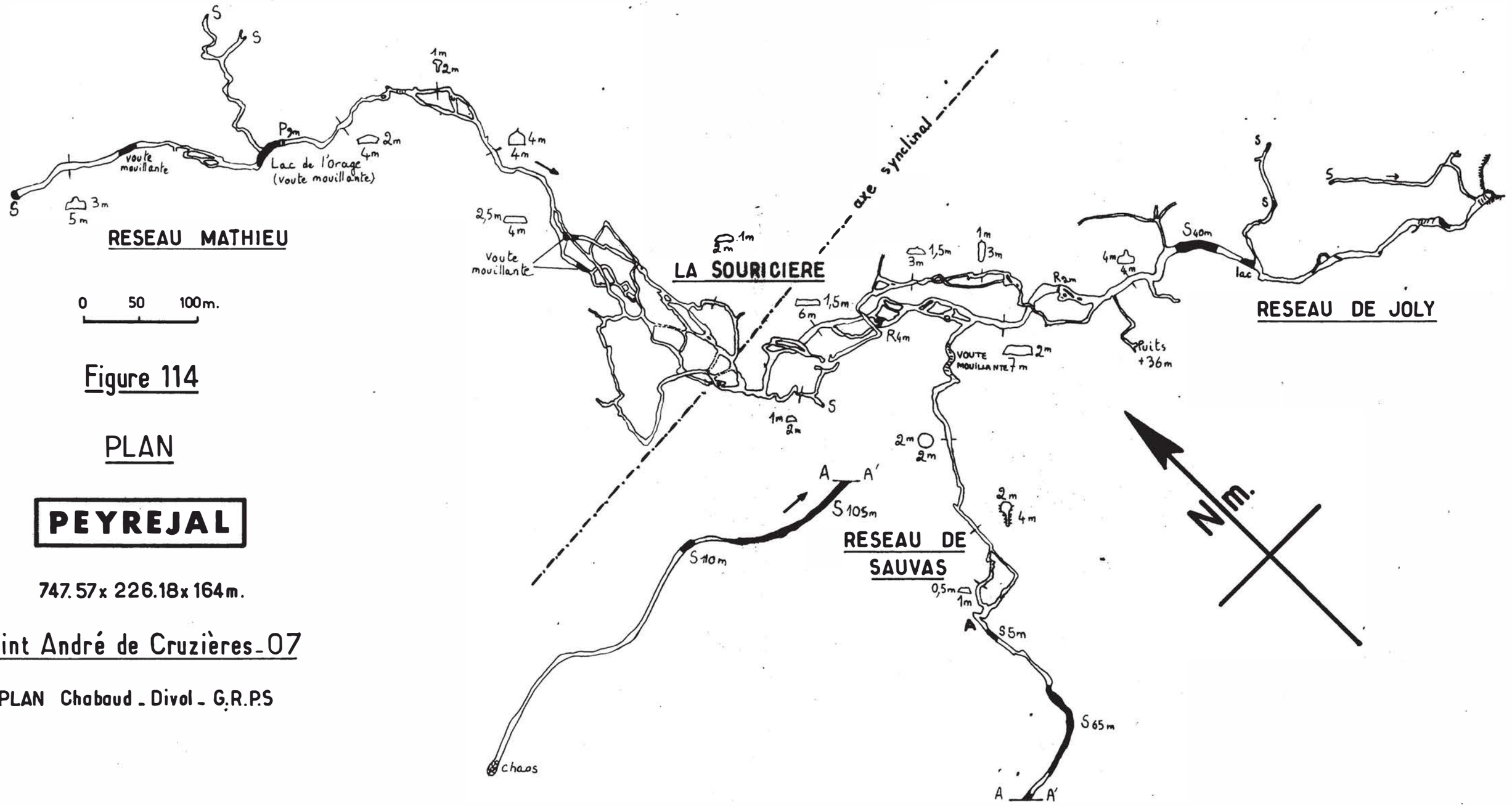


Figure 114

PLAN

PEYREJAL

747.57 x 226.18 x 164 m.

Saint André de Cruzières - 07

PLAN Chabaud - Divol - G.R.P.S

lui de la grotte triasique de Pézenas à Sanilhac (voir supra chapitre sur les paysages calcaires marginaux). On peut y observer tous les types d'anastomoses possibles, depuis le dédoublement de la galerie sur quelques mètres jusqu'à la formation de passages complètement indépendants. Il y a encore dans la partie sud du labyrinthe un axe principal et des galeries parallèles moins importantes que l'on doit suivre pour éviter les verticales, et que l'on atteint par des conduits presque orthogonaux. Au nord de l'axe du synclinal, par contre toute hiérarchisation disparaît.

Les différents types d'anastomoses correspondent à deux formations différentes :

L'anastomose que l'on pourrait qualifier "anastomose de galerie unique" ou "anastomose partielle" est formée sur un seul accident, généralement un joint de stratification, ce qui permet la formation de deux, parfois trois conduits très proches l'un de l'autre. Dans la "Souricière", les diaclases verticales ne donnent pas de telles formes parce que l'épaisseur de calcaire explorable et même karstifiable, est trop faible.

L'anastomose totale : les deux galeries se sont formées sur des accidents distincts, et se rejoignent après un parcours généralement plus long. La plupart des galeries de la "Souricière" appartiennent à ce type de disposition, encore plus complexe qu'il n'apparaît sur le plan, malheureusement incomplet, suivant généralement des diaclases, ce qui explique les angles proches de la perpendiculaire des jonctions : il existe certaines parties de la "Souricière" où l'on circule dans des conduits hauts d'un mètre pour une largeur de soixante centimètres, et où l'on change de diaclase par des conduits orthogonaux de deux à trois mètres de longueur, parfois seulement un mètre ; la scission de la galerie principale de la Goule de Foussoubie, précédemment décrite, appartient à ce type d'anastomose. Bien entendu, ces anastomoses peuvent se développer dans les trois dimensions.

Le réseau "Mathieu" se trouve en amont de la "Souricière" ; c'est une galerie unique de dimensions plus vastes, puisque sa largeur moyenne est de 3 à 4 m. Elle apparaît à 200 m de l'axe du synclinal et ne comporte des branches anastomosées qu'en deux endroits, sur une longueur ne dépassant jamais 50 m. Le développement de la galerie principale est de 600 m et il apparaît une nette hiérarchie entre cette galerie et les galeries affluents, moins vastes. Dans sa partie extrême, en amont du puits de 9 m donnant dans le "Lac de l'Orage", la galerie est très près du niveau inférieur de la zone amphibie ; le Lac de l'Orage paraît être un regard sur le sommet du Karst noyé.

Cette troisième partie du réseau possède des états de paroi et de sols spécifiques. On y trouve des lapiés souterrains parfaits. Certains sont remarquablement structuraux, suivant le pendage, donnant des "lapiés" assymétriques dont le versant allongé correspond à un joint de bancs et le versant court est orthogonal au pendage, l'arête étant indépendante de la pente du sol (fig. 115). D'autres suivent par contre la pente de la galerie. Dans la galerie située juste

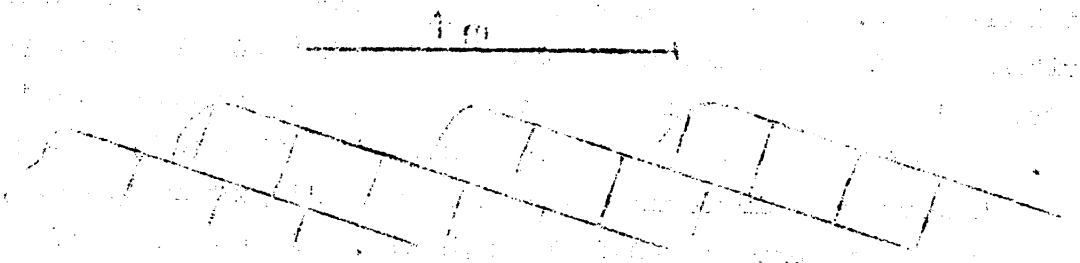


fig. 115 : lapiés structuraux assymétriques dans le réseau de Peyrejal.

au nord de la jonction avec le réseau de Sauvas, le sol est formé de lames de roche de 50 à 70 cm de hauteur. Ailleurs la profondeur des fissures de lapiés n'excède pas 10 à 20 cm.

A la base de verticales se trouvent quelques magnifiques marmites de géant qui ne sont pas le signe d'une action particulièrement violente de l'eau à la base de ces verticales mais d'un blocage de galets au pied de ces abrupts, galets qui s'enfoncent alors sur place. Par contre les phénomènes de roche-éponge corrodée par l'eau sont rares, peut-être parce que la roche est trop résistante, peut-être parce que les actions mécaniques l'emportent sur les actions chimiques.

L'état de paroi le plus particulier à cette troisième partie du réseau est cependant l'omniprésence d'une pellicule d'argile recouvrant voûtes, parois et sols, recouvrant même des formes d'érosion intense comme les marmites de géants. Dans les secteurs particulièrement déprimés, comme certaines voûtes mouillantes signalées sur le plan de la figure 114, la pellicule est beaucoup plus épaisse sur les voûtes et des banquettes d'argile d'un mètre d'épaisseur se sont déposées sur les côtés de la galerie.

De tels états de paroi sont le signe d'une circulation plus lente des eaux dans cette partie du réseau que dans la branche drainant directement les eaux de la Claysse. Cette lenteur peut seule expliquer la présence des banquettes d'argile. De plus la relation entre la vitesse de circulation et l'importance de la sédimentation est corroborée par une de nos observations sur la localisation spatiale des dépôts argileux : ils sont beaucoup plus épais dans les galeries perpendiculaires ou fortement obliques à la direction générale

d'écoulement parce qu'en période de crue l'eau y circule beaucoup moins rapidement que dans les galeries suivant cette direction principale.

Les pellicules sur les voûtes et les parois, par contre, ne sont pas forcément le signe d'une circulation lente, mais impliquent une décrue progressive pendant laquelle l'eau stagne. Si le réseau n'était pas si dangereux à parcourir, des observations répétées des états de ces pellicules argileuses seraient à effectuer. Il est en effet probable que lors des crues, la très grande vitesse de mise en charge de la Claysse et de la Goule de Sauvas permet un afflux d'eau par la galerie de Sauvas alors que le réseau nord est libre d'eau. Ce dernier est donc envahi par la crue d'amont en aval, sans qu'apparaissent d'importantes circulations lors des crues d'importance moyenne, et l'eau stagnante dépose alors sa pellicule argileuse. Mais lors des maximums de crue, il peut y avoir décapage des parois, suivi d'un nouveau dépôt lors de la période de stagnation qui est rendue possible par la faible distance séparant ces galeries de la base de la zone vadose, alors que la zone de circulation des eaux de la Claysse, perchée de quelques mètres et plus proche du point d'émergence, se tarit trop vite pour que se produise le dépôt.

Dans la Claysse souterraine, la présence d'une perte et d'une résurgence liées par des conduits souterrains de grandes dimensions nous ont permis de rechercher l'influence d'un paramètre difficilement envisageable en général : l'importance de l'érosion souterraine lors du transit dans les galeries de sédiments grossiers du type "galets". Nous avons pour cela procédé à la mesure des caractéristiques de quarante galets prélevés à l'entrée de la perte (tableau XXIV), puis nous avons effectué les mêmes mesures sur quarante galets prélevés à une vingtaine de mètres à l'intérieur de la résurgence (tableau XXV) Comme les apports de matériaux internes à la grotte sont rares (absence de remplissages importants), les différences entre les deux séries nous renseignent sur l'ampleur de l'érosion exercée sur les galets lors de leur parcours souterrain. Ces différences sont exprimées dans le tableau XXVI où sont comparées les moyennes des mesures de chaque prélèvement.

TABLEAU XXIV : Mesures de dimensions et d'émoussé des galets à l'entrée de la GOULE DE SAUVAS.

L	l	h	R	r	Remarques
16	7,5	3	Pratiquement pas d'émoussé ; calcaire local		
11	10,5	7	9	1,5	Grès non local
14,5	8,5	7	5	négligeable ; peu émoussé ; calc.local	
10	7,5	6,5	10	2,5	Calc.Cristallin beige
19	13	7,5	Pas d'émoussé ; trace de fractures récentes ; empreinte d'ammonite de r = 16 cm.		
8	7	2,4	2,5	1+ éclats récents ; calc. local	
24	20	13,5	25	7	calc.à gros grains non local
16	10,5	3	20	0,5	calc.local.Eclats récents
8	5,5	5	Pas d'émoussé.		" " " " " " " "
5,5	5	4	Rectil.	0,5	" " " " " " " " rares.
14	9,5	4,8	" " "	1	" " " " Redans d'éclats postérieurs
8,5	5,5	3,8	" " "	0,5	calc.local.Eclats récents rares.
8	7,5	2,5	" " "	0,5	" " " " " " " " " "
14	9	3,5	22	1	" " " ".
19	12	5	Rectil.	1	" " " " Eclats récents.
9,5	9	5,5	" " " "	1	" " " " très émoussé puis brisé
8,5	6	3,8	" " " "	1	" " " " en plaquettes
7,5	3,5	2,8	-20	0,5	" " " "
6,5	5,5	3,5	20	1,5	Calc.beige non local
5,5	3,8	2	Rectil.	0	Calc.Local.Eclats récents.
10,5	7,5	5,5	-18	0,3	" " " " " " " " " "
11,5	6	4,5	-20	0,5	" " " " ".
5	4	3	-5	0	" " " " " " " " " " " "
7,5	5	2,5	-2	0,5	Calc.Beige non local.
7	5,5	2,5	-20	0	Calc.local.Eclats récents.
9	6	2	Rectil.	0	" " " " " " " " " " " "
10,5	6,5	3	-13	0,3	" " " " ".
6,5	6	3,3	Rectil.	0,2	" " " " ".
9	4,8	4	" " "	0,2	" " " " ".
10	3,8	2,7	" " "	0	" " " " " (en plaquettes). Eclats récents.
6,5	5,3	1,3	11	0,3	Calc. bleu non local.
6	6	2,8	-17	0,8	Calc. beige non local.
9	5,5	2	Rectil.	0,2	Calc. local.
7,5	6,5	3,8	" " "	0,2	" " " " " ".
9,5	4,5	1,5	" " "	0,1	" " " " " ".
9,5	2,5	2,5	" " "	0,2	" " " " " ".
5,5	4,5	1,5	" " "	0,2	Calc. non local.
5,5	5	2	-3	0,5	" " " " " " " ".
5	4	2	Rectil.	0,3	Quartz
8,5	5	2,5	" " " "	0,2	Calc. Local.

Le signe - devant un chiffre signifie que le rayon mesuré est tourné vers l'intérieur du galet. L = plus grande longueur ; l = plus grande largeur ; h = plus grande épaisseur ; R = plus grande courbure mesurée ; r = plus petite courbure mesurée, 0 indiquant un angle vif.

Toutes les dimensions sont données en centimètres.

TABLEAU XXV : Mesures de dimensions et d'émoussé des galets dans l'EVENT DE PEYREJAL, à 20 m de l'entrée, en sommet de couche sur du sable grossier.

L	l	h	R	r	Remarques
3,6	1,9	1,5	5	0,3	Calc. gris.
11	6	4	-24	1,5	
10	9	6,5	Rectil.	2	Traces d'éclats émoussés.
7	5,8	2,5	6	1	Calc. cristallin.
4,7	4,6	2,2	4	0,7	" " " " " " " " .
9,5	7,5	5,4	Rectil.	1,5	" " " " " " " " .
5,5	4,8	3	4	1	" " " " " " " " .
5,7	5,4	2,3	Rectil.	0,5	Calc. Gris.
5	4,2	2	" " " "	0,2	" " " " " ", traces d'éclats.
4,2	3,8	1,8	4	0,7	" " " " " ".
7	5,3	3,2	Rectil.	0,5	" " " " " ".
6,5	4,5	3,2	17	0,7	" " " " " ".
6,6	4,1	2,3	Rectil.	0,2	" " " " " ".
4,7	2,7	2,2	" " " "	0	" " " " " ". Eclats récents.
3,8	3,5	2,2	4	0,5	Calc. cristallin.
5,6	4	1,1	Rectil.	0,2	Calc. gris.
4,6	3	1,5	" " " "	0,3	" " " " " .
3,9	3,5	1,4	16	0,1	" " " " " .
6,8	3,8	2,7	Rectil.	0,8	Roche métamorphique.
4,6	3,9	2,7	" " " "	0,5	Calc. gris.
10,4	6,5	4,3	" " " "	1	" " " " " .
6	4,8	1,7	-15	0,4	" " " " ".
5,5	4,3	1,8	Rectil.	0,4	" " " " ".
3,7	3,4	2,7	14	0,9	Calc. cristallin.
8	6,8	2,5	Rectil.	0,7	Roche stratifiée.
6	4,2	2,4	20	0,4	Calc. gris.
5,1	4	1,4	Rectil.	0,2	Calc. gris percé.
7,2	4,1	1,8	-20	0,5	" " " " ".
11,5	6,8	2,8	20	1	" " " " ".
7	3	2,8	22	0,5	" " " " ".
6	3,7	2,3	-8	0,3	" " " " ".
7,2	4,8	2,1	18	0,8	" " " " ".
6,8	6,6	1,1	Rectil.	0	" " " " ". Eclats récents.
6,2	2,7	2,1	17	0,5	" " " " ".
4	4	1,1	20	0,5	" " " " ".
3,6	2,8	2	20	0,3	Quartz.
4,1	4,5	1,8	18	0,4	Calc. gris.
6,2	4,8	1,7	Rectil.	0,5	" " " " " .
4,5	3,4	2,1	16	0,2	" " " " ".
4	3,2	1,5	3	0,5	" " " " ".

Le signe - devant un chiffre signifie que le rayon mesuré est tourné vers l'intérieur du galet. L = plus grande longueur ; l = plus grande largeur ; h = plus grande épaisseur ; R = plus grande courbure mesurée ; r = plus petite courbure mesurée, 0 indiquant un angle vif.

Toutes les dimensions sont données en centimètres.

Emplacement	Sauvas	Peyrejal	Rap.Peyrejal/Sauvas
Plus gde longueur L (cm)	9,80	6,33	0,65
Plus gde largeur l (cm)	6,76	4,49	0,66
Plus gde épaisseur h (cm)	3,78	2,39	0,63
Plus petite courbure mesurée r (cm)	0,65	0,58	0,89
Galets à éclats récents	16	4	0,25
Rapport l/L	0,69	0,71	1,03
Rapport h/l	0,56	0,53	0,95
Rapport r/L	0,066	0,092	1,39

Tableau XXVI : Comparaison entre les moyennes de dimensions et d'émoussé des galets à l'entrée (Goule de Sauvas) et à la sortie (Event de Peyrejal) de la Claysse souterraine.

Le tableau XXVI, portant essentiellement sur des galets calcaires de nature à peu près identique, montre quelle est l'évolution -toutes choses étant égales d'ailleurs- de ces galets lorsqu'ils transitent sous terre sur environ 2 500 à 3 000 m. Il est difficile de savoir quelle est la vitesse de ce transit, mais étant donné le caractère particulièrement violent des circulations d'eau dans le réseau, le passage des sédiments doit être bref, à l'échelle géologique s'entend.

Cette évolution s'observe essentiellement dans la troisième colonne du tableau où ont été mises en rapport les deux séries de mesures. On y observe une nette diminution des dimensions moyennes des galets dans tous leurs axes, le rapport entre les dimensions à la résurgence et celles à la perte étant environ 0,65. Il faut noter qu'une telle diminution des dimensions entraîne une diminution bien plus importante du volume des galets, approchant les 3/4. On constate donc que les galets sont fortement usés pendant leur transport souterrain.

Cette usure se retrouve dans l'émoussé de ces galets. En effet la moyenne des plus petits rayons de courbure mesurés dans les galets de la perte étant de 0,65 cm à la perte et de 0,58 cm à la résurgence, la diminution des rayons est loin d'être proportionnelle à la diminution des dimensions puisqu'elle donne le rapport 0,89. L'usure des sédiments grossiers est semble-t-il effectuée plus par frottements que par choc, puisqu'on observe 10 % de galets portant des

traces d'éclats à la résurgence, contre 40 % à la perte. Il y a lieu cependant d'interpréter avec prudence cette différence qui peut résulter soit d'une différence mécanique de transport, soit d'une disparition sous terre de l'action du gel sur ces galets.

Ces chiffres montrent que l'érosion -mécanique et chimique à la fois, mais plus mécanique que chimique, car il n'apparaît pas de traces de corrosion différentielle sur les galets- est puissante dans les conduits souterrains- et amenuise considérablement les sédiments transportés. L'explication de cet amenuisement réside dans la concentration de l'écoulement dans un conduit parfois étroit, avec de très fortes mises en charge, et dans l'absence d'apports latéraux, comme il y en a dans les cours d'eau de surface, qui compensent l'amenuisement des galets par la fourniture d'un matériel neuf pas encore érodé.

4. 1. 6 - Le réseau Cocalière-Cotepatière.

Situé au sud du réseau de Sauvas-Peyrejal, avec une orientation générale sud-ouest - nord-est, c'est le plus vaste réseau de la région. Sa longueur peut être estimée à sept kilomètres au mieux, mais l'aménagement des réseaux supérieurs amont rend difficile une étude sérieuse de toute cette partie, le propriétaire ne permettant pas que l'on s'écarte des galeries aménagées pour étudier la morphologie du reste de la grotte.

Le réseau s'étend sous la zone de pierrailles et de champs abandonnés située autour de l'aven de la Cocalière, puis, après être passé sous la vallée sèche -mais pas toujours sèche- du Rieusset, il s'étend surtout sous le lieu-dit "les Gachieux".

Bien que supérieure en amont à celle observable sous le réseau de Peyrejal, l'épaisseur relative du calcaire est relativement faible, ne dépassant guère 90 m dans l'extrême amont et restant dans la partie aval aux environs de 50 m. Cependant, à l'inverse du réseau précédent, un étagement morphologique des formes a pu s'établir.

On peut distinguer trois ensembles morphologiques dans le réseau, à la lumière de ce que l'on peut observer ou deviner, d'autres ensembles non visitables existant peut-être :

- Les galeries supérieures aménagées forment le premier ensemble. Le seul plan dont nous disposions est celui du croquis général des réseaux (fig. 108), mais nous avons pu, à la faveur de visites "touristiques", effectuer un certain nombre d'observations.

Tout d'abord l'étagement des réseaux paraît assez simpliste, et limité à deux grands étages : l'étage actif ou plutôt semi-actif correspondant à la partie aval du réseau, et l'étage aménagé, lui-même parfois envahi par les crues exceptionnelles. Au-dessus, une galerie signalée comme correspondant à un étagement supérieur correspond à un affluent du cours principal. Quant au petit réseau décrit par les guides lors de la descente dans la grotte, il est lui aussi un ancien drain de l'eau infiltrée de la surface, et n'est pas suffisant pour indiquer un étagement.

Ce réseau supérieur est grossièrement perpendiculaire au pendage sud-nord ; il est assez concrétionné, avec des formes spécifiques que l'on retrouve rarement en dehors du réseau (disques ascendants de calcite). Le concrétionnement, comme dans la grotte du "Père Noël" à Han-sur-Lesse, suit les fractures par lesquelles s'est effectuée l'infiltration. Son importance souligne le caractère presque totalement inactif de la galerie. Les circulations d'eau que l'on peut observer de nos jours dans les gours du réseau aménagé ne sont fonctionnelles que quelques mois par an. Le reste de l'année, elles sont alimentées par un pompage effectué dans les réseaux inférieurs.

L'histoire morphologique de la galerie est certainement complexe. Elle a connu, après son creusement, au moins deux phases de remplissage attestées par deux banquettes "de remplissage" absolument indubitables parce qu'angulairement divergentes du pendage de la roche (fig. 116).

Ces banquettes indiquent que la galerie a connu des périodes de circulation lente pendant lesquelles l'eau sédimentait au fond du lit, ce qui excluait

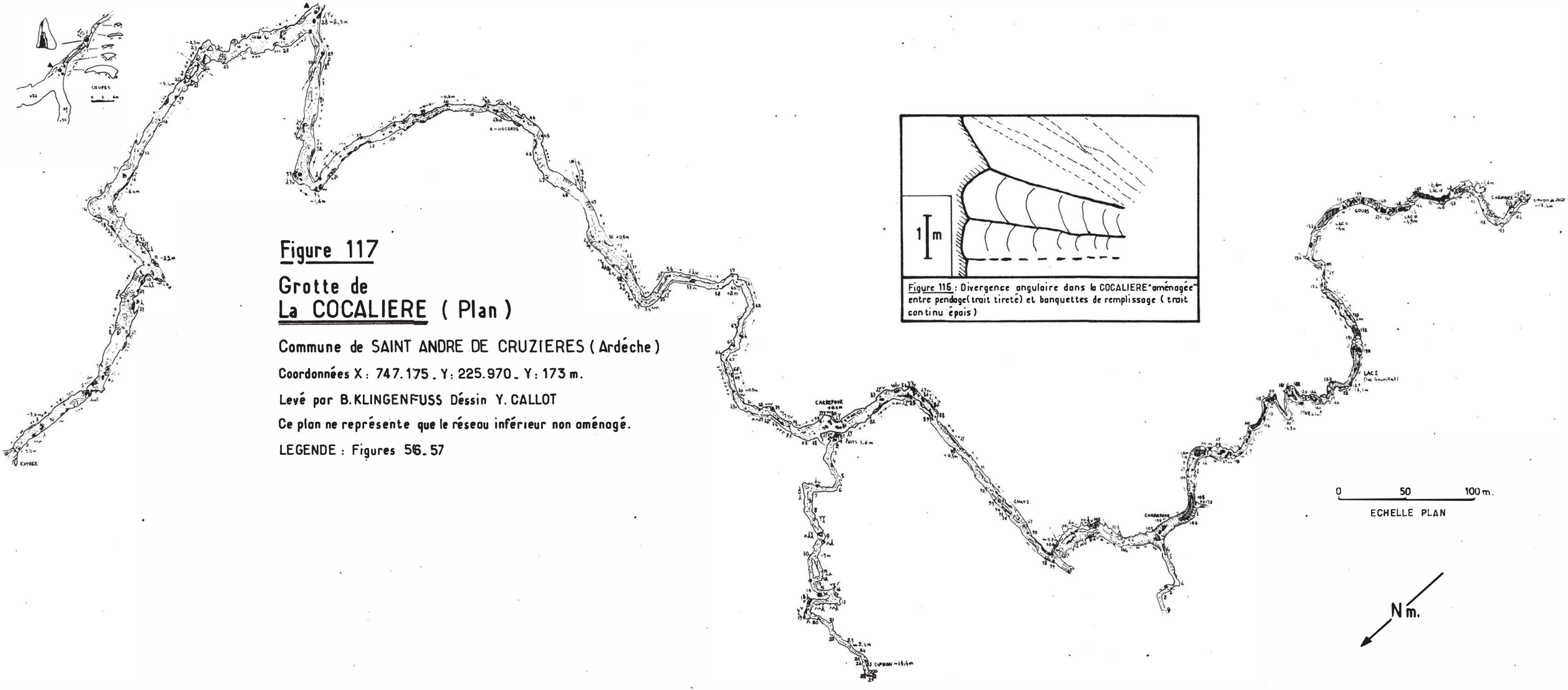


Figure 117

Grotte de La COCALIERE (Plan)

Commune de SAINT ANDRE DE CRUZIERES (Ardèche)

Coordonnées X : 747.175 . Y : 225.970 . Y : 173 m.

Levé par B. KLINGENFUSS Déssin Y. CALLOT

Ce plan ne représente que le réseau inférieur non aménagé.

LEGENDE : Figures 56. 57

Figure 116 : Divergence angulaire dans la COCALIERE "aménagée" entre pendage (trait tireté) et banquettes de remplissage (trait continu épais)

toute érosion, et corrodait au-dessus de la partie sédimentaire.

Cette galerie comporte aussi des secteurs sans concrétions où d'importants blocs, d'échelle métrique se sont effondrés des voûtes à la faveur d'un important diaclasage, que l'on suit tout au long des salles touristiques, mais qui ne se manifeste que dans certaines aires. Ce diaclasage est attribuable à la proximité des failles de retombée cévenole qui ont fortement tectonisé l'extrémité ouest du synclinal de Saint-André-de-Cruzières.

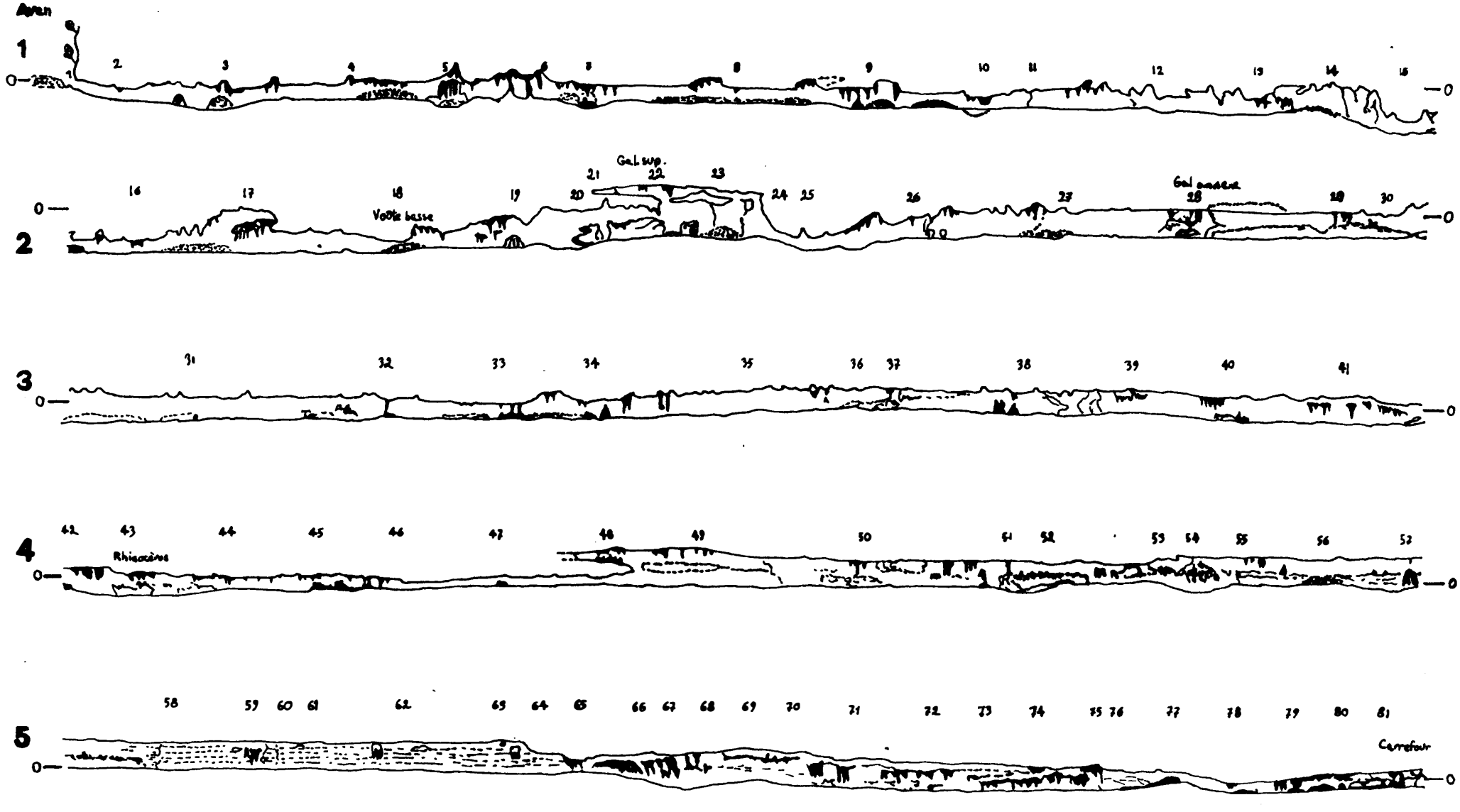
- Sous les galeries touristiques se trouverait un réseau "actif" bien plus fréquemment en charge que la galerie aval, et où des lacs importants se maintiendraient en permanence. Malheureusement, l'absence de documentation sérieuse sur ces galeries ne permet pas d'en dire plus.

- La galerie aval ou Cocalière basse, facilement accessible par l'aven de la Cocalière, (l'orthographe de ce dernier aven est fortement imprécise et nul ne peut dire quelle est la plus véridique ; aussi nous en tiendrons-nous à la plus courante) est la plus intéressante du réseau dans l'état actuel de nos connaissances. Elle a un développement total de 3 249 m pour un cheminement de l'entrée au fond de 2 156 m ; elle a été, comme de nombreuses autres grottes de la région, remarquablement bien topographiée par B. Klingenfuss, aussi les chiffres avancés sont-ils, pour une fois, probablement exacts.

La galerie (voir plan fig. 117), d'orientation générale sud-ouest -nord-est, est assez sinueuse dans le détail. Elle présente quelques sections rectilignes qui sont à mettre en corrélation avec les discontinuités originelles ayant permis sa formation.

Si l'on considère la galerie principale en coupe longitudinale (fig. 118), on est frappé par la quasi horizontalité de cette galerie. Excepté au niveau du siphon "de Joly", sa côte par rapport à celle de l'entrée varie entre ±0 et -10 m. Après une "descente" d'une dizaine de mètres de l'entrée aux points topo 16-17, la galerie remonte imperceptiblement jusqu'au point 37, puis redescend de deux mètres jusqu'au point 43 pour remonter à la côte 0 vers le point 50. Elle reste à ce niveau jusqu'au point 64, puis reste légèrement en-dessous jusqu'au point 82 où elle revient à la côte 0 jusqu'au point 99.

A partir du point 100, la galerie est toujours en-dessous de la côte 0, atteignant la côte -10 au lac 1 (point topo 129). Parfois les voûtes elles-mêmes se trouvent au-dessous du niveau de l'entrée. Cette légère différence se manifeste dans l'aspect de la galerie qui devient beaucoup plus argileuse, boueuse même parfois, et qui est coupée de cinq lacs. L'abaissement de quelques mètres du niveau de la galerie, combiné avec l'éloignement du point d'émergence entraîne une stagnation de l'eau lors des décrues permettant un tel dépôt, assez rares aux voûtes sauf dans les passages très déprimés des lacs I, II et IV.


Aven
1
2
Voûte basse
Gal. sup.
Gal. ancienne
3
4
Rhinocéros
5
Carrefour

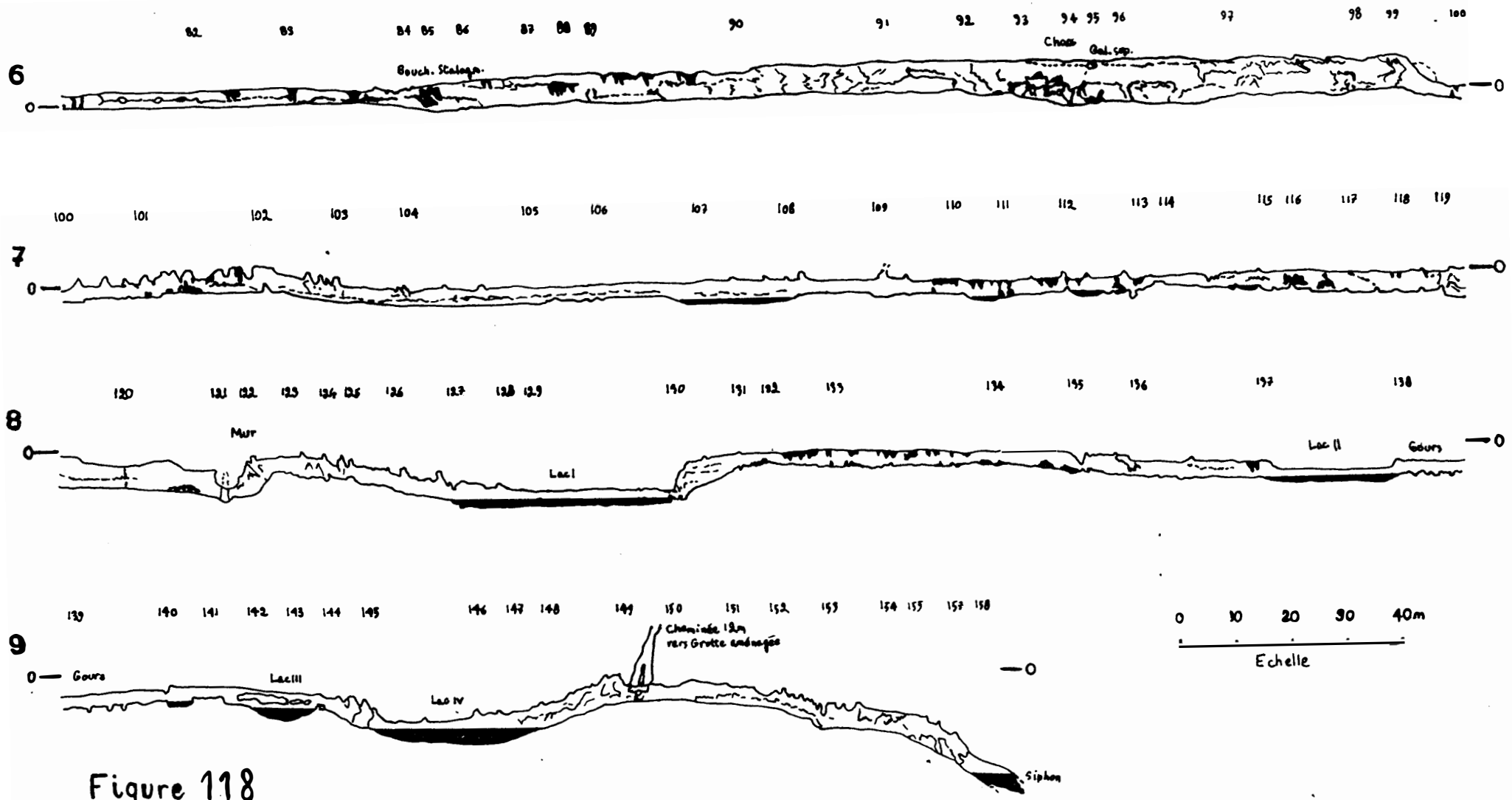


Figure 118

COCALIÈRE BASSE : COUPE DEVELOPPÉE LONGITUDINALE DE LA GALERIE PRINCIPALE . dessin Y.C. d'après B. Klingenfuss.

La coupe longitudinale montre aussi l'importance du concrétionnement, qui parvient à obstruer parfois presque entièrement la base de la galerie. Il ne semble pas y avoir de corrélation entre le niveau du conduit et l'ampleur des concrétions, au moins dans la partie proche de l'entrée. Cependant, vers le fond, il se fait un peu plus rare, quoiqu'étant très important dans les aires où il subsiste. Les placages argileux sur les parois peuvent gêner son dépôt. Il manque presque toujours dans les aires très déprimées, notamment autour des lacs I et IV. Le lac II est par contre dominé par de vastes gours correspondant à des infiltrations locales d'eaux de surface.

Mais les coupes les plus instructives sont les coupes transversales des galeries (fig. 119 et 120) qui permettent de suivre de très près l'évolution de leur morphologie, à condition d'avoir une coupe tous les quinze mètres en moyenne. Elles permettent de déterminer plusieurs secteurs de formation différente en fonction de l'origine de la galerie et de son remplissage, et de mieux saisir les conditions de formation.

Le caractère principal du réseau est l'importance qui ont les joints de stratification, ou d'autres discontinuités horizontales ; rares sont les coupes où elles n'apparaissent pas, et ces coupes sont souvent dans des aires concrétionnées où des apports d'eau agressive antérieure à la sédimentation ont pu effacer l'influence du joint originel (coupes 3, 4, 5, 6, 17, 19, 85, 86, 87).

Ces trois dernières coupes sont aussi rattachables à la seule partie de la galerie où c'est une diaclase qui a été l'unique discontinuité originelle. Il s'agit de la partie de la grotte allant des sections 86 à 98, qui forme un couloir rectiligne de 170 m de longueur, orienté est-ouest sur une fracture à pendage de 30° vers le nord qui, vu cette orientation, est probablement une faille de poussée pyrénéenne.

Il est parfois difficile de distinguer la différence entre les deux types de galeries lorsque la phase originelle utilisant le joint a été suivie d'une phase en écoulement libre qui a approfondi la galerie en joint, donnant des parois verticales assez élevées pour paraître issues d'une diaclase. La figure 121 montre les relations entre les vestiges de cet ancien conduit et la galerie actuelle, avec parfois un décalage en plan entre les conduits. Une telle formation est dominante dans les coupes 52 à 76, avec des interruptions facilement explicables, comme la coupe 62 où, sur une courte partie de la galerie, le joint a, dans la galerie originelle, été remplacé par une diaclase recoupant légèrement obliquement la direction générale du conduit. Quand à la coupe 67, elle est située sur une partie de la galerie de quatre mètres de longueur où la galerie actuelle s'est formée indépendamment de l'ancien conduit en maintenant un

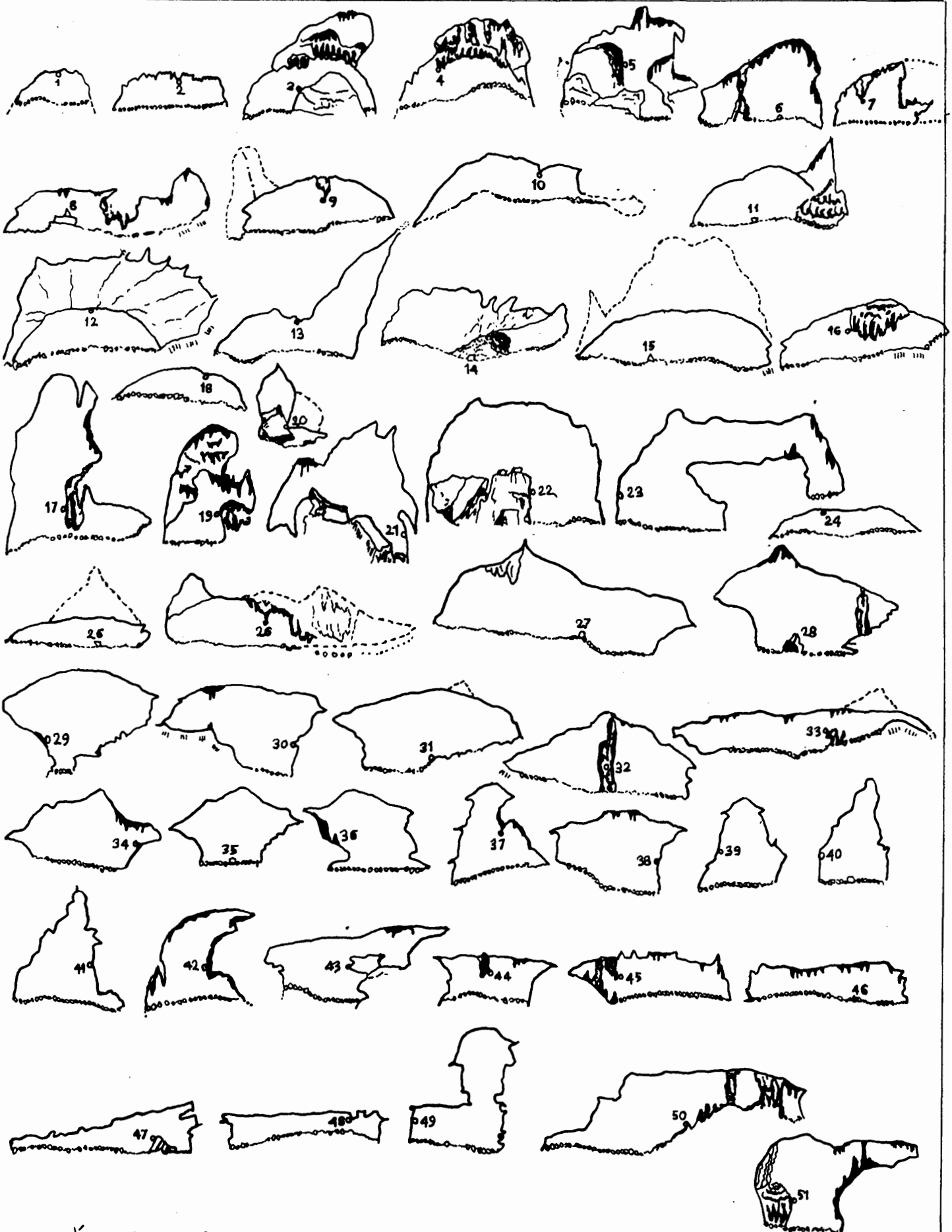
"pont rocheux" entre les deux passages.

Le cas de la coupe 49 est par contre particulier : il s'agit d'un cas typique de superposition de galerie, la partie supérieure correspondant à la petite galerie supérieure rectiligne que l'on peut voir sur le plan entre les points 48 et 49 et la partie inférieure correspondant à la galerie basse en joint que l'on peut voir se prolonger en aval sur les sections 48 à 45. Mais cette galerie correspond à deux discontinuités horizontales superposées ayant évolué différemment. La différence radicale des coupes en amont et en aval de cette galerie supérieure affluente nous permet d'affirmer qu'il s'agit là du vestige le plus aval d'une circulation supérieure antérieure à l'actuelle que l'on peut suivre des points 76 à 49 et qui se distingue aussi nettement sur la coupe développée longitudinale de la figure 118.

Il est significatif que cette partie de la grotte affectée d'une reprise d'érosion corresponde à sa partie la plus élevée, où le sol se trouve au niveau de l'entrée et où le sommet des galeries atteint la côte + 5 m. Aussi la genèse de la grotte peut-elle être la suivante : après une période de circulation forcée permanente, dans des conduits qui étaient probablement de faible section vu la taille des galeries originelles en joint, il s'est produit un faible abaissement du niveau de base, ou une diminution des débits. La galerie originelle étant en conduite forcée, elle comportait une partie élevée encadrée de deux parties l'une en amont située un peu plus bas et qui est restée en conduite forcée en utilisant le même joint puis qui, plus en amont encore, a approfondi sa partie située sur une fracture sub-verticale(zone sur faille des coupes 86 à 98) ; l'autre en aval où, par appel vers des réseaux moins élevés, les eaux ont utilisé une autre galerie et un autre joint de stratification au lieu d'approfondir la galerie primitive qui s'est progressivement rebouchée ; peut-être est-ce une autre trace de cette galerie que l'on peut voir dans les coupes longitudinales entre les points 20 et 24, et dans les sections entre les points 36 et 43.

Quant aux autres sections, elles sont variées, pas toujours très significatives ; elles révèlent en général une petite reprise d'érosion en écoulement libre à partir d'un joint, qui est parfois cachée par l'importance du remplissage de galets qui encombre tout l'aval de la grotte jusqu'à la section 100. En amont le remplissage est argileux et parfois repris par l'érosion actuelle (coupes 101 à 109). Enfin, la dimension moyenne des conduits diminue vers l'amont, ce qui est explicable par des apports d'eau importants par les trois galeries annexes de "rive gauche". La première a des sections relativement vastes pouvant supporter de gros débits. Quand aux deux autres, elles ont de

Figure 119 : COCALIERE BASSE. COUPES TRANSVERSALES DE LA GALERIE PRINCIPALE 0 2 4 6 8 10m



Y.C. d'après B. Kleingeafuss.

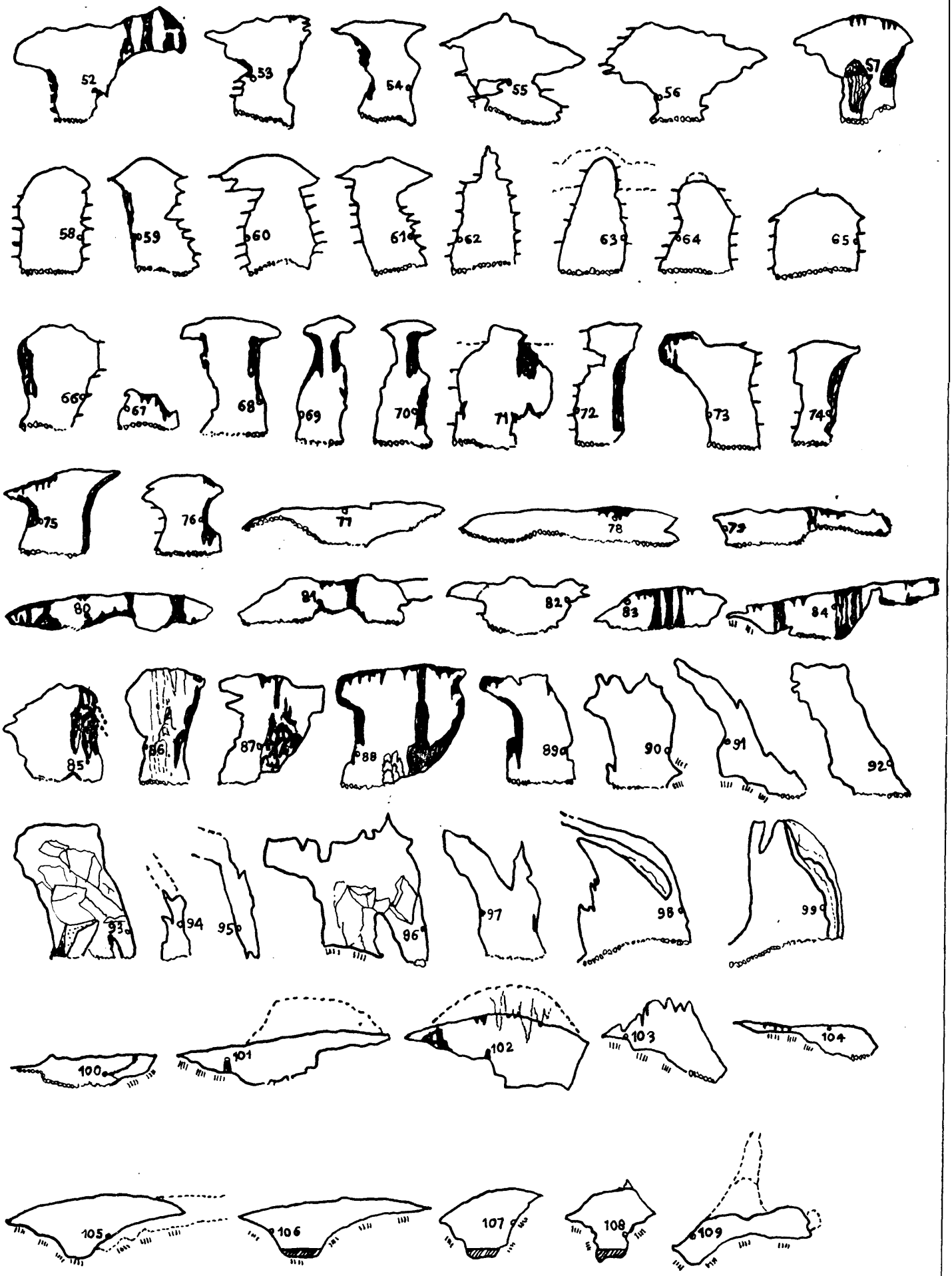


Figure 119 : suite.

dessin Y.C. d'après B. Klingerfuss

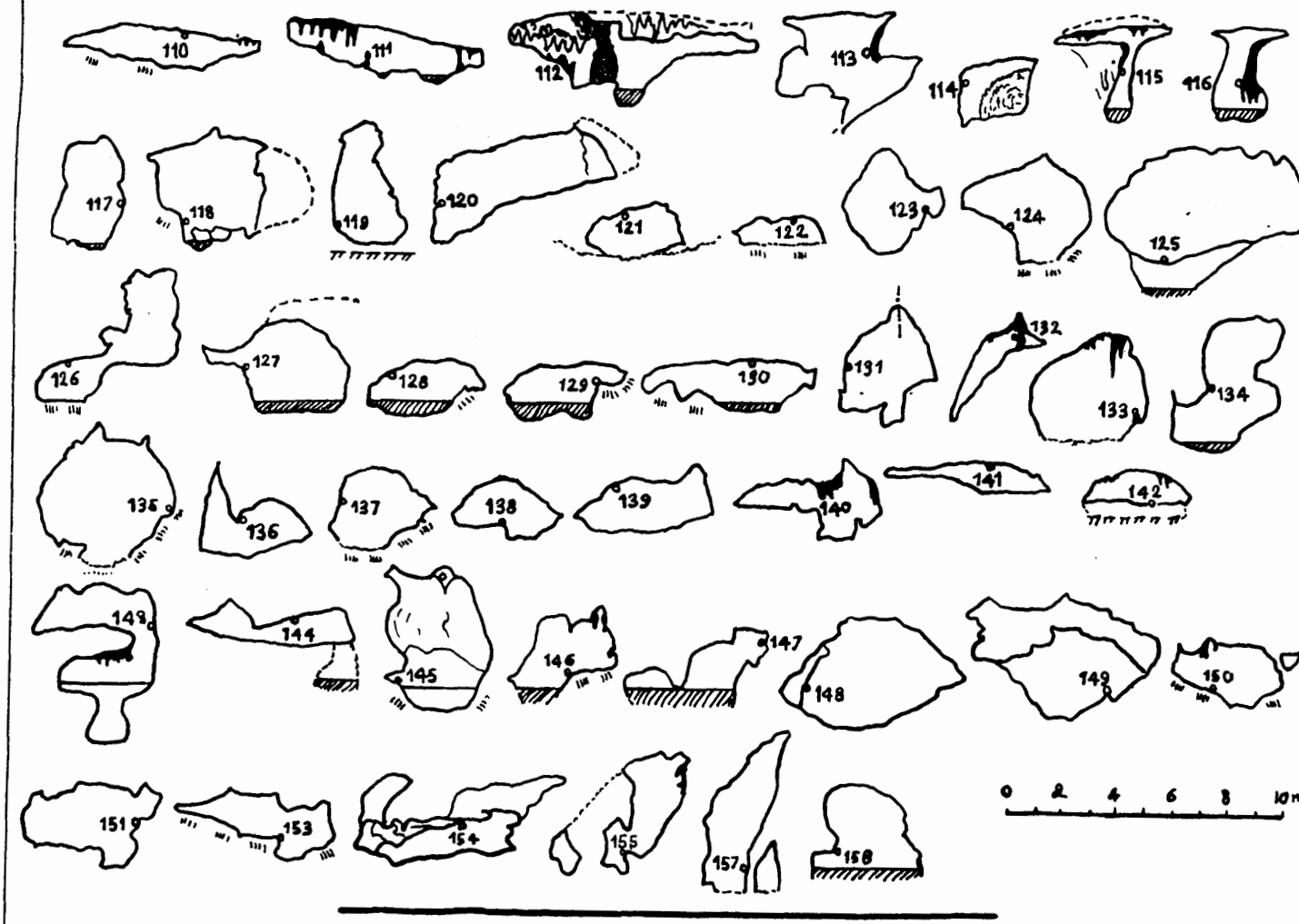
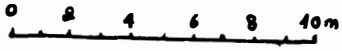


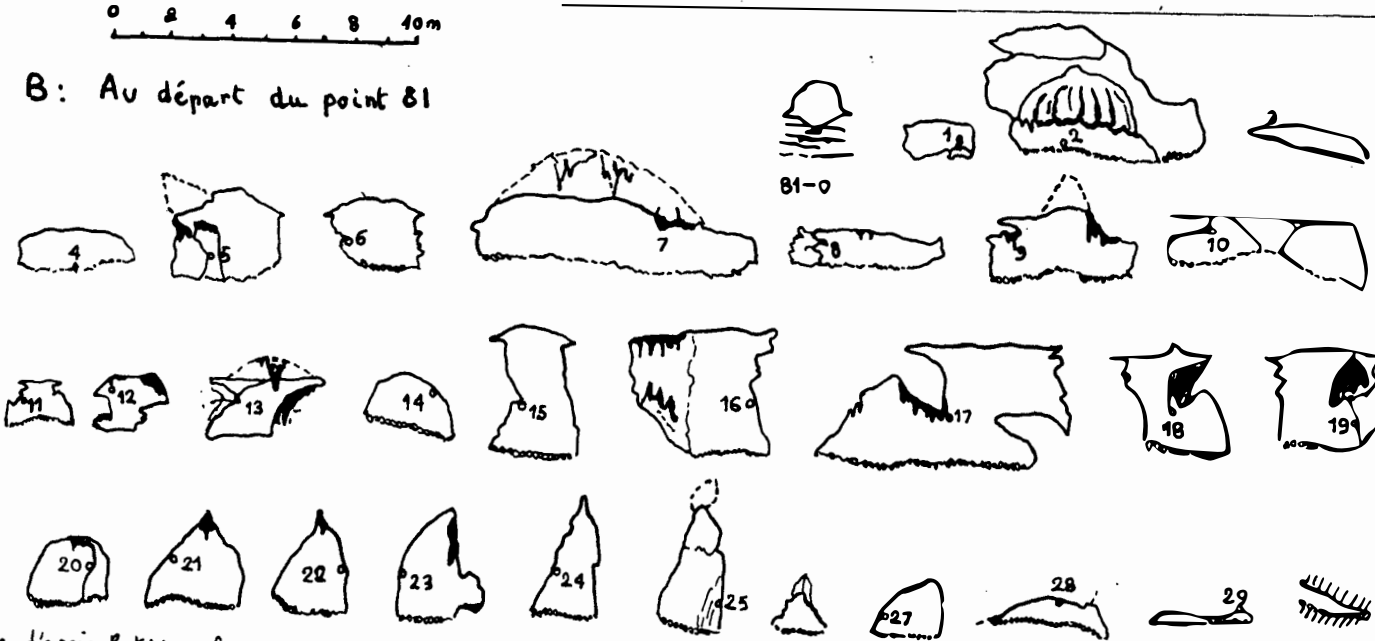
FIGURE 120 : COCALIERE BASSE

COUPES GALERIES ANNEXES

A : Au départ du point 105



B : Au départ du point 81



Vc. d'après B. Klingenfuss

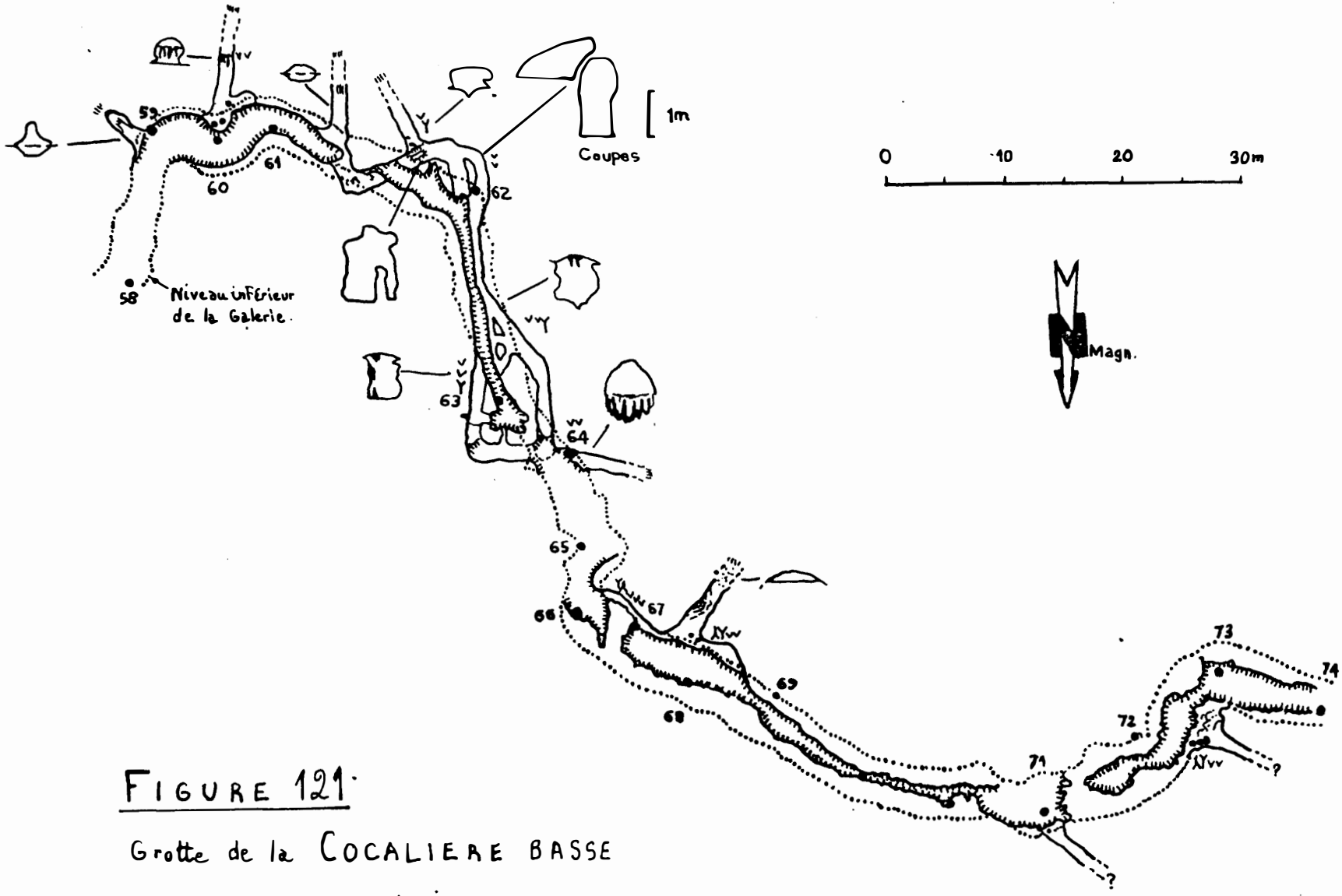


FIGURE 121.

Grotte de la COCALIERE BASSE

GALERIE PRIMITIVE

d'après B. Klingenfuss.

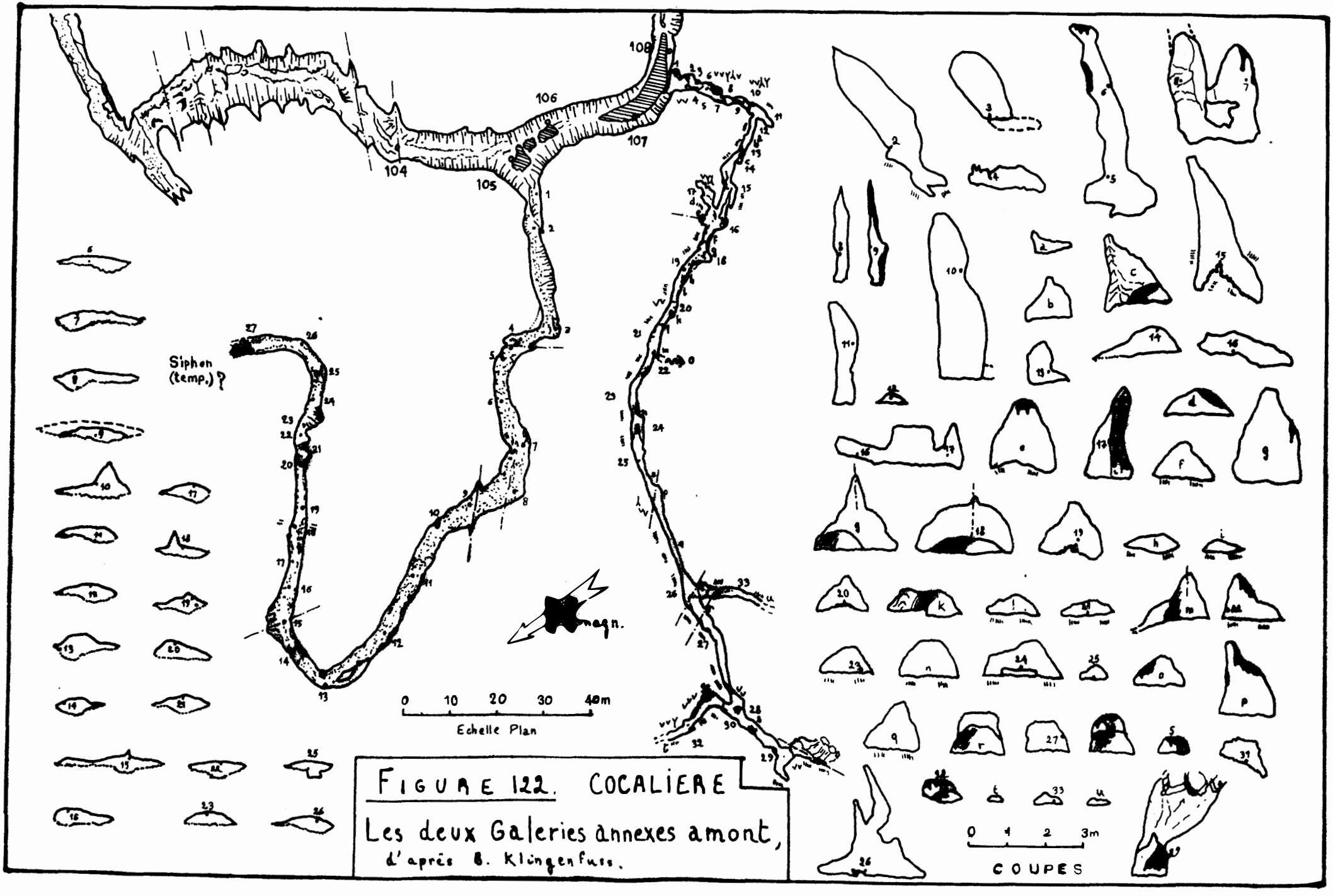


FIGURE 122. COCALIERE

Les deux Galeries annexes amont, d'après B. Klingenfuss.

plus faibles sections, mais l'ampleur des remplissages les comblant, partiellement dans le cas de l'affluent du point 108, et presque entièrement dans le cas de l'affluent du point 105 (figure 120) ne permet pas de savoir quelle fut la section primitive de ces conduits. Le cas de l'affluent du point 105 est particulièrement significatif, l'affluent étant d'une taille à la limite des possibilités d'exploration -il nous a fallu trois heures pour en faire une simple visite aller-retour- sur presque toute sa longueur de 224 m ; mais il s'agit d'une galerie très large, peut-être encore plus large dans son extension vers le bas, ne comportant que la petite section capable d'évacuer les eaux actuelles, et conservant cette section jusque dans des "laminoirs" en forte pente au sol de petits galets roulants ; (noter sur les coupes la remarquable constance de la surface de ces section) et avant d'être comblée par ce remplissage, la galerie a pu fournir de gros débits expliquant la différence de section entre amont et aval de sa confluence.

En comparant ce réseau à celui de Sauvas-Peyrejal, nous dirons pour conclure qu'il présente de nombreuses analogies avec ce dernier, mais que la localisation et les différences de rapport fond-surface entre les deux réseaux ont entraîné des variations dans l'évolution des deux réseaux que nous reprendrons dans la conclusion de ce chapitre.

En aval de l'aven de la Cocalière par lequel on pénètre pour visiter la grotte, une autre grotte s'ouvre, montrant bien la fonction de "regard" de cet aven sur un réseau hydrologiquement indépendant qui a rejoint la surface par effondrement d'une voûte proche de cette dernière (voir plan et coupe supra in fig. 68). Cette grotte aval, dénommée la "Cotepatière" a une longueur de 324 m, après quoi elle s'ouvre de nouveau à l'air libre par un vaste porche donnant sur l'amont de la seconde vallée de la Claysse et confirmant le caractère encore fréquemment actif du réseau.

La Cotepatière possède des caractères identiques de remplissage et de creusement à la partie aval de la Cocalière ; remplissage de galets, concrétionnement assez important, mais, à l'approche du point de résurgence (voir fig. 123 et 124), le creusement en joint de stratification se trouve totalement supplanté, à partir de la coupe 11, par un creusement en diaclase, qui donne des galeries parfaitement typiques de la coupe 15 à l'émergence. La dimension des galeries est supérieure à celle des conduits de la Cocalière. Ces deux observations montrent que la proximité d'un niveau de base externe modifie légèrement la morphologie de la galerie, d'autant plus que la grotte est perchée de quelques mètres par rapport à la vallée, ce qui explique à la fois l'élargissement par augmentation du pouvoir érosif des eaux, et l'approfondissement le long de discontinuités verticales.

Mais la caractéristique principale de la Cotepatière est sa faible distance de la surface. Entre les voûtes des galeries et la surface la distance n'excède pas une quinzaine de mètres à partir de la coupe 5. Cette caractéristique nous a amené à demander au géophysicien J.C. Lachaud d'effectuer au-dessus de la grotte des sondages électriques multidirectionnels dont les points d'injection ont été reportés sur la figure 123, sondages destinés à déterminer l'influence des vides karstiques sur les relevés, et dont les résultats ont été très encourageants.

4. 1. 7 - La Baume de Chazelles.

Réseau le plus méridional du synclinal, il s'ouvre sur le flanc sud de celui-ci à une altitude de 170 m pour l'évent et de 190 m pour la galerie fossile, les deux se rejoignant à l'intérieur de la grotte. D'un accès d'autant plus difficile qu'un propriétaire irrascible en défend l'entrée, la grotte est encore mal connue et mal levée : les explorations en sont longues alors que les risques de crue sont très importants et limitent les possibilités de travail "sérieux" à quelques jours par an, et encore ...

La galerie principale, d'abord nord-sud, s'oriente après 500 m nord-est - sud-ouest. Le réseau est, comme les deux précédents, peu éloigné de la surface, 60 à 80 m, ce qui entraîne des mises en charge des galeries très brusques et violentes, avec circulations en conduites forcées favorisées par les importantes contre-pentes -une trentaine de mètres- qui affectent la partie aval du réseau (voir plan et coupe fig. 106) ; le niveau de base de crue, qui est celui de l'évent de Chazelles est lui-même plus élevé de quinze mètres que le lac III. La partie aval de la grotte est, à une échelle moindre, exactement identique à la grotte de Saint-Marcel où une portion importante de la galerie Martel est perchée par deux puits au-dessus de son amont et son aval.

Les coupes transversales de l'entrée de la grotte (fig. 127) sont moins significatives que celles déjà examinées. Elles montrent cependant l'existence de fractures obliques à pendage vers l'ouest (coupes 1, 2, 8, 9, 21, 28, 29, 30, 31). L'influence des joints de stratification est possible dans les coupes 42 à 53, elle est remarquablement nette dans les coupes proches de l'évent, 34 à 40 où elles indiquent que la sortie inférieure est plus récente que le reste du réseau.

Quant aux autres coupes, elles sont très variables de l'une à l'autre, comme si l'eau avait sans cesse changé d'accident lors de la formation de la cavité. Par exemple les coupes 55 et 56 montrent que la galerie s'est enfoncée à partir d'un joint de stratification -ou au contraire a subi une évolution

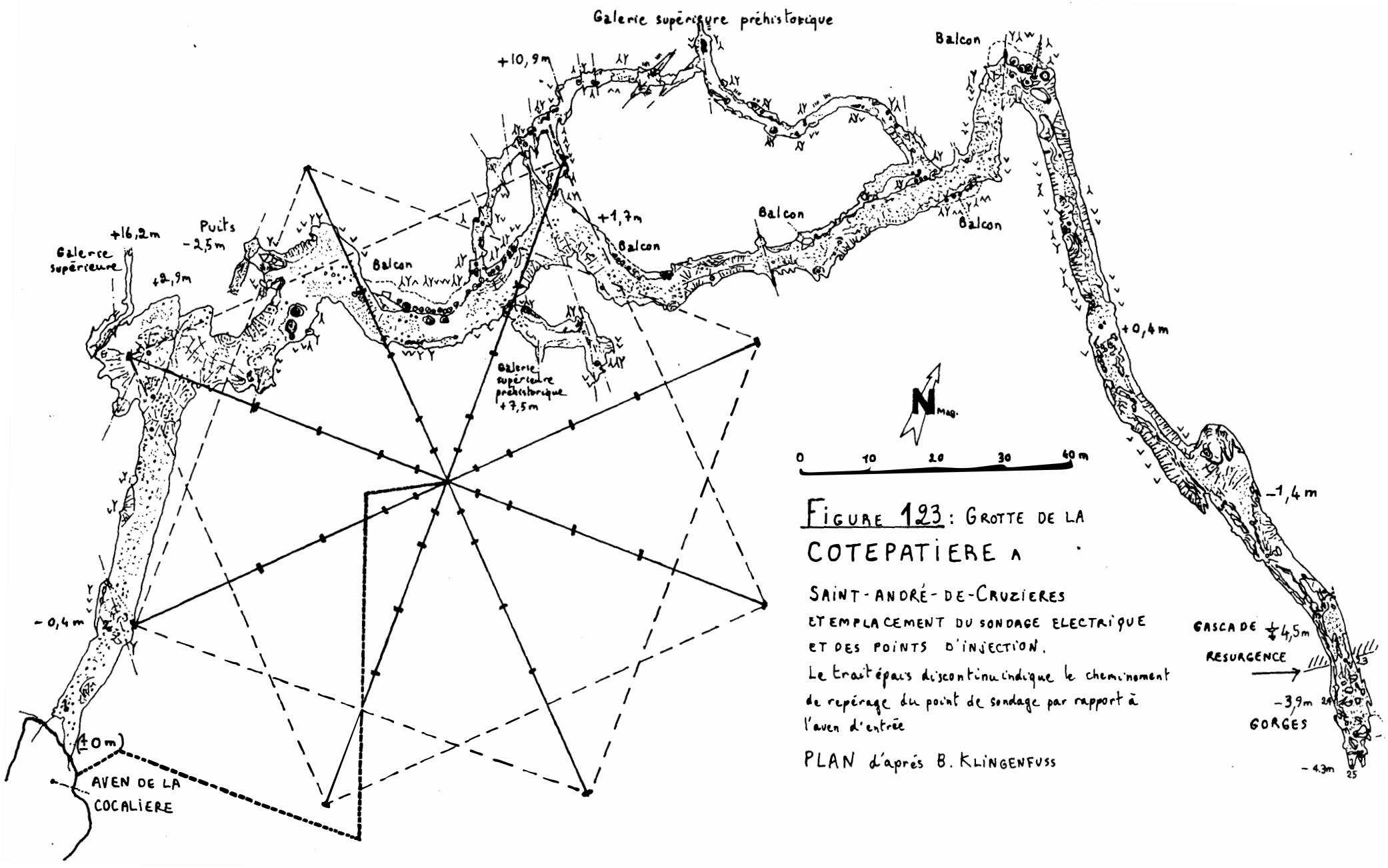


FIGURE 123 : GROTTE DE LA COTEPATIERE A

SAINT-ANDRÉ-DE-CRUZIERES

ET EMPLACEMENT DU SONDAGE ELECTRIQUE ET DES POINTS D'INJECTION.

Le trait épais discontinu indique le cheminement de repérage du point de sondage par rapport à l'aven d'entrée

PLAN d'après B. KLINGENFUSS

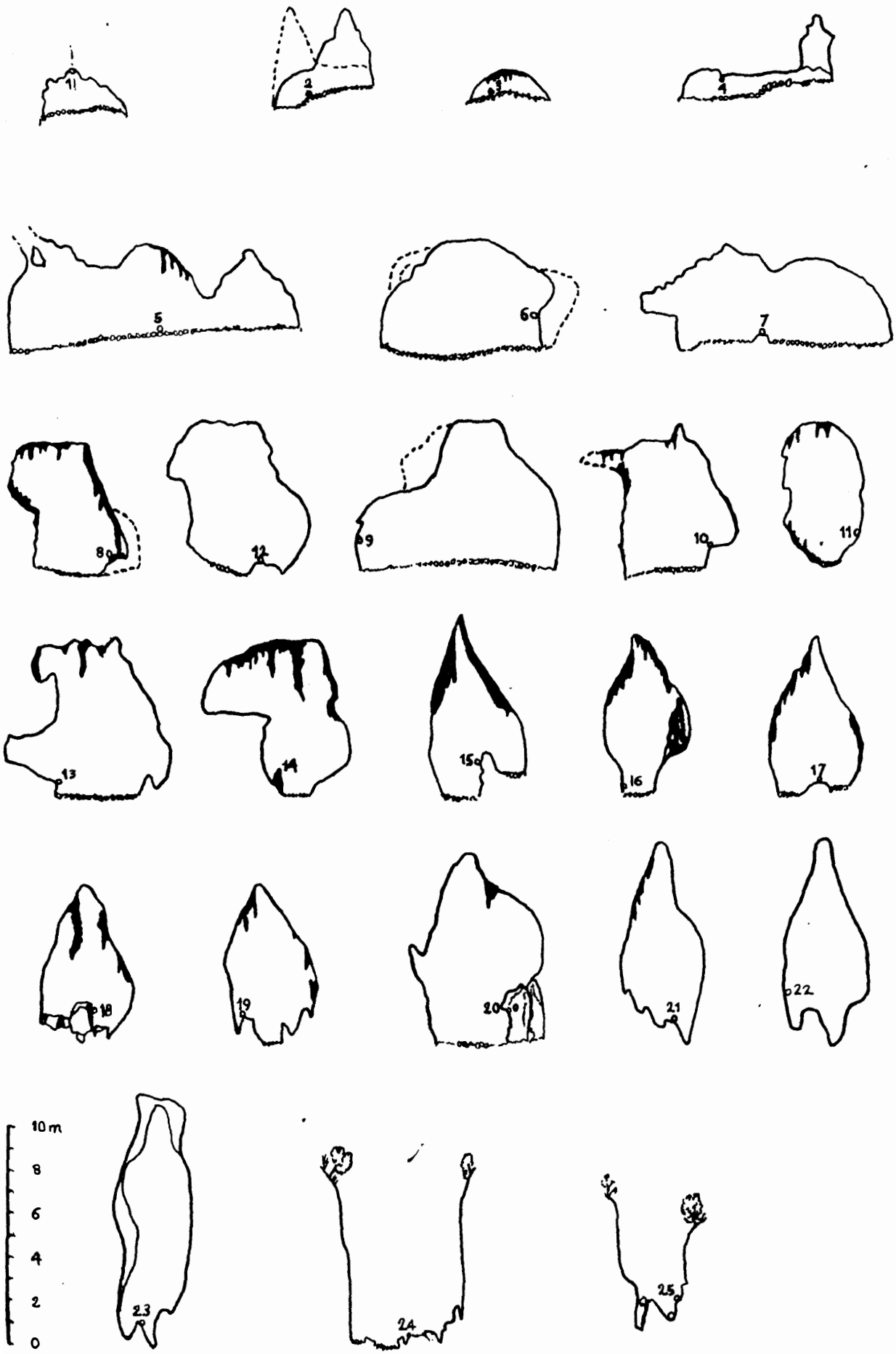


FIGURE 124

COTEPATIÈRE Coupes transversales

Y.C. d'après levés de B. Klingenfuss

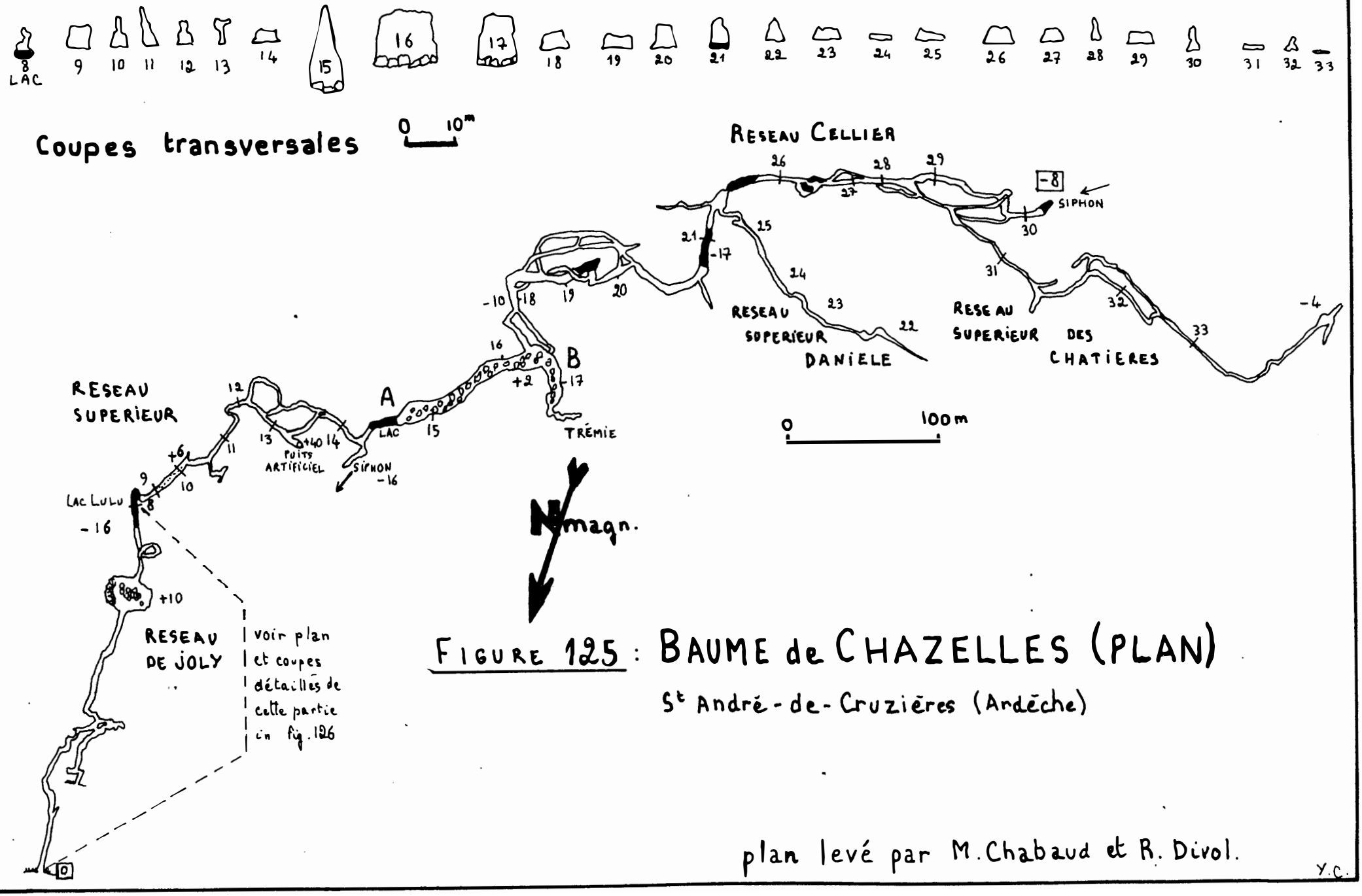


FIGURE 125 : BAUME de CHAZELLES (PLAN)

St André-de-Cruzières (Ardèche)

plan levé par M. Chabaud et R. Divol.

Y.C.

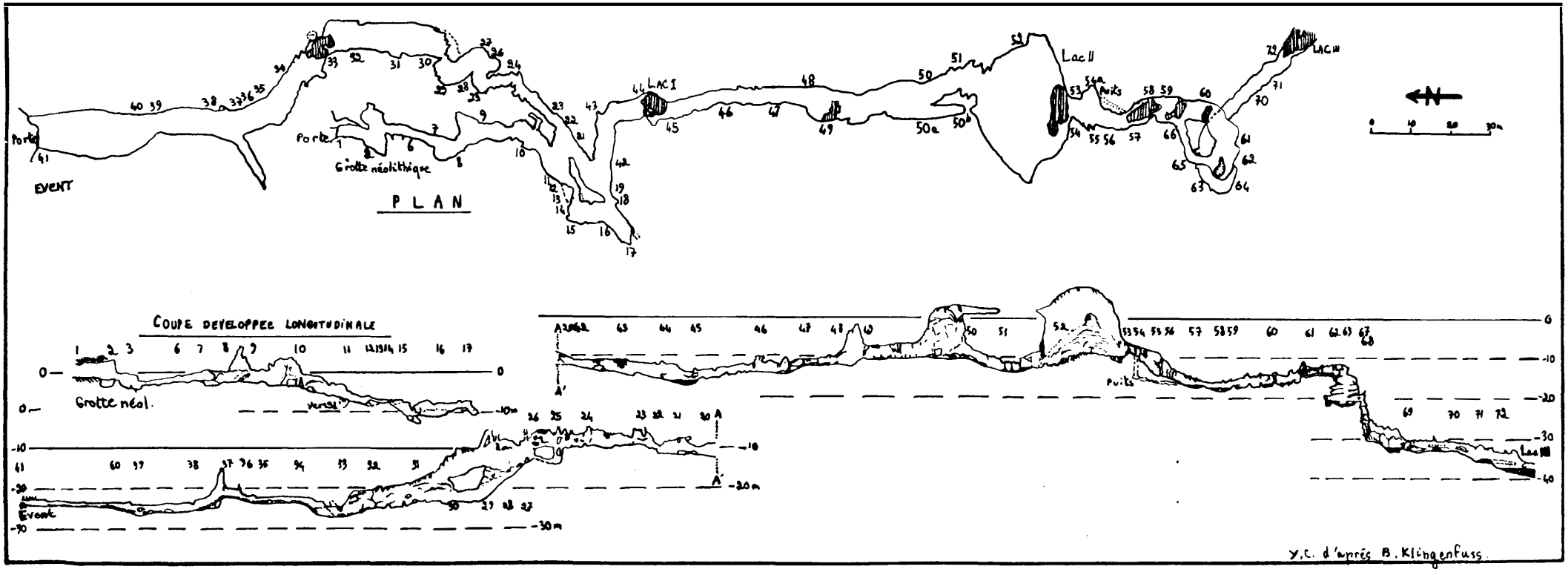


Figure 126 : BAUME DE CHAZELLES : ENTRÉE. Les chiffres renvoient aux coupes de la figure 127

ascendante jusqu'à être bloquée par ce joint-. Les coupes suivantes, 59 à 61, indiquent un creusement possible à partir d'un joint situé plus bas dans la galerie ; les coupes suivantes correspondent au secteur des puits, qui sont recoupés sur leurs parois par de nombreux joints de stratification ; puis les coupes 69 à 72 montrent l'influence brève d'un joint de stratification, puis une galerie sans origine bien définie. La variété des coupes est la même dans la galerie néolithique supérieure, et plus encore dans le secteur de rencontre des deux galeries (coupes 10 à 23) où la morphologie des conduits varie à l'échelle presque métrique.

Cette surprenante "instabilité" morphologique est la cause de l'instabilité des conduits tant sur le plus horizontal que sur le plan vertical. L'absence de discontinuités majeures guidant les écoulements originel a entraîné une évolution anarchique, les eaux utilisant un joint sur quelques mètres, puis empruntant une autre discontinuité sur une aussi courte distance. Aussi la galerie n'a-t-elle pas la continuité d'aspect de la Cocalière ou de Peyrejal. Cette instabilité se poursuit au-delà de la zone topographiée de l'entrée, mais à une échelle plus grande, chaque zone morphologiquement différente étant plus longue que près de l'entrée. Il existe notamment entre A et B (fig. 25) une grande galerie presque rectiligne et encombrée d'énormes blocs effondrés d'échelle métrique qui conserve une unité morphologique sur 150 m. Par contre, au-delà de ce point B, on passe à des conduits de type phréatique pur presque identiques à ceux de Peyrejal, mais encombrés par d'épais placages de boues actuelles dans les zones presque siphonnantes ou fortement déprimées. Dans certains emplacements, ces boues remontent de plusieurs mètres sur des parois fortement inclinées (55°) alors que le sol est formé de roche nue et que la paroi opposée n'est recouverte que d'une mince pellicule d'argile. Parfois l'opposition s'explique par la position du dépôt en rive convexe de courbes de la galerie, parfois seul l'aspect surplombant de la paroi non recouverte peut-être un élément d'explication - mais la paroi originelle sous le placage boueux n'était-elle pas aussi surplombante ?-. Il y a là une indication sur les régimes de crues dans le réseau : lors du maximum d'écoulement on arrive à un engorgement des galeries, les eaux courantes passant peut-être plus haut dans d'autres conduits pendant que la stagnation des galeries inférieures permet les dépôts argileux. Mais lors de la décrue, les zones resserées en aval permettent la circulation rapide des eaux moins abondantes et le courant est suffisant pour nettoyer la base de la galerie.

Le réseau de Chazelles, en conclusion, peut se définir comme un réseau

assez semblable à la Cocalière par sa position hydrologique -il n'est pas alimenté par des pertes importantes de cours d'eaux allogènes comme le réseau de Peyrejal- mais il nous paraît, comme le réseau de la Souricière de cette dernière cavité, beaucoup plus proche de la base de la zone vadose que ne l'est le réseau de la Cocalière, ce qui lui donne une morphologie nettement plus "phréatique", dans sa partie amont, que ne permet de le supposer sa partie aval, où l'étagement des réseaux révèle une évolution souterraine longue et complexe.

4. 1. 8 - Les relations entre les réseaux souterrains.

Après une étude détaillée de chaque réseau, il est nécessaire, à une échelle taxonomique supérieure, de chercher à préciser quelles sont les rapports entre d'aussi vastes formes situées sur une seule unité tectonique.

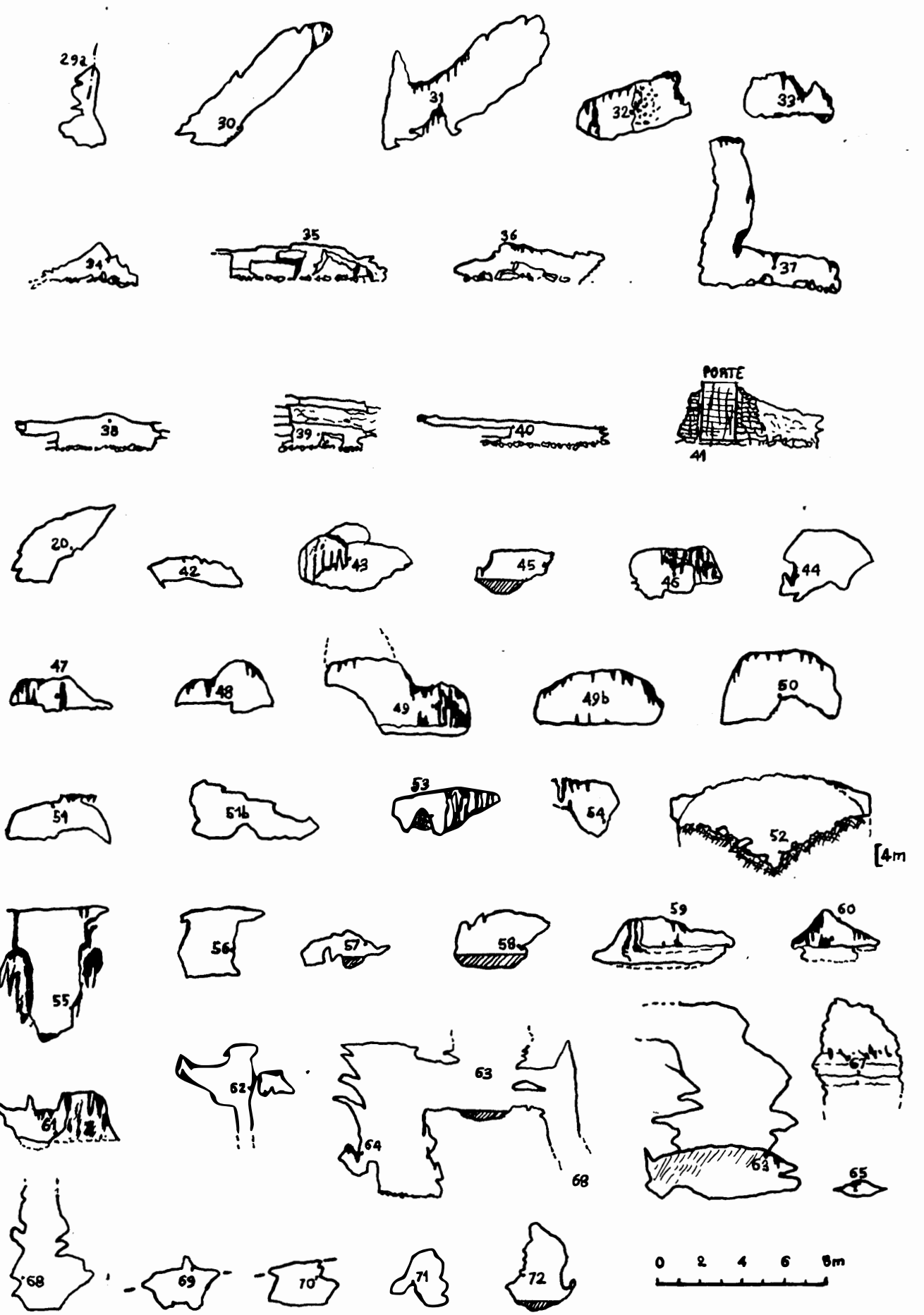
Nous avons, en introduisant les formes souterraines dans ce chapitre, signalé que les principaux points d'émergence des eaux : Events de Peyrejal, de la Cotepatière et de Chazelles, étaient indépendants, même si parfois ils se trouvent très près l'un de l'autre (fig. 108), comme Peyrejal et la Cotepatière. Aussi peuvent-ils être considérés comme spéléologiquement distincts.

Mais en est-il morphologiquement de même ? Il faut introduire à ce stade de l'étude des considérations identiques pour les trois grottes sur leur niveau actuel de fonctionnement : elles sont toutes trois "semi-actives", et peuvent être considérées comme des réseaux légèrement perchés au-dessus du Karst actuellement noyé en permanence. Elles sont disposées concentriquement autour du point d'origine de la remontée péri-synclinale que l'on peut approximativement situer à proximité de la résurgence du Peyrol. Mais l'absence d'écoulement d'étiage dans les galeries connues ne permet-il pas d'admettre que sous ces galeries existent des sous-écoulements pérennes dont la source du Peyrol représente une émergence d'eaux moyennes en même temps qu'un regard sur le niveau permanent d'écoulement ; les siphons qui interrompent la progression dans le Peyrol présentent une circulation d'eau permanente qui les différencie des laisses d'eau siphonnantes des réseaux "perchés" (voir fig. 73-74-75). L'écoulement de ce niveau permanent se poursuivrait fort loin puisque des expériences de colorations qui auraient été effectuées par les élèves de l'école des Mines d'Alès auraient prouvé que les eaux resurgaient jusqu'au "moulin aval" à 1 500 m en aval de Saint-André-de-Cruzières. Nous joignons le tableau des résultats de cette coloration dont nous ne connaissons que l'origine et la date sans en connaître précisément les auteurs. Il semble qu'il s'agit d'une des seules expériences jamais effectuée sur la région dont les résultats aient

FIGURE 127

d'après B. Klingenfuss.

BAUME DE CHAZELLES, ENTREE : COUPES TRANSVERSALES



Suite de la Figure 127

été quelque peu diffusés. Bien que le point d'injection ne soit pas précisé nommément, l'analyse de l'ensemble du document indique clairement qu'il s'agissait de la Goule de Sauvas.

L'interprétation des résultats est rendue délicate par les importantes mises en charge des réseaux lors de la coloration, qui serait à compléter par une expérience identique en période d'étiage. Elle montre que deux types de circulations existent dans le synclinal : d'une part des circulations rapides de larges conduits, prouvées par la vitesse de passage des colorations à Bartroune, au Peyrol, et à Chazelles ; d'autre part des circulations fissurales plus lentes, résurgeant toujours au Moulin aval 20 jours après l'injection. La résurgence de Bartroune appartient aux deux régimes, alors que celle de Peyrejal -à ne pas confondre avec la "fontaine de Peyrejal" qui ne se met en charge que lors de crues encore plus exceptionnelles- appartient au régime de conduits larges, ce qui n'est guère surprenant ; mais la résurgence du Peyrol appartient elle aussi à ce régime de conduits puisque 20 jours après elle ne contient plus de fluoresceine, alors qu'elle en contient 1 jour après l'injection ; cela fait beaucoup regretter l'absence de relevé le 12ème jour, qui permettrait de savoir si une circulation fissurale complète la circulation de conduits.

La résurgence de Chazelles -ou Peyraou de Chazelles, à ne pas confondre avec l'évent du même nom- est plus surprenante par ses résultats très positifs un jour après l'injection, puis nuls jusqu'au 20ème jour où apparaît un résultat faiblement positif à l'analyse ; ce dernier point est difficilement interprétable, une erreur d'analyse ayant pu le produire et toutes les données manquant sur les protocoles d'expérience ; mais le premier résultat fortement positif doit être examiné. Il révèle une anastomose des circulations profondes que sont venues confirmer des plongées souterraines dans la résurgence du Peyrol : une des branches du siphon, qui en étiage est une branche amont a une direction parfaitement sud-nord qui semble se maintenir sur une grande distance. Lors des mises en charge, les sens de circulation des eaux peuvent se trouver inverser et les eaux remonter cette branche, ou encore aller vers le Peyraou de Chazelles par une des branches aval ; l'altitude du Peyrol étant de 162 m et celle du Peyraou de Chazelles de 155 m, il n'y a pas d'incompatibilité topographique, d'autant qu'il est encore possible que les eaux allant de la Goule de Sauvas vers Chazelles ne transitent pas par le Peyrol. La disparition de la fluoresceine lors des prélèvements suivants est explicable par l'orage important signalé dans les relevés de la coloration qui a amené dans le réseau de Chazelles proprement dit et dans les collines qui le dominent

des quantités d'eau considérables qui ont repoussé les eaux provenant du Peyrol vers le nord, ces dernières n'atteignant le Peyraou de Chazelles que lorsque les eaux du revers sud du synclinal sont trop basses pour s'écouler vers le nord. Et l'on a là l'explication de la réapparition tardive de fluoresceine dans le Peyraou de Chazelles, lorsque la décrue a été suffisante pour que de lentes circulations fissurales puissent s'étendre suffisamment au sud pour y réapparaître.

La présence de circulations fissurales lentes et profondes a été établie par les mêmes auteurs que ceux de la coloration, lors d'analyse d'eau effectuées en régime beaucoup plus faible ; l'essentiel des eaux de la Claysse se perdait à Larnac, 750 m en amont du pont de Sauvas, la goule étant faiblement alimentée. Or le Peyrol, le puits de Vezon, et -ce qui est plus surprenant-, le Moulin aval avaient de fortes teneurs en silice (voir tableau XXVIII joint) comme les eaux se perdant à Larnac, indices d'une circulation profonde totalement indépendante des grands réseaux connus, qui trouve son exutoire à la résurgence la plus en aval. Les fortes teneurs en silice de cette dernière indiquent même qu'il s'agit d'une circulation relativement indépendante des écoulements plus proches de la surface des résurgences du Peyraou de Chazelles ou de Pichegru.

De telles observations amènent donc à distinguer des relations entre les réseaux qui seront variables selon l'étagement morphologique -obervation qui peut sembler évidente, parce que logique, mais qui mérite d'être signalée parce qu'elle est d'une grande importance dans l'étude des paysages calcaires- : au niveau des réseaux spéléologiquement explorables, les relations sont inexistantes, au moins pour l'instant, car la découverte de nouvelles galeries peut apporter un démenti dans les faits à notre affirmation, surtout entre les réseaux de Chazelles et de la Cocalière où les amonts sont mal connus ; au niveau inférieur des circulations en conduites forcée permanentes, une identité morphologique centrée autour de la résurgence du Peyrol est concevable, encore qu'il faudrait en apporter la preuve par des colorations des amonts de tous les réseaux non certains, Chazelles surtout, mais aussi la Cocalière. Enfin, au niveau des circulations fissurales encore plus profondes, il n'est plus possible d'employer l'expression "réseau" dans la même acceptation que pour les formes précédentes, les circulations étant générales et indépendantes des ensembles morphologiques supérieurs.

Pts immersion fluocapteurs	Bartrounc	Pte Peyrejal	Peyrau	G Peyrejal	Vezon	Boutey-rolle	Chazelles	Picheyru	Goul. aval
Ivisite: 2I-3-69	++	à sec	++	d'écoulement pas	/	/	++	/	/
Ijour après									
2°visite: 23-3-69	++	à sec	/	/	0	0	0	+	++
3jours après									
3°visite: 26-3-69	++	à sec	++	++	++	(+)	0	++	++
6jours après									
4°visite: 2-4-69	+	à sec	/	à sec 0	0	à sec	0	+	++
I2 jours après									
5°visite: I0-4-69	à sec	à sec	0	à sec	0	à sec	+	0	++
20 jours									

++ : résultat très positif à l'analyse immédiate.

\+ : résultat positif ..... (apparition après 1 jour)

(+): trace probable après deux jours de mise en solution

0 : négatif

Entre la 1° et la 2° visite, un orage important : à la 1° visite, débit à la Goule : 3001/s ; lors de la 3° visite : décrue

4° visite : décrue = 2701/s

5° visite : période sèche

TABLEAU XXVII : Résultats d'une expérience de coloration à la fluoresceine effectuée à la Goule de Sauvas le 20/3/1969 avec méthode de détection au charbon actif.

	Larnac	Sauvas	Peyrol	Vezon	Chazelle	Pichegru	Moulin aval
TA (alcalinité)	0	0	0	0	0	0	0
TAC meq/l	2,2	2,7	4,5	5,8	5,I	4,7	4,7
TH (titre hydrométrique)	2,3	2,86	4,70	6,00	5,50	4,62	4,8I
ions Cl—	0,I8	0,22	0,I8	0,38	0,26	0,I8	0,26
ions SO4—	0,I7	0,I9	0,I6	0,38	0,46	0,I9	0,22
NA+K+	0,25	0,25	0,I4	0,48	0,20	0,45	0,04
PH	7,8	8,I	7,2	7,8	7,5	7,2	7,2
Résistivité xI0 3	4,56	4,05	2,79	2,I3	2,I2	2,45	2,48
Température C°	9,2	I0,5	I2,5	9,7	—	—	—
Si 02	I0,0	4,75	7,75	7,00	6,00	6,50	7,25

TABLEAU XXVIII : Résultats d'analyse des eaux de la Claysse et des principales résurgences du synclinal de Saint-André-de-Cruzières en régime de saison sèche.

4. 1. 9 - Les rapports fond-surface dans le synclinal.

Les pages précédentes ont à plusieurs reprises souligné le caractère commandant les rapports fond-surface dans le synclinal de Saint-André-de-Crúzières : la grande finesse de la couche de calcaire affectée par les circulations vadoses, explicable par la faible pente de l'axe du synclinal, et les faibles pendages des couches sur les flancs.

Cette limitation verticale de l'espace karstifiable entraîne une disparition presque complète des galeries "fossiles" au sens spéléologique du terme, c'est-à-dire des galeries "sèches", remplacées par des galeries plus ou moins actives. Un réseau élevé, à modelé de type "sec", avec un concrétionnement important et fin, une absence de traces d'écoulement au bas de la galerie, sera encore actif en cas de fortes précipitations ; dans le cas du synclinal de Saint-André, des causes climatiques viendront renforcer les chances d'un tel phénomène, à cause des possibilités de précipitations instantanées très violentes, comme nous l'avons signalé dans le chapitre sur les conditions climatiques (voir supra). Le phénomène peut monter suffisamment haut pour envahir même les galeries aménagées pour le tourisme de la grotte de la Cocalière, pourtant fort proche de la surface.

Les cas d'envahissement de hautes galeries sont facilités par une intéraction de deux phénomènes entraînant un effet de "feed-back" : la faible épaisseur relative du calcaire dans la zone vadose a en effet deux conséquences cumulatives : d'une part elle limite l'extension verticale de l'écoulement ; d'autre part elle supprime les phénomènes de rétention d'eau. La seconde conséquence provoque des crues brèves et violentes qui, limitées dans la troisième dimension par la première conséquence, mettront en charge la presque totalité de la masse calcaire. Aussi les galeries syngénétiques seront nombreuses, et les rares galeries paragénétiques pourront être retouchées par des circulations en conduite forcée aux effets morphologiques puissants qui masqueront les formes antérieures.

Il faut remarquer que cet effet de "feed-back" s'exerce dans une échelle temporelle réduite : après un laps de temps assez court à l'échelle géologique, l'ampleur même des actions morphologiques s'exerçant sur un volume limité aboutira, s'il n'y a pas de modifications externes des conditions -variations importantes du niveau de base par exemple- à un effet de "feed-back négatif" par oblitération totale des formes, soit qu'il se forme des conduits suffisamment vastes pour évacuer l'ensemble des eaux sans mises en charge importantes, soit que la faible épaisseur du calcaire permette la formation d'une vallée aérienne par recul des résurgences, avancée des pertes, et effondrements des voûtes donnant des regards de plus en plus nombreux sur le réseau jusqu'à ce

que se forme un petit canyon.

Certaines parties des réseaux de la région montrent les premiers signes d'une telle évolution. L'aven de la Cocalière, forme typique d'effondrement, peut être considéré comme la première jonction entre les réseaux et la surface ; d'autres effondrements de ce type sont concevables, soit dans les réseaux supérieurs de la Cotepatière, qui sont parfois très proches de la surface (voir plan supra fig. 123), soit même dans la partie aval du réseau de Peyrejal ; si l'on met sur une même coupe longitudinale le réseau et la topographie de la surface, on constate que les "cheminées" remontent jusqu'à une dizaine de mètres de l'extérieur en plusieurs endroits. La cheminée la plus aval n'en est même plus qu'à cinq mètres (fig. 128).

Ces cheminées constituent une forme particulière de réseau "supérieur", que l'on pourrait qualifier de "forme avortée", la faible épaisseur de la roche ayant empêché son plein développement. Elles ont une fonction de cheminée d'équilibre des crues, et sont soumises à deux phénomènes érosifs favorisant leur genèse : soit elles ne débouchent pas en surface, et elles sont alors soumises à de fortes pressions de mise en charge qui compriment l'air qu'elles contiennent ; dans ce cas la possibilité de mise en solution du gaz carbonique de l'eau condensée sur les parois ou mise en présence de la cloche d'air est considérablement accrue et la corrosion est intense ; soit elles sont ouvertes vers la surface et reçoivent, au-dessus du niveau des plus hautes eaux de crue, des eaux d'infiltration des pluies tombant sur le lapiaz, eaux ayant encore peu circulé sur la roche et généralement agressives. Dans la partie aval du réseau de Peyrejal les cheminées appartiennent généralement au second type. La preuve en a été apportée par Michel Chabaud grâce à un assez remarquable concours de circonstances (communication orale de l'observateur) : ayant vu entrer une forte crue à la Goule de Sauvas après un violent orage, il se précipita à la résurgence de Peyrejal pour observer les effets de l'eau à cet endroit. Mais, ayant garé sa voiture assez loin de la résurgence sur le petit plateau la dominant, et pressant le pas pour la rejoindre, il constata que son chien présentait des signes d'énervement très nets et grattait le sol rocheux avec furie ; comme l'animal refusait de le suivre, il s'approcha et pût voir son chien en arrêt devant un endroit d'où l'air sortait en sifflant entre les cailloux : c'était la crue qui envahissait les galeries avec une telle violence qu'elle provoquait des phénomènes de chasse dans toute la masse de roche la dominant.

Les "cheminées", élargies artificiellement près de la surface par les-

quelles on peut actuellement descendre dans la grotte de Peyrejal appartiennent au même type. Constituées de trois puits d'une dizaine de mètres décalés l'un par rapport à l'autre dans un faisceau de diaclases, elles combinent une fonction d'équilibre des crues, dont nous avons observé des traces nettes jusqu'à la vire de traversée du second puits de 10 m, et une fonction de réceptacle des eaux d'infiltrations à partir d'une diaclase à peine élargie qui forme le premier puits naturel où l'observation est rendue aisée par un décalage entre ce dernier et le forage artificiel qui tentait de la rejoindre. En pénétrant dans le "puits", qui n'est qu'une affreuse fissure aux parois tourmentées par la corrosion, on le voit au-dessus de soi monter en se rétrécissant jusqu'à une très courte distance de la surface.

Si la présence de réseaux supérieurs a déjà été signalée à la partie aval de Chazelles et dans l'amont de la Cocalière (réseaux aménagés), nous voudrions, pour souligner la possibilité d'un étagement morphologique malgré la faible épaisseur de la roche, insister sur la présence d'une galerie supérieure dans l'aval du réseau de Peyrejal, au-dessus du carrefour réseau de Sauvas-Souricière. Cette galerie, d'une longueur de 350 m, a été décrite par Ph. Renault (1972) qui y signale de "grandes fentes qui remontent très près de la surface et des galeries dont la section est en général plus réduite que celle de la galerie principale". Dans cette même galerie les stalactites récentes "ne descendent pas au-dessous d'une certaine limite coïncidant avec une marque de niveau d'eau visible sur les parois. Ces indices permettent d'évaluer la limite supérieure des mises en charge à l'amont du premier siphon". Des indices non fonctionnels de nos jours ont permis à Ph. Renault de démontrer que dans ce réseau les mises en charge étaient suffisamment longues pour le remplir à moitié d'eau durant un laps de temps permettant une sédimentation argileuse puis un dépôt de calcite flottante ; on retrouve les deux sédiments mélangés dans des stalagmites d'argile façonnées par les suintements issus de la voûte après, pensons-nous, le retrait des eaux du maximum de crue. Notons que le caractère non fonctionnel du phénomène permet d'affirmer que les écoulements ont connu des périodes de mise en charge plus importante, par plus forte précipitations ou moindre développement des conduits.

Rappelons enfin que les études des niveaux de circulation des eaux et des réseaux en général ont révélé dans le synclinal une tendance à l'anastomose de plus en plus marquée au fur et à mesure de l'approfondissement des circulations, comme si cet enfoncement gommait peu à peu les oppositions topographiques et orographiques de la surface, complètement effacées au niveau des circulations fissurales sous la zone vadose et même la zone de circulation en

conduite forcée permanente proche de sa limite supérieure. Il n'y a rien là que de très logique, l'éloignement vertical supprimant les influences. Il en est de même pour l'éloignement horizontal, qui introduit des différences notables de rapport fond-surface entre les pertes et les résurgences, que nous avons vues lors de la comparaison entre Sauvas et Peyrejal, et que nous reprendrons dans le prochain chapitre dans une recherche de systématisation de ces rapports.

4. 1. 10 - Conclusion : l'évolution paléogéographique du paysage calcaire du synclinal de Saint-André-de-Cruzières.

Après avoir étudié les aspects superficiels et souterrains du paysage, quels sont les renseignements qu'il nous fournit sur son évolution antérieure à nos jours ?

En fait il ne nous apprend pas grand chose, et les pages précédentes permettent de comprendre pourquoi : de par sa très faible épaisseur, il ne peut receler des formes reliques perchées au-dessus des zones actuellement actives, et seules les formes récentes apparaissent. Seules les galeries touristiques de la Cocalière et la galerie supérieure de Chazelles indiquent avec certitude l'existence de circulations antérieures. Mais les autres conduits, s'ils ont été utilisés précédemment -comme l'indiquent certains détails de Peyrejal, l'ont été à une époque récente et sont beaucoup trop marqués par les phénomènes actuels pour être étudiables, au moins dans un passé lointain.

Dans de telles conditions, nous avons été surpris d'entendre l'ensemble des spéléologues locaux, reprenant d'après leurs dires d'anciens auteurs, attribuer la formation des grottes du synclinal à l'action d'un paléo-Chazzezac qui aurait emprunté le synclinal pour se jeter dans le fossé d'Alès par la percée de Saint-Sauveur-de-Cruzières.

Il faut distinguer deux phénomènes dans une telle affirmation :

Les eaux de la rivière ont-elles emprunté le synclinal ? Il est difficile de trancher, le Chassezac changeant brusquement de cours après Maison-Neuve. Mais dans une telle éventualité elles ne seraient pas passées par la partie occidentale et méridionale du synclinal et leur tracé le plus occidental aurait pu être la très légère zone déprimée traversant l'anticlinal des Ramades aux lieux dits "les Pargues" et "la Chapelette", et empruntée par la route départementale 225 allant de Saint-André-de-Cruzières à Beaulieu. Un tel tracé aurait été depuis la capture suivi d'un enfoncement de 140 m de la rivière, ce qui lui donnerait un âge antérieur ou au mieux égal au début du Quaternaire. A titre de comparaison, les plus hautes terrasses villafranchiennes de la vallée du Rhône, à hauteur du débouché de l'Ardèche dans le fleuve, sont perchées

à 130 m au-dessus du niveau de base actuel.

On pourrait se demander, si les eaux du Chassezac n'ont pas emprunté le synclinal, comment d'aussi faibles écoulements que ceux de la Claysse ont pu fabriquer la percée de Saint-Sauveur. D'une part il faut bien admettre que les eaux de la Claysse ont eu lors de récurences froides des capacités d'écoulement et d'érosion plus importantes. De plus, la présence du niveau de base du fossé d'Alès a permis lors de l'Oligocène une puissante érosion bien capable de former une pareille percée que facilitait le broyage tectonique des petits blocs de calcaire urgonien faisant obstacle.

Le second phénomène qu'implique l'affirmation précédente est la circulation du Chassezac dans des réseaux souterrains. En dehors d'une presqu'impossible superposition en plan de cet écoulement avec les réseaux actuels, un tel écoulement aurait été suffisamment puissant pour créer un canyon et non pas des grottes, même s'il avait été affecté de phénomènes de sous-écoulement. Or, il n'existe aucune trace d'un tel canyon dans le modelé superficiel actuel.

En dehors d'un éventuel passage du paléo-Chassezac, l'évolution du paysage montre en surface une karstification assez intense mais souvent oblitérée par les actions périglaciaires récentes qui ont effacé toutes les traces antérieures. Sous terre, seules les galeries de la Cocalière aménagée suggèrent des phases de remplissage entre des périodes de creusement, phases que la rareté de leurs vestiges rend indatables et ininterprétables, mais qui prouvent malgré tout l'ancienneté de la karstification dans le synclinal. Après cette phase à laquelle peuvent être rattachées la galerie néolithique de Chazelles et la galerie supérieure de Peyrejal, se sont formés les conduits actuels, sans qu'il soit possible de savoir si les conduits inférieurs du Peyrol et les circulations fissurales encore plus basses correspondent à des phases postérieures ou aux écoulements d'étiage de la même période que celle de formation des galeries "explorables" ; dans ce dernier cas, il n'y aurait eu qu'un léger abaissement de la zone vadose depuis le creusement des grands conduits, sans que l'on puisse parler de "rupture" dans l'évolution des réseaux.

Sur ces grandes lignes se sont greffées de petites variations rattachables dans le modelé à une échelle taxonomique inférieure, notamment une phase de concrétionnement comblement -correspondant à un climat plus sec- qui se distingue nettement dans le réseau de Peyrejal, suivie d'une reprise d'érosion et peut-être d'une seconde phase de comblement difficilement distinguable d'une différence de résistance des concrétions, selon leur position, aux effets destructeurs des crues. A cette phase de sècheresse sont peut-être

aussi rattachables les gisements néolithiques situés dans les galeries supérieures du réseau de la Cotepatière et difficilement conciliables avec les circulations violentes des crues actuelles. La présence au début du Néolithique d'une couverture forestière importante a pu freiner considérablement les infiltrations du début d'orage et ralentir les mises en charge (voir supra chapitre général sur la paléogéographie), comme elle a pu, lors de sa disparition, provoquer la reprise d'érosion dans les concrétionnements des réseaux par un afflux d'eaux plus violentes et surtout beaucoup plus chargées en matières érosives, sables, graviers, etc, que ne l'étaient les eaux pénétrant auparavant dans le vaste porche de la Goule de Sauvas.

Enfin, de par sa faible épaisseur relative, le Karst de Saint-André-de-Cruzières a, tout au long de ces pages, montré une originalité de ses formes et de son évolution qui souligne l'importance de ce paramètre dans l'évolution du paysage : juxtaposition de systèmes d'écoulement superficiel temporaires et de formes karstiques très évoluées, rareté des paléoformes effacées par l'érosion actuelle, violence des circulations souterraines, tous ces faits résultent de la compression verticale des niveaux hydrologiques et morphologiques dans un paysage à faible épaisseur relative.

CHAPITRE 4.2.

-:-

L'INFLUENCE DE LA KARSTIFICATION SUR LA FORMATION ET L'EVOLUTION DES PAYSAGES CALCAIRES

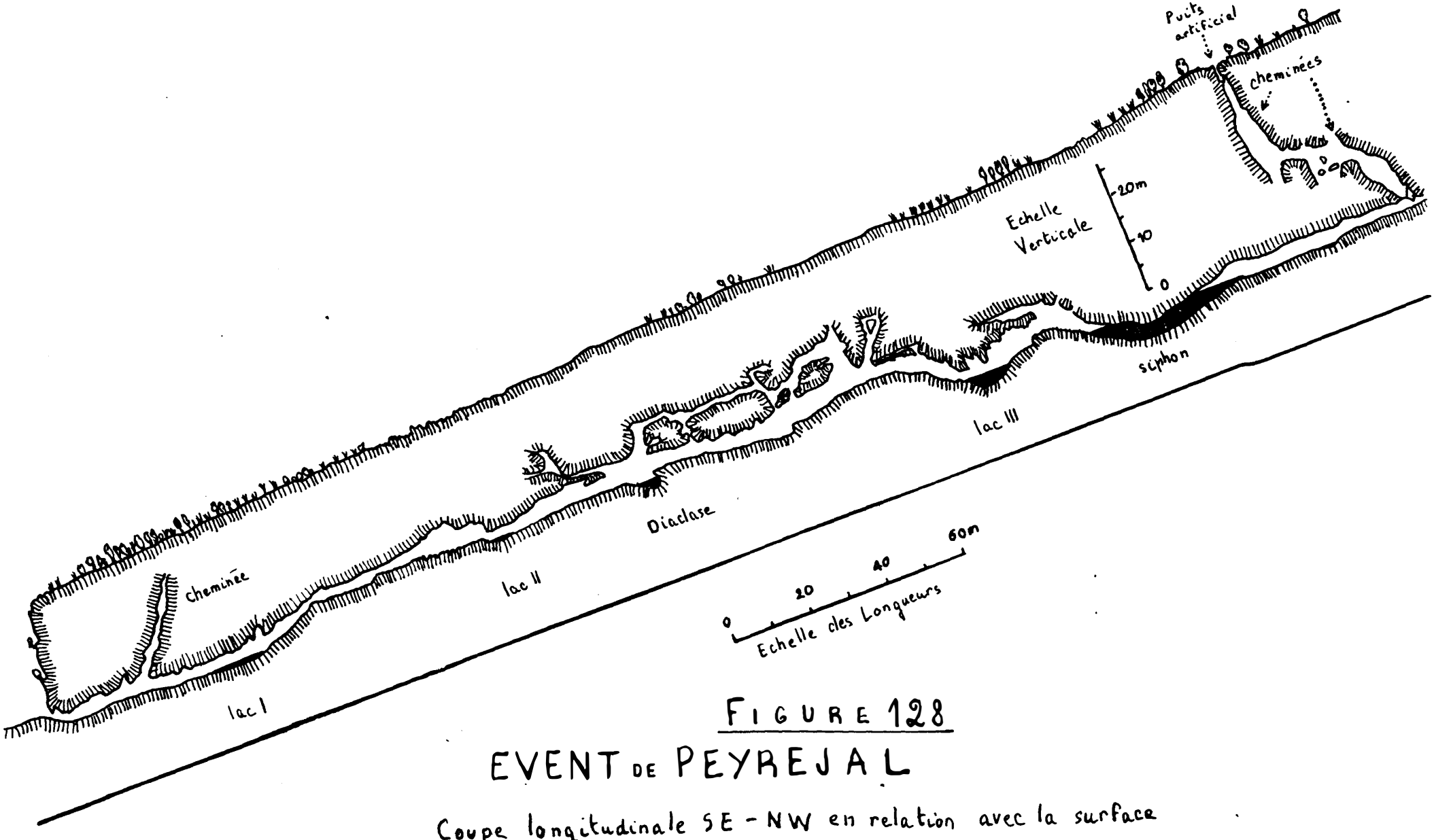
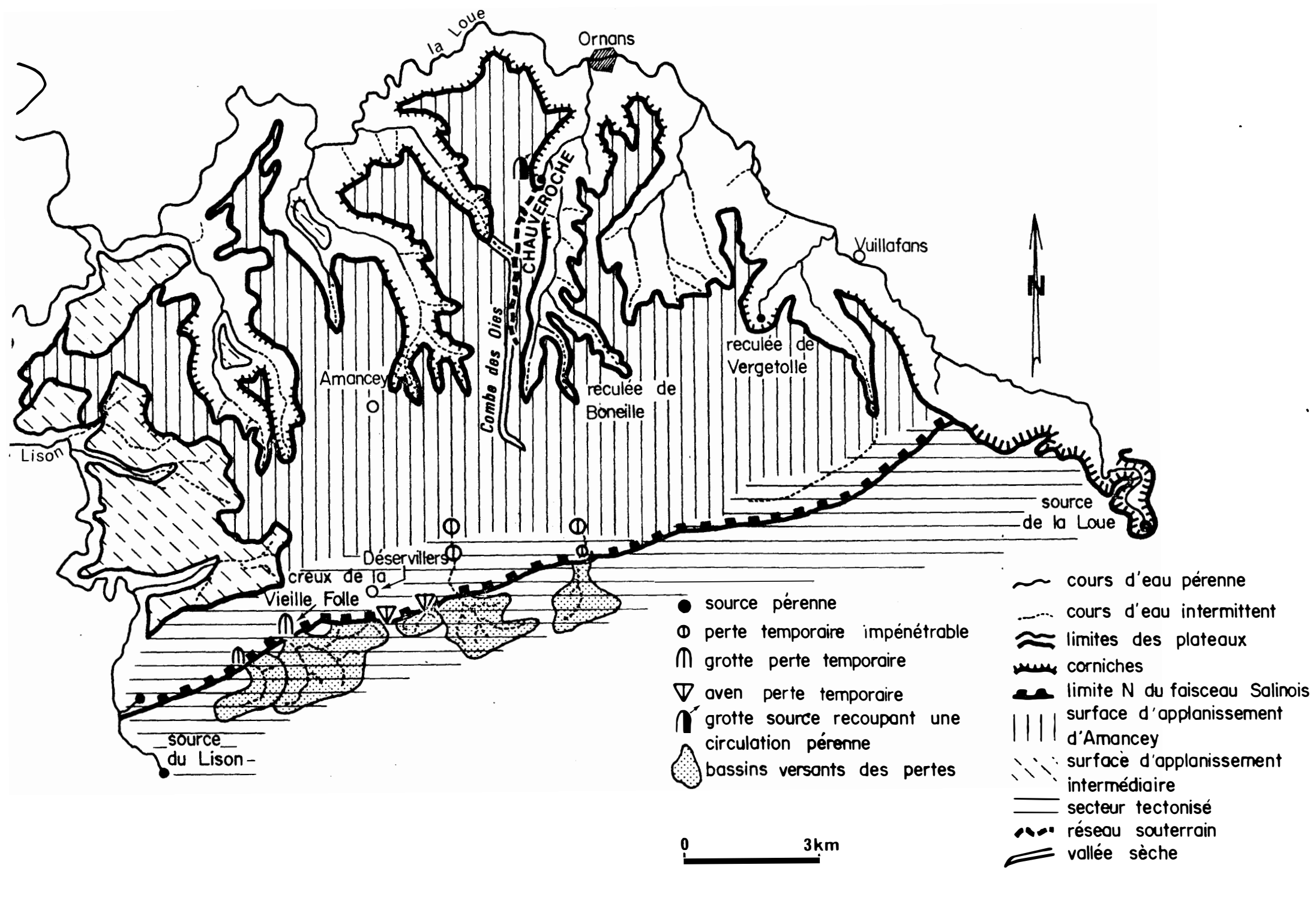


FIGURE 128

EVENT DE PEYREJAL

Coupe longitudinale SE - NW en relation avec la surface

Y.C. d'après B. Klingenfuss


la Loue
Ornans
CHAUVEROCHE
Combe des Oies
Vuillafans
reculée de Vergetolle
reculée de Boneille
Amancey
Lison
source de la Loue
Déservillers
creux de la Vieille Folle
source du Lison
source pérenne
perte temporaire impénétrable
grotte perte temporaire
aven perte temporaire
grotte source recoupant une circulation pérenne
bassins versants des pertes
cours d'eau pérenne
cours d'eau intermittent
limites des plateaux
corniches
limite N du faisceau Salinois
surface d'applanissement d'Amancey
surface d'applanissement intermédiaire
secteur tectonisé
réseau souterrain
vallée sèche
0
3km
N

4. 2. 1 - Orientation de l'étude.

Au terme de cette étude des paysages des plateaux calcaires ardéchois, dans leurs aspects superficiels et souterrains, apparaît la limite de la démarche adoptée : le découpage nous a obligé à considérer séparément les formes calcaires de surface et les formes calcaires de profondeur, en signalant parfois une intéraction d'une forme d'un type sur une forme de l'autre type. Mais, n'ayant jusqu'à présent introduit aucune systématisation de ces rapports, nous voudrions terminer ce travail sur une telle recherche, élargie d'ailleurs, au-delà des plateaux ardéchois, à quelques autres régions karstiques françaises.

4. 2. 2 - Les relations entre formes de fond et formes de surface.

Au premier stade d'une pareille étude, il faut aboutir à une classification des différentes relations entre les formes et leurs divers rapports de "causalité" : dans quel cas y-a-t-il intéraction, dans quel cas évolution indépendante ? Le dernier cas n'entre pas dans notre propos mais est concevable. Un type de forme évoluant de façon quasi-autonome dans un karst peut être l'amont de certains réseaux souterrains très profonds du type exurgence, encore qu'un rapport lointain puisse être établi entre la nature de la surface commandant les infiltrations et la nature de la galerie envisagée.

Deux types principaux de rapports, différents mais ne s'excluant pas, ont été distingués : les rapports de causalité commune et ceux de causalité directe. Ils feront l'objet de la première partie de cette recherche, dont ils sont le point de départ.

4. 2. 2. 1 - Les rapports de causalité.

4. 2. 2. 1. 1 - Les rapports de causalité commune.

Nous en prendrons un exemple dans le Jura des plateaux, dans la région d'Ornans (fig. 129), parce qu'il n'en existe pas de très significatif dans les plateaux ardéchois. Il s'agit de la rivière souterraine de Chauveroche et de la vallée sèche de la "Combe aux Oies" qui la domine. Ces deux ensembles karstiques sont alignés sur un système de fractures nord-sud transversal par rapport aux directions tectoniques dominantes de la région qui correspondent au

faisceau salinois WSW-ENE. Elles présentent (fig. 130) une nette ressemblance en plan, la vallée sèche recouvrant nettement la rivière souterraine. Mais, excepté cette ressemblance attribuable à l'installation sur un même accident géologique, il n'y a pas de points communs entre les deux formes, si ce n'est de petites infiltrations temporaires dans la vallée sèche alimentant de faibles écoulements au plafond de la grotte qui reçoit ses eaux principales de bien plus loin.

C'est dans ce cas, où formes de fond et de surface ont un dénominateur commun - qui peut faire des formes ou leur être extérieur - que l'on parle de rapports de causalité commune. Ce même facteur, structural ou géomorphologique, détermine ou modifie les formes de surface et de fond, et permet parfois l'apparition de points communs, en plan dans le cas envisagé, mais en plans superposés.

Ce premier exemple était assez simple. Si l'on reprend un point de détail de la rivière souterraine de Chauveroche, les galeries proches de l'exurgence, et que l'on cherche à saisir quels sont leurs rapports avec la reculée de Boneille où débouche la grotte (fig. 131), on observe qu'en période de crue l'eau jaillit à tous les niveaux entre l'exurgence d'étiage et la vaste galerie supérieure, témoignant ainsi d'un enfoncement régulier des eaux suivant l'approfondissement des vallées. Il y a là un probable rapport de causalité commune à cause paléoclimatique extérieure -ou si l'on veut indépendante- aux deux formes : une recrudescence de l'écoulement, provoquée par une augmentation de la pluviosité ou par une forte fonte glaciaire, a provoqué simultanément d'une part une augmentation de débit de l'exurgence et une augmentation de la charge, et d'autre part une reprise de creusement dans la Loue proche et dans la reculée de Boneille affluente -où l'augmentation de débit de l'exurgence jouait dans le même sens-. C'est l'action de cette cause extérieure sur les deux formes qui a permis l'abaissement progressif du niveau de l'exurgence par la formation de conduits étroits jusqu'au niveau actuel. Une augmentation de l'écoulement dans une seule des formes aurait donné d'autres résultats qui n'auraient pas été liés par les mêmes rapports.

Figure 129 : Les principaux phénomènes karstiques du plateau d'Amancey (Doubs).

4. 2. 2. 1. 2 - Les rapports de causalité directe.

Soit une cavité croissant régulièrement à un niveau proche de la surface (Fig. 132 A). Dans un rapport fond-surface, l'effondrement de la cavité provoque la formation d'une doline ou d'un aven (Fig. 132 B). Dans ce cas on parle de rapports de "causalité directe" parce qu'une forme "engendre" une autre forme.

Dans le cas précédent la cavité engendre la doline mais n'aura que peu d'effet sur l'évolution de cette dernière, ne serait-ce que parce qu'une des formes découle de la disparition de l'autre. Aussi parlera-t-on de "causalité directe d'origine".

Si l'on examine maintenant le cas d'une reculée comme celle de Vergetolle, à Vuillafans (Doubs), au sud-est d'Ornans (fig. 133), qui se termine par un bout du monde avec une exurgence, l'évolution de la reculée dépendra pour une bonne part, durant toute sa formation, de l'arrivée d'eau par l'exurgence en amont et ce en quantité, le débit jouant son rôle, et en qualité, les propriétés agressives ou saturées de l'eau étant essentielles. Dans le cas de cette reculée de Vergetolle, l'apparition de tufs, liée à des modifications qui ont pu être souterraines -effondrements diminuant le débit - ou climatiques, a bloqué dans un rapport fond-surface l'évolution "régressive" de la reculée, évolution qui ne pourrait reprendre qu'après une éventuelle destruction de ces tufs. Réciproquement cette même reculée a vu, dans un sens surface-fond, les très importants dépôts périglaciaires de versant du Quaternaire agir sur les systèmes karstiques profonds par l'obstruction des émergences inférieures entraînant une remontée du niveau des eaux dans les conduits souterrains (et entraînant peut-être la stagnation des eaux ayant permis la saturation des eaux et l'apparition des tufs ; nous reviendrons sur ces actions réciproques plus loin).

Dans ce type de rapport de causalité ou l'influence fond-surface ou surface-fond n'est pas instantanée mais s'étale sur toute la formation de la forme, on parlera de rapport de "causalité directe continue".

Dans un sens surface-fond, le cas des pertes est significatif de ce genre de rapport. La perte du "Creux de la Vieille Folle", à Déservillers, sur le faisceau salinois (fig. 134), en est un exemple significatif : elle évolue pour une bonne part en fonction de son bassin versant liasique qui favorise un rapport solide important mais fin (eaux très boueuses), auquel s'ajoutent

---

Figure 130 : Les relations entre la rivière souterraine de Chauveroche et la vallée sèche de la "Combe des Oies" et les reculées environnantes.

des apports végétaux du type tronc d'arbre dont le rôle de butoir et de générateur d'embâcles n'est pas négligeable ; ce bassin favorise aussi une rapide concentration du drainage et une crue brutale qui nettoie le réseau de tous ses dépôts jusqu'à un siphon régularisateur où se dépose une partie des apports solides. Il en est de même à la Goule de Foussoubie (Fig. 48) où deux caractéristiques du bassin versant modifient l'évolution de la cavité : d'une part la présence d'affleurements de grès dans le bassin versant modifie la sédimentation de la cavité en favorisant un important apport de sédiments insolubles siliceux et de la classe granulométrique des sables et non pas des argiles comme dans la plupart des systèmes karstiques ; cela est particulièrement net dans la galerie des pyjamas (voir supra) ; d'autre part la grande superficie du bassin versant (comparer avec la figure 134), par l'ampleur des crues qu'elle provoque, modifie considérablement les galeries où les actions mécaniques deviennent prépondérantes (voir supra).

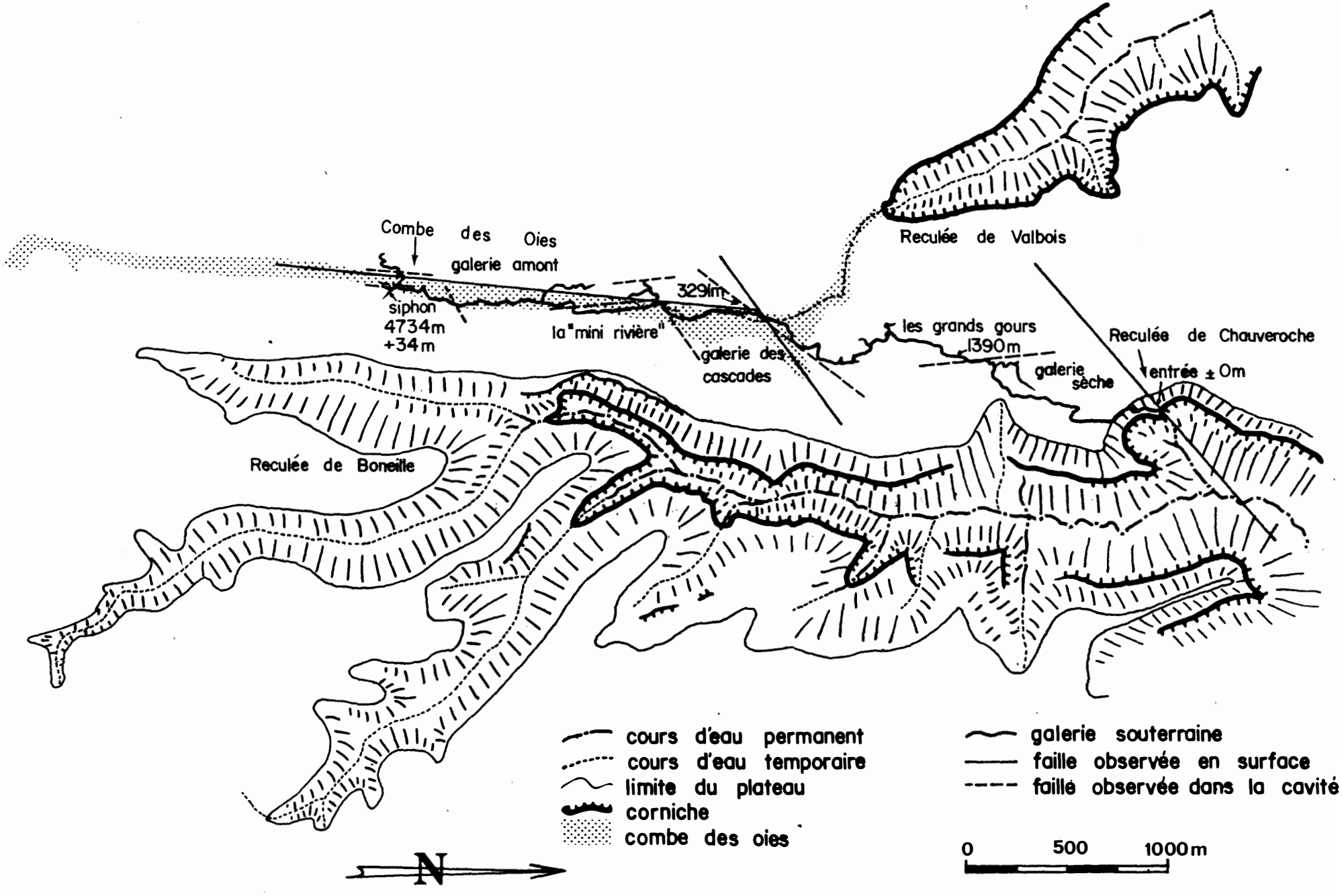
On voit par ces exemples que dans les pertes, la lithologie, la superficie, la forme en plan, la pente aussi du bassin versant, influent fortement dans un rapport surface - fond sur l'évolution des réseaux profonds en règlant les apports en eau et en sédiments dans ceux-ci, apports qui sont les causes essentielles d'actions mécaniques et sédimentologiques. Il faut noter que cette influence s'exerce plus sur la section des galeries que sur leur plan qui est essentiellement subordonné aux lignes de discontinuité du calcaire.

Les rapports sont malheureusement parfois beaucoup plus complexes. En revenant à l'exemple des dolines, la clarté des rapports cavité-doline d'effondrement peut être compliquée dans le cas où la doline ne se forme pas par effondrement, ou évolue en dolines de soutirage (1). L'évolution des formes souterraines pourra alors commander l'évolution de la doline :

Si les conduits souterrains sont capables d'évacuer les débris de la doline, celle-ci évoluera en profondeur. S'ils s'obturent, celle-ci aura tendance à s'élargir à partir d'un niveau de base très localisé formé par ses débris imperméables. Le rapport est compliqué par le fait que les apports d'eau de la doline jouent leur rôle dans l'évolution des conduits souterrains. La figure 135 montre deux exemples concrets de telles différences de relations entre les formes.

---

(1) voir à ce propos l'article de D. AUBERT (1966).



Plan de la rivière d'après les levés de Y. AUCANT-P. PETREQUIN

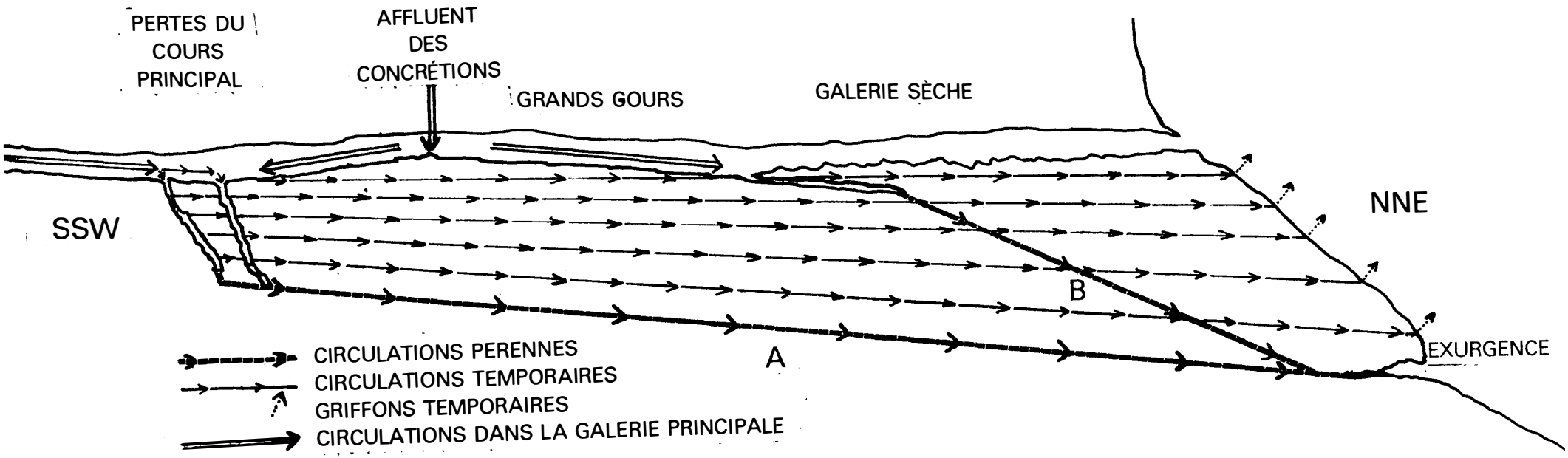


Figure 131 : Schéma des circulations dans la partie aval de la grotte de Chauveroche.

Les eaux, après avoir coulé durant une longue période par la galerie principale, se sont progressivement enfoncées jusqu'au niveau actuel de circulation A par de petits conduits sans drain majeur individualisé. Lorsque A se met en charge, ces conduits permettent une circulation entre A et la galerie principale qui se manifeste par de nombreuses petites émergences. La galerie principale a été affectée postérieurement par les ciculations de l'affluent des concrétions.

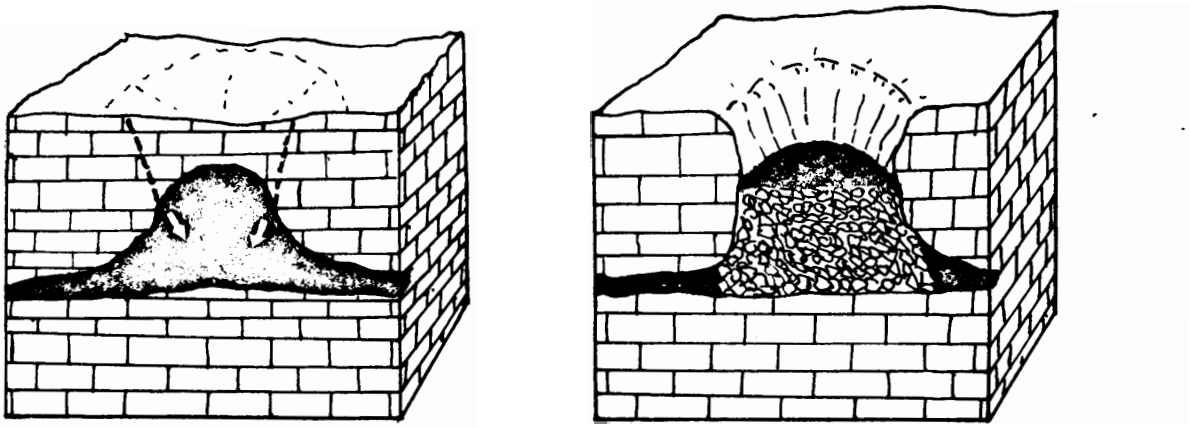
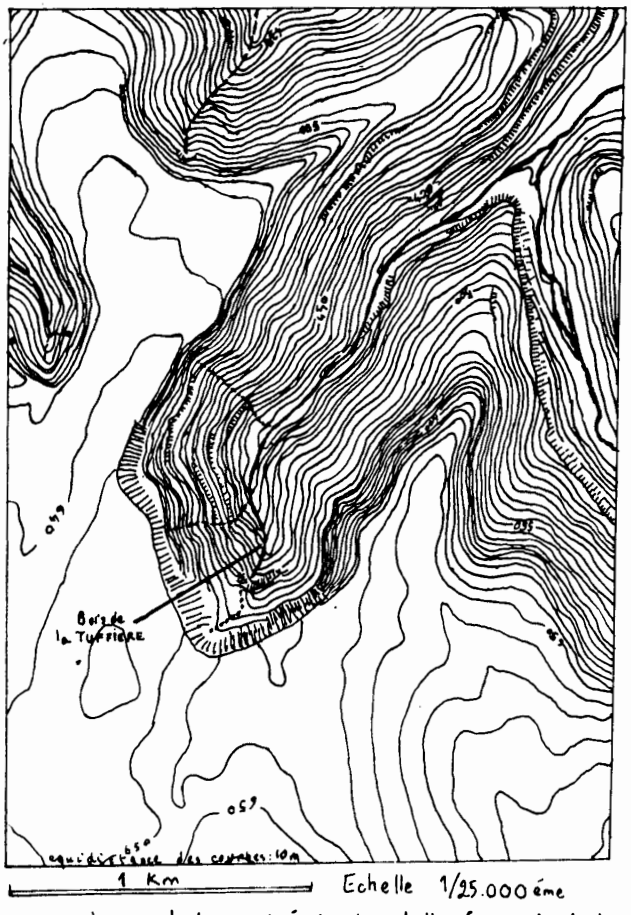


Fig. 132 : Un exemple de Causalité directe d'origine. L'effondrement de la cavité représentée en A. forme une doline d'effondrement en B mais comble la cavité des débris de la voute.

FIGURE 133



Croquis orographique de la reculée de Vergetolle (Doubs). Noter sa grande largeur par rapport à sa longueur, signe de blocage du recul de cette forme, et le toponyme "Bois de la Tuffière".

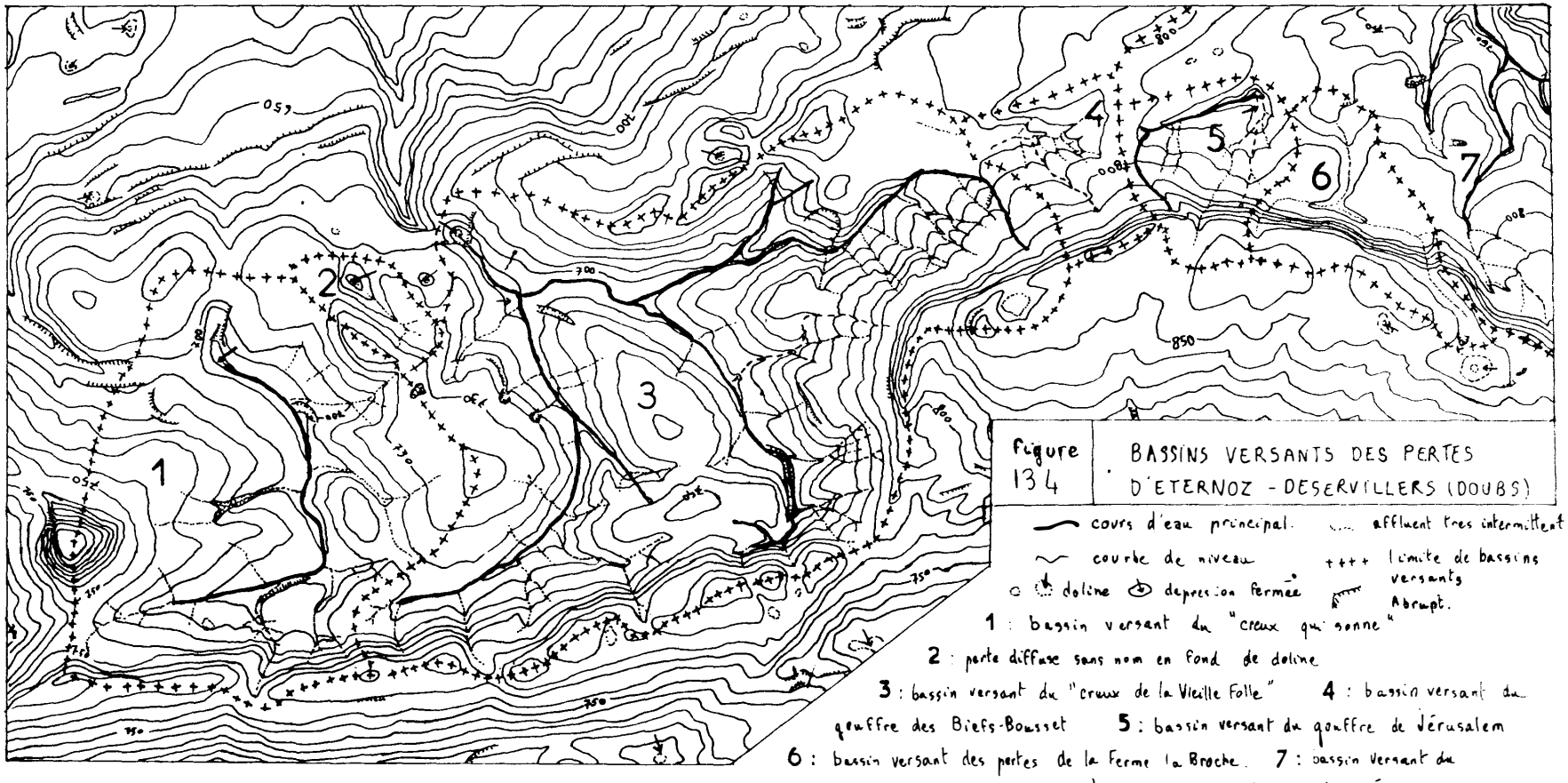


Figure 134 — BASSINS VERSANTS DES PERTES D'ETERNOZ - DESERVILLERS (DOUBS)

cours d'eau principal — affluent très intermittent

courbe de niveau ++++ limite de bassins versants

doline dépression fermée Abrupt.

1 : bassin versant du "creux qui sonne"

2 : perte diffuse sans nom en fond de doline

3 : bassin versant du "creux de la Vieille Folle" **4** : bassin versant du gouffre des Biefs-Bousset **5** : bassin versant du gouffre de Jérusalem

6 : bassin versant des pertes de la Ferme la Broche. **7** : bassin versant du ruisseau des Oies. Les autres aires ne sont pas drainées.

Echelle 1/25000ème 0 1 Km

4. 2. 2. 2 - Les "Systèmes d'Intéraction karstique".

4. 2. 2. 2. 1 - Définition et propriétés.

Les rapports doline-conduits souterrains montrent bien la limite de cette classification ; elle résulte de son obligatoire simplification qui ne permet de souligner que les tendances sans montrer les contre-tendances. Aussi, au-delà de cette classification, mais grâce à elle, apparaissent des "systèmes d'intéraction karstique" (système étant employé dans le même sens que dans "système morphogénétique") comportant une ou plusieurs formes de fond liées à une plusieurs formes de surface en un ensemble indissociable.

Dans un pareil système, qui doit être considéré en volume, plusieurs types de rapports et de processus coexistent, avec parfois une dominante dans un sens donné. Cette dominante résulte de la suprématie de l'une des deux données antagonistes du paysage calcaire, données introduites par le développement en volume du paysage : d'une part une donnée -descendante- sous l'influence de l'eau s'écoulant par gravité (doline collectant l'eau qui élargira les conduits sous-jacents) ; d'autre part une donnée -ascendante- parfois sous l'influence d'eau remontant par mise en charge (système vauclusien), mais surtout par effet de gravité dû au soutirage d'une forme par la forme sous-jacente (1). Cette seconde donnée est d'ailleurs à l'origine une donnée dépendante de la première, ou le terme mineur de l'antagonisme, car la formation de la cavité permettant le soutirage nécessite toujours l'action de la première donnée sauf lorsqu'il y a apport latéral d'eau agressive. Ce n'est que dans un second stade que les deux données évolueront concurremment.

4. 2. 2. 2. 2 - Rôle de la taxonomie.

Nous nous sommes jusqu'à présent limités à l'exemple de la doline. Mais il est possible de distinguer des systèmes d'interaction karstique à plusieurs échelles taxonomiques. Dans les échelles inférieures au système doline-conduit, le problème se pose peu, car il faut des formes assez importantes pour que puisse apparaître un rapport, le passage fond-surface nécessitant une certaine

(1) Ces deux données antagonistes existent dans tous les modelés (l'érosion régressive, par exemple, est un équilibre entre elles). Mais elles sont limitées par leur maintien sur la surface topographique qui leur donne en règle générale de très fortes composantes obliques par rapport à la verticale.

épaisseur de calcaire. Plus le calcaire est pur, plus ce passage peut être bref.

Dans les échelles supérieures, par contre, plusieurs niveaux peuvent être envisagés.

A l'échelle du kilomètre, le cas le plus clair est celui du système d'interaction formé par un poljé et ses conduits souterrains : les conduits jouent un grand rôle dans l'évolution du poljé, notamment dans la transformation de celui-ci en lac temporaire ou permanent ; réciproquement, le poljé agit sur l'évolution des conduits par ses apports en alluvions qui peuvent obturer un ponor au profit d'un autre ponor, ou transformer un poljé "sec" en poljé inondable. Il en est de même à une échelle très variable, allant de la dizaine de mètres au kilomètre, pour les relations entre les bassins versants et les pertes, ces dernières influent aussi sur la formation des premières, et, à l'inverse, - nous l'avons déjà montré - pour les relations entre les résurgences et les vallées qu'elles déterminent.

Mais à l'échelle de la dizaine de kilomètres, les poljés s'intègrent parfois dans les karsts très évolués, à des systèmes plus vastes comprenant plusieurs poljés reliés entre eux par les circulations souterraines et agissant les uns sur les autres par l'intermédiaire de ponors absorbants et émissifs. En Europe, seul le Karst yougoslave possède des ensembles de ce type qui représentent les plus grands systèmes possibles. La chaine turque du Taurus contient aussi de tels ensembles allongés sur 40-50 Km, comme ceux des poljés de Kembos et d'Eynif dans la haute-Manavgat (Chabert Cl., 1976 ; Chabert Cl., Callot Y., Chabert J., Gili E., 1978).

4. 2. 2. 2. 3 - Rôle du paysage environnant le système.

Dans la définition des systèmes d'interaction karstique, en dehors de l'échelle taxonomique, apparaît une autre dimension que l'on pourrait qualifier de plus générale : en se plaçant à l'échelle des grandes unités orographiques, et même de paysage, de la région, apparaît un fait considéré comme "évident", mais dont les conséquences morphologiques ne sont pas explicitées (sauf dans J. Nicod, 1972, p. 74-75, et dans Ph. Renault, 1967-68, pour les propriétés mécaniques) ; on parle de Karst de plateau, de Karst de montagne, de Karst de plaine, sans insister sur les rapports fond-surface qu'impliquent ces paysages, ne serait-ce que dans les différences de distances entre la surface et les zones de battement des circulations noyées, différences dont les effets morphologiques sont encore à préciser ; nous en avons examiné un exemple lors de l'étude des vallées (voir chapitre 2. 2.).

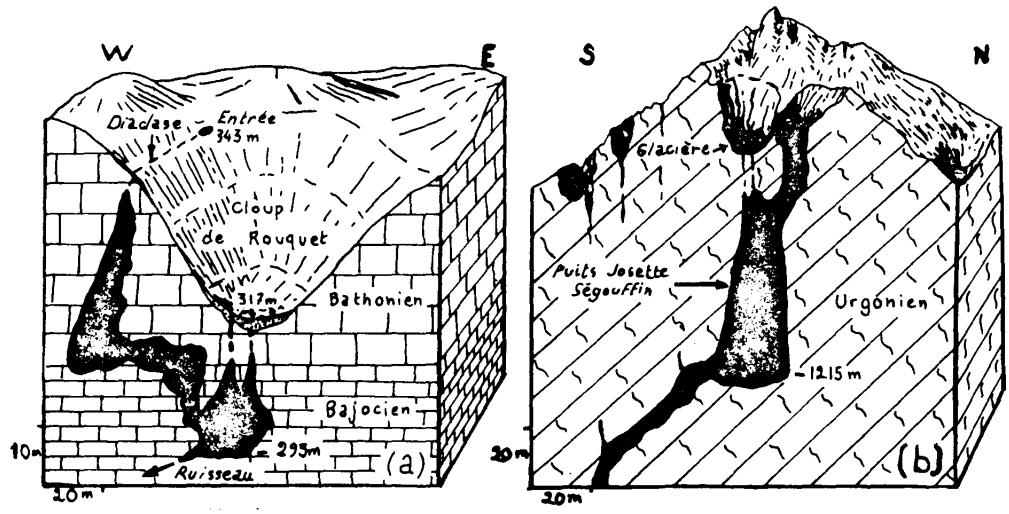


Figure 135 : Exemples de rapports entre les dolines et les gouffres
a : Igue del Garrel, commune de Promilhanes, Lot (Causses du Quercy)
b : partie supérieure du Gouffre de la Henne-Morte, commune d'Arbas, Haute Garonne (d'après B. Gèze, 1975).

Dans le cas (a), il apparaît un rapport de causalité commune entre la partie occidentale du réseau souterrain et la doline. Par contre la partie inférieure du réseau, non tributaire de la diaclase commune paraît liée par un système d'intéraction karstique avec la doline, sans qu'il soit possible de préciser quelle forme a précédé l'autre ; il est probable qu'elles se sont formées simultanément.

Dans le cas (b) la position topographique du gouffre sur une crête et son ampleur par rapport aux dolines le surmontant permet de supposer que la genèse du puits est prépondérante et que les deux dolines supérieures se sont formées grace aux possibilités d'évacuation des débris que fournissait le réseau de la Henne-Morte. La présence de glacière peut aussi jouer un rôle ; la neige ne corrode que lorsqu'elle fond, et son accumulation dans la doline attaque peu en surface, alors qu'au moment où elle devient liquide à la base de la doline, elle se trouve déjà presque sous terre et agrandit rapidement le puits sous-jacent à la doline.

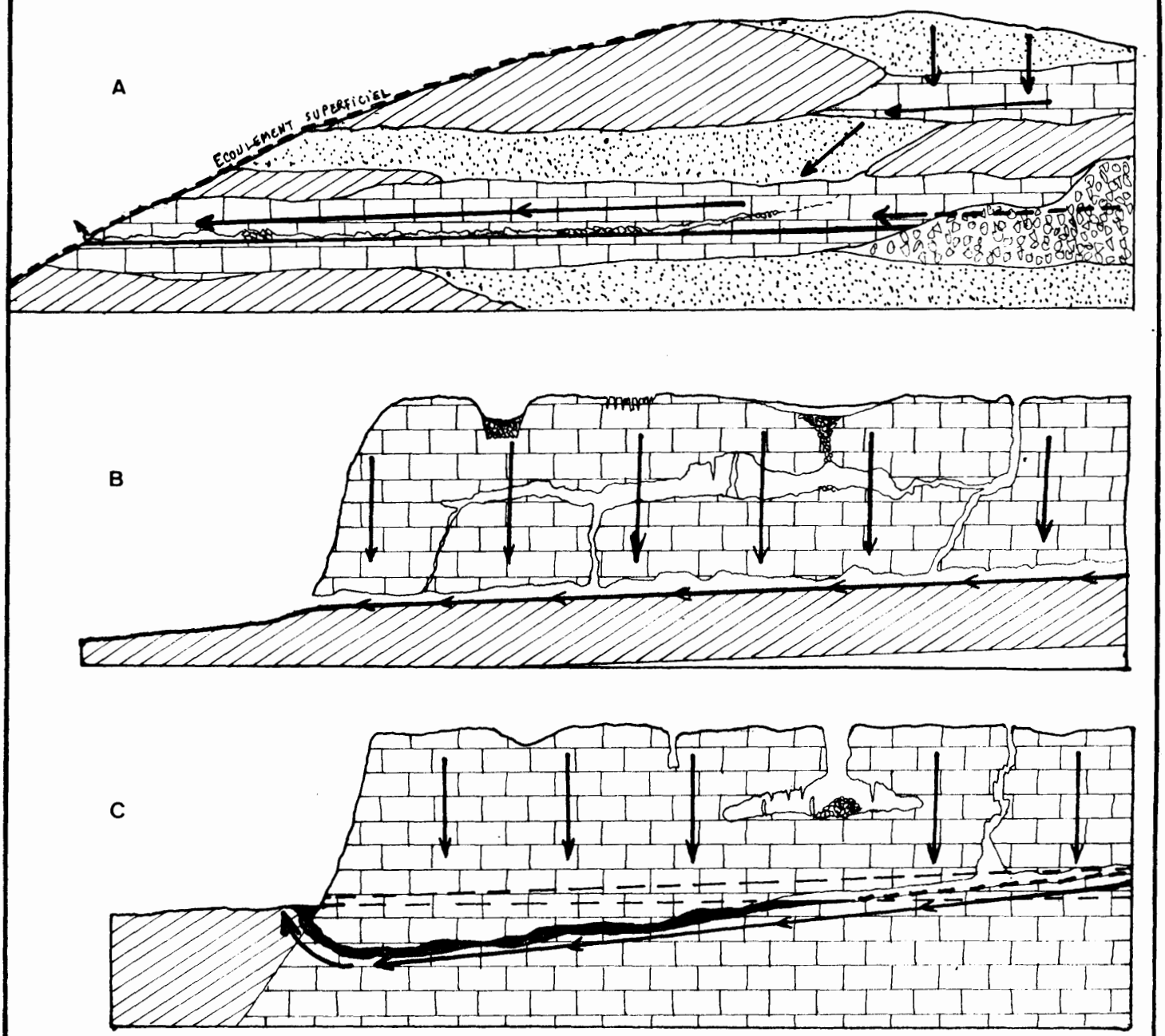


FIGURE 136 : Les trois types de volumes dans les paysages affectés de phénomènes karstiques ou pseudo-karstiques, en A dans les "grès" du Trias ardéchois, en B dans un paysage calcaire surmontant une couche imperméable faisant niveau de base, en C dans un paysage calcaire à niveau de base déterminé par le niveau d'émergence des eaux (Karst barré). Les flèches en traits épais représentent les composantes principales d'écoulement des eaux.

Roche Perméable non soluble — Roche imperméable — Roche Karstifiable

Brèche Gréseuse perméable — Banc marneux — Conduits noyés

limites de la zone de battement des écoulements sous pression ; la figure C figure l'état de ces écoulements en période d'étiage

Cet environnement orographique introduit dans les systèmes leur dénivelée et leur pente. Une région calcaire de montagne possède des réseaux souvent à forte pente, à écoulement rapide, à crues brutales mais brèves, à fortes actions mécaniques, comme la résurgence de Bordes de Crues dans les Pyrénées ariègeoises (Fig. 138), ou le Gouffre Berger dans le Vercors. Un Karst de plateau de type jurassien a une topographie de surface impliquant l'existence de formes souterraines à faible pente générale, aux rivières calmes, aux circulations plus ou moins anastomosées dans les secteurs d'alimentation locale, aux eaux plus proches de la saturation. Les plateaux ardéchois tendraient par certains de leurs aspects vers le second type mais l'épaisseur importante du calcaire leur donne dans l'Urgonien certains aspects du premier type (présence de grands avens, rareté des accès aux circulations souterraines horizontales, surtout les circulations pérennes).

4. 2. 3 - L'importance du volume dans les paysages calcaires.

Le rôle de l'environnement topographique dans la formation des systèmes d'interaction karstique, par les dénivelées qu'il introduit, amène à examiner quelle est l'importance d'un facteur qui est resté sous-entendu dans cette étude ; même s'il a été souvent invoqué pour expliquer certaines formes, ses caractéristiques n'ont pas été précisées. Ce caractère est le VOLUME que présente le paysage calcaire.

Les rapports entre formes de fond et de surface que nous avons précédemment examinés sont révélateurs de l'influence de cette notion, la plus originale des régions karstiques : ces rapports se réduisent à des combinaisons complexes de données simples antagonistes pouvant se résumer à deux tendances, l'une ascendante, l'autre descendante, qui ne sont si différenciées que parce qu'elles s'exercent verticalement à travers ce volume. Alors que dans les autres roches l'érosion agit surtout sur la surface plus ou moins complexe qu'est la surface topographique (1), dans les régions calcaires, les phénomènes karstiques modifient cet état de chose d'une manière radicale en agissant non plus SUR mais DANS le relief, la base de la zone d'action karstique devenant une surface totalement différente de la surface topographique. Il ne

(1) -surface épaissie sous certains climats par le manteau d'altérites ; mais la base de ce dernier est toujours une image plus ou moins approchée de la surface topographique-

faut plus considérer l'érosion dans un système à deux dimensions, mais dans un système à trois dimensions.

4. 2. 3. 1 - Volume et taxonomie.

L'influence du volume dans ses manifestations karstiques souterraines apparaît dans les relations "taxonomiques" entre les formes et le relief environnant ; en effet la différence de dénivelée dans les divers paysages s'exerce d'une manière beaucoup plus absolue pour les formes de fond que pour les formes de surface. Si l'on considère un Karst de haut-plateau comme le Vercors, un secteur situé au centre du plateau a une topographie présentant d'assez faibles dénivelées. Au contraire, les formes et les circulations souterraines du même secteur, de dimensions du même ordre, comme elles dépendent du volume global du massif, peuvent posséder des dénivelées proches de celles de l'ensemble de la masse calcaire. Il y a là une grande différence entre formes de fond et formes de surface à une échelle taxonomique apparemment identique : la forme de fond a une intégration à la région proche de celle des formes de surface d'une échelle supérieure parce qu'elle se trouve dans un rapport de dépendance avec les formes de surface d'échelle supérieure ; elle est libérée par son volume de sa dépendance envers les formes de surface de son échelle, puisqu'elle peut se rattacher souterrainement à une vallée, ou à une autre forme, appartenant à une unité d'échelle taxonomique supérieure. Sur les plateaux ardéchois bordant le canyon crétacé, il en est ainsi lorsqu'une topographie de surface faiblement ondulée est perforée par des avens comme celui de Vigne-Close d'une profondeur de 150 m, correspondant aux dénivelées des versants des gorges de l'Ardèche.

Cette intégration à la région dans son ensemble, combinée avec l'utilisation de la troisième dimension, donne souvent une indépendance presque totale à la forme souterraine par rapport aux formes de surface qui l'entourent et sont de la même échelle taxonomique.

4. 2. 3. 2 - Relativité du volume dans les aires calcaires.

La nature de ce "volume" si souvent avancé dans nos explications précédentes doit être précisée, car il n'y a pas un, mais plusieurs volumes dans la partie "émergée" -ou volume relatif- d'un paysage calcaire.

Il faut tout d'abord distinguer la masse rocheuse en elle-même qui constitue la plus grande partie de ce volume émergé, mais qui ne présente pas d'utilité particulière dans la genèse des particularités du paysage, si ce n'est qu'elle est soluble, imperméable et possède une porosité en général faible,

sauf dans la craie.

Il faut ensuite considérer le volume "utilisable", c'est-à-dire les discontinuités perforant la roche, discontinuités de dimensions variables, allant de la micro-fissure large de quelques microns à la vaste salle de grands réseaux comme celui d'Orgnac ou de la Pierre-Saint-Martin. Ce sont ces discontinuités qui forment le réseau de circulation des eaux souterraines au détriment des écoulements superficiels, et c'est autour d'elles que s'accroît ou diminue le volume utilisable dans la masse calcaire.

Cette opposition entre une importante masse calcaire et les vides, proportionnellement faibles (rarement plus de 3 à 4 pour mille dans un massif exceptionnellement karstifié, celui du Cap de Lesse à Tarascon-sur-Ariège)(Ph. Renault, 1972) donne une certaine ambiguité à la notion de volume ; on peut en effet admettre que la karstification met en valeur le volume en le taraudant, mais en même temps elle le "nie" : au lieu de se maintenir à sa surface comme les autres processus d'érosion, elle le traverse, ce qui oblige à en tenir compte ; mais, parce que ce volume est annihilé et réduit à une masse relativement immune, à coefficient de vides faible, on peut dire qu'il y a un équilibre entre le volume et la puissance érosive des actions karstiques, qui ne peuvent pas, au moins sous nos climats, détruire totalement ce volume. Aussi peut-on dire un sens que la karstification n'est pas une lutte, mais une intégration érosion-volume.

Cette relativité de l'excavation de la masse rocheuse affectée par la karstification peut aussi s'exprimer en terme d'efficacité de circulation des eaux souterraines. Il intervient alors plusieurs caractères : nature de la roche, qu'elle soit calcaire, crayeuse ou dolomitique ; importance de la fracturation, qui peut être fort développée dans certaines régions, et dans certaines roches calcaires, et peut par contre se trouver très réduite lorsque les actions tectoniques ont été faibles dans une région, ou lorsque la roche est particulièrement résistante ou particulièrement "souple" (calcaires marneux) ; le volume utilisable et utilisé se trouvera différent lorsque la roche a subi une fracturation en mailles espacées mais importantes ou au contraire lorsqu'apparaît une fracturation très serrée mais à faible importance de chaque fracture ; encore faut-il être prudent dans ce genre d'interprétation, les études des micro-tectoniciens montrant souvent d'intenses phénomènes de fracturation dans des aires que l'on croirait apparemment peu brisées ; mais le micro-tectonicien recherche la fracture pour elle-même et ne s'intéresse pas

à l'utilisation de celle-ci par l'érosion, aussi compte-t-il aussi bien certaines fractures de compression non utilisables par l'érosion que les fractures facilement élargissables par les eaux, ce qui rend délicat l'interprétation de ses résultats.

A une échelle de dimension des conduits supérieure à celle des fissures originelles, la relativité du volume souterrain se trouve augmentée par la particularité des circulations que nous avons signalée dans le chapitre 3. 1. : la possibilité de croissance du débit d'un réseau souterrain est limitée au débit maximum du plus petit conduit -ou ensemble de conduits- se trouvant dans le réseau. Cette importance des "diaphragmes" dans les réseaux a été mise en évidence par Ph. Renault (1967-68) ; elle est la cause de grandes mises en charge en amont des rétrécissements, qui permettent parfois un court-circuitage de ces ralentissements par l'utilisation de conduits plus élevés inactifs la plupart du temps. La présence d'un tel diaphragme dans un massif fortement évidé lui donnera un fonctionnement hydrologique possédant des points communs avec le fonctionnement d'un massif aux vides plus réduits.

Les conséquences morphologiques d'un tel rétrécissement sont importantes, surtout en amont où apparaît une tendance à la sédimentation fine dans les galeries et salles où stagne une eau presque immobile. Les mises en charge pourront atteindre plusieurs centaines de mètres -grotte de la Luire, Vercors- si l'épaisseur relative du calcaire est suffisante, ou, comme cela s'observe en Ardèche dans les "Goules", les mises en charge se répercuteront en surface par l'apparition de lacs temporaires.

On pourrait dire d'une manière approximative que la relativité d'une masse calcaire n'est pas fonction de ses plus grands conduits et galeries mais dépend essentiellement de la plus petite section transversale du réseau de conduits qui la parcourt. Cette limitation de l'extension du volume permet d'affirmer que le calcaire possède une limitation de ses capacités de creusement à deux niveaux : au niveau de l'ensemble de la masse calcaire intégrée à une région donnée, et il s'agit alors de l'épaisseur relative du calcaire telle que nous l'avons précédemment définie ; et au niveau de ses possibilités de creusement dans sa masse, qui nous intéressent maintenant.

Au second niveau, le caractère le plus important dans la mise en oeuvre des possibilités d'utilisation des vides actuels ou potentiels qui parcourent une roche karstifiable, est certainement l'évolution qu'a connue cette roche depuis sa formation. Une roche qui a connu de longues périodes d'émersion, et

a donc été longuement soumise aux actions karstiques, se trouve généralement plus "excavée" qu'une roche récemment soumise aux mêmes actions. Cette action, compliquée par les phases de comblement des systèmes karstiques définies par P. George sous le vocable de "capital karstique", est la plus importante de la mise en oeuvre de la karstification parce qu'elle est susceptible d'une croissance sur de longues périodes. Elle est cependant limitée dans son action par un seuil morphologique.

Une des manifestations principales, en effet, de cette relativité de l'utilisation du volume dans les paysages calcaires, est un blocage presque total, ou au moins un très net ralentissement des actions d'excavation lorsque cette dernière atteint un certain développement. Cet arrêt de l'évolution est dû à la traversée de la région considérée par les rivières allogènes en canyon, sans qu'il y ait érosion importante, et encore moins corrosion, ou parfois en larges rivières souterraines coulant fréquemment sur leurs alluvions et possédant donc elles aussi un faible pouvoir érosif. Quant aux eaux de pluie tombant sur le paysage calcaire lui-même, elles percolent rapidement à travers celui-ci par les fissures élargies, ce qui diminue aussi leur pouvoir érosif, puis rejoignent les grandes circulations souterraines.

Ce phénomène de "fossilisation à l'air libre" des paysages calcaires est depuis longtemps connu ; il faut préciser qu'il ne s'applique pas à tous les régimes climatiques et que notamment les paysages calcaires tropicaux paraissent beaucoup moins immunes que les paysages calcaires des régions "tempérées". Cette "fossilisation" montre bien l'intégration érosion-volume dans le paysage, tout en n'excluant pas la possibilité théorique d'effacement total d'un paysage à l'issue d'une évolution suffisamment longue pour avoir peu à peu effacé les derniers chicots rocheux. Mais cette dernière phase d'effacement de buttes résiduelles entre les cours d'eau à l'air libre doit être fort longue car elle implique une disparition des capacités érosives allogènes, les buttes n'étant plus attaquables que par les eaux qu'elles reçoivent des précipitations, et éventuellement par une nappe d'inondation basale, qui paraît presque indispensable à la disparition de ces buttes. Notons qu'il ne semble pas, à notre connaissance, exister en France et dans les contrées limitrophes de paysages ayant suivi une telle évolution à une époque récente.

Toutes ces données s'appliquent aux paysages calcaires formés de roches essentiellement carbonatées. Mais nous avons vu dans le chapitre consacré aux "formes marginales" que des phénomènes "pseudo-karstiques" apparaissent dans

des roches où d'autres minéraux interviennent, ce qui rend encore plus "relatif" le volume dans lequel interviennent ces phénomènes. Nous avons déjà signalé dans la conclusion de ce chapitre la différence fondamentale entre la formation des conduits souterrains par dissolution "pure" -ou presque- qui intervient dans les roches exclusivement carbonatées, et la formation des conduits par évacuation des insolubles et des débris dégagés, qui est prepondérante dans les "grès" du Trias. Cette différence est si importante qu'elle doit être signalée de nouveau, car le volume considéré est beaucoup plus faible dans le second cas que dans le premier et il devient si "relatif" qu'il n'apparaît que comme un élément secondaire dans l'élaboration du paysage. Il en est de même dans le réseau de Chanclos où interviennent des différences mécaniques dans la roche qui obligent à introduire une notion de colmatage des conduits et de court-circuitage des aires colmatées.

En dehors de l'importance statistique du volume excavé, la relativité de ce volume tient donc à des causes mécaniques, qui font varier la localisation des conduits, et qui parfois gênent leur formation, notamment dans les cavités gréseuses où la roche ne "tient" souvent pas suffisamment pour que se maintiennent des conduits majeurs. Toutes les grottes des "grès" du Trias se terminent sur des effondrements et sont coupées dans leurs parties pénétrables par de telles zones instables où l'on tente de trouver son chemin entre les blocs ; à la différence des cavités dans les calcaires marneux, il ne semble pas apparaître de court-circuitages parce que les effondrements sont perméables aux eaux souterraines par suite de leur faible teneur en argile, l'eau circulant entre les blocs et dans les sables résultant de la décomposition du grès.

Mais à un niveau plus général, cette relativité, surtout en ce qui ce concerne les grottes gréseuses, est une relativité "spatiale". La présence de couches imperméables, ou non karstifiables, bouleverse totalement, nous l'avons déjà dit, la notion de migration verticale des eaux, et conjointement des conduits par lesquels migrent ces eaux. Le système karstique "idéal" à trois dimensions se trouve alors divisé en niveaux, parfois lenticulaires, et des aires de circulation "normale" coexistent avec des aires de circulation karstique. Il apparaît des superpositions de circulations normales au-dessus de circulations souterraines, cas que nous avons décrit à la Fontaine du Vignal, et la présence de lentilles imperméables combinée avec la faible porosité de certaines lentilles entraîne des blocages privilégiant souvent les migrations latérales des eaux au détriment de ce qui fait l'essentiel du

paysage calcaire karstifié : la migration verticale des eaux jusqu'au niveau de base.

Il est bien entendu que les différences décrites ici peuvent apparaître aussi dans les paysages calcaires, à la faveur le plus souvent de bancs imperméables dans la masse calcaire. Mais il ne s'agit dans un cas que d'un phénomène marginal, alors que les phénomènes décrits deviennent prépondérants dans les aires "pseudo-karstique" ou à lentilles karstifiables. Les différences entre les deux systèmes sont exposées sur la figure 136 où l'on a représenté les trois types d'organisation du volume dans les paysages karstifiés, par ordre croissant de "perfection" dans l'organisation. Le cas A représente l'organisation du "volume" utilisable dans les "grès" du Trias ardéchois, avec un écoulement souterrain localisé sur une mince couche marneuse, exemple simplifié d'ailleurs car la sédimentation lenticulaire de "grès" ne donne pas des couches aussi régulières. On peut y observer en amont la complexité des apports qui, comme dans la craie, se font plus à travers les pores de la roche que par les fissures. On y voit aussi comment un écoulement superficiel peut se superposer à un écoulement souterrain grâce à la position de lentilles imperméables. On y remarque surtout l'importance des conditions lithologiques locales, à faible échelle, qui sont déterminantes dans la formation et la localisation des formes souterraines.

Le cas B représente l'utilisation du volume lorsque ce dernier se trouve limité dans son extension vers le bas par une couche imperméable ; cette dernière fait alors office de niveau de base et il y a descente de l'eau jusqu'à son sommet, puis migration latérale en direction d'un point d'émergence. C'est ce point qui est important dans la genèse du niveau de base, qui se trouve déterminé en fait par des données essentiellement lithologiques.

Le cas C, enfin, représente l'utilisation du volume lorsqu'il n'existe aucune limitation lithologique à son extension. On se trouve alors dans une répartition du volume utilisé qui est fonction du point d'émergence des eaux au contact de terrains imperméables, le point le plus bas étant celui qui a le plus de chance de concentrer les écoulements, toutes choses étant égales d'ailleurs. Il faut remarquer que ce dernier cas est le plus tributaire des paysages environnant la zone karstifiée, car c'est en fonction de l'approfondissement de ces paysages que sera déterminé le niveau de base karstique, et un enfoncement de ce niveau des circulations non karstiques sera suivi d'un enfoncement des circulations souterraines, avec un certain décalage dans le

temps nécessaire à l'établissement des conduits, à condition bien entendu que n'apparaissent pas des limites lithologiques dans la masse calcaire durant cet enfoncement. Nous avons représenté dans le cas B une série de galeries supérieures "inactives" correspondant à un niveau de base supérieur d'origine externe, donc identique au cas C, galeries qui se sont trouvées perchées au-dessus du niveau actuel par l'enfoncement du niveau de base jusqu'à ce qu'apparaisse la limite actuelle des circulations karstiques ; ce niveau supérieur n'est plus en rapport avec les circulations actuelles.

4. 2. 3. 3 - Volume et géologie.

A l'issue de cette récapitulation des caractéristiques des volumes calcaires dans les paysages, il a paru nécessaire d'insister sur une autre différence fondamentale entre les circulations "normales" des eaux dans les paysages, et les circulations karstiques utilisant le volume de la roche : dans le premier cas les eaux circulant sur la surface topographique voient leurs directions d'écoulement se calquer uniquement sur le relief, quelle que soit la nature de ce dernier. Si le relief est structural, les eaux voient leurs directions suivre cette structure, encore qu'elles puissent, pour certains de leurs écoulements, être discordantes avec la structure par suite de phénomène d'épigénie. Si le relief est une surface d'applanissement, l'écoulement ne tiendra en rien compte de la structure sous-jacente.

Les circulations souterraines, au contraire, par leur intégration à la masse calcaire, se trouvent dégagées de leur sujétion aux données orographiques, et, devenant dépendantes du volume dans lequel elles circulent, suivent avec souvent une grande "fidélité" les données géologiques et principalement structurales. Il y a de nombreux exemples de différences de comportement entre les deux systèmes, que nous avons représentés d'une manière simplifiée sur la figure 137. Le cas A, à l'échelle de la centaine de mètres, montre la capture d'un cours d'eau superficiel à la suite d'un abaissement du niveau de base ayant entraîné une reprise d'érosion sur une surface d'aplanissement ; le pendage étant opposé à la direction des écoulements superficiels, les eaux prennent sous terre une direction exactement opposée à celle qu'elles suivaient en surface. Le cas B, à l'échelle d'un massif, montre l'importance du pendage dans la direction générale des écoulements sur un plateau calcaire. Si, à partir d'une surface d'aplanissement, il y a surimposition des cours d'eau permettant la mise en action des phénomènes karstiques, les écoulements sur le

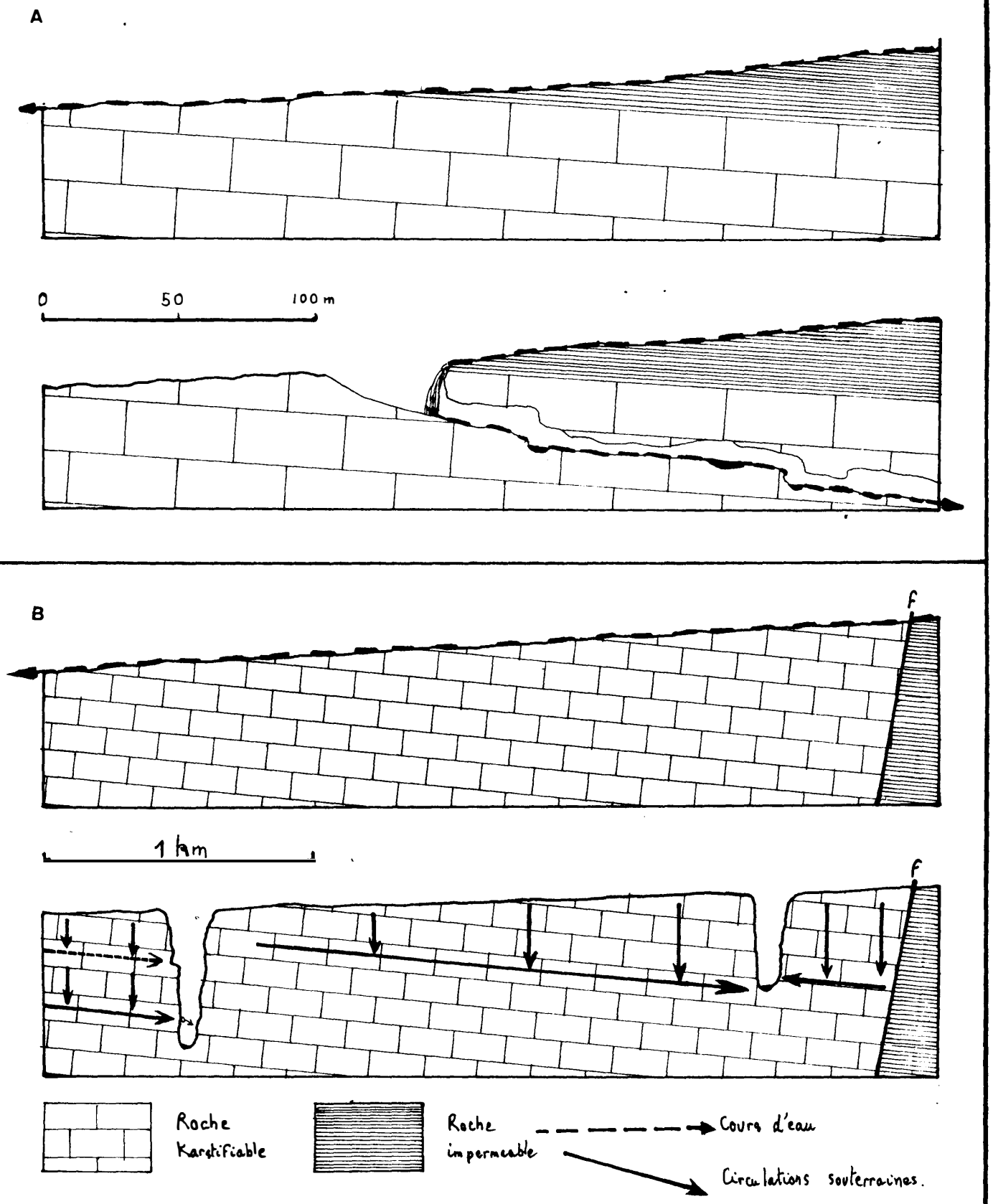


Figure 137 : Influence des données géologiques lors de l'apparition de circulations souterraines, à deux échelles différentes. Le cas A est une schématisation de la disposition de l'entrée de la grotte du Capciaux, au Nord de Gray (Hte-Saône)

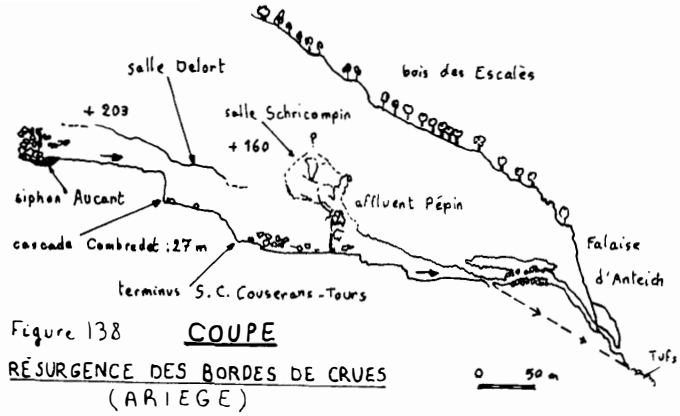


Figure 138 COUPE

RÉSURGENCE DES BORDES DE CRUES (ARIEGE)

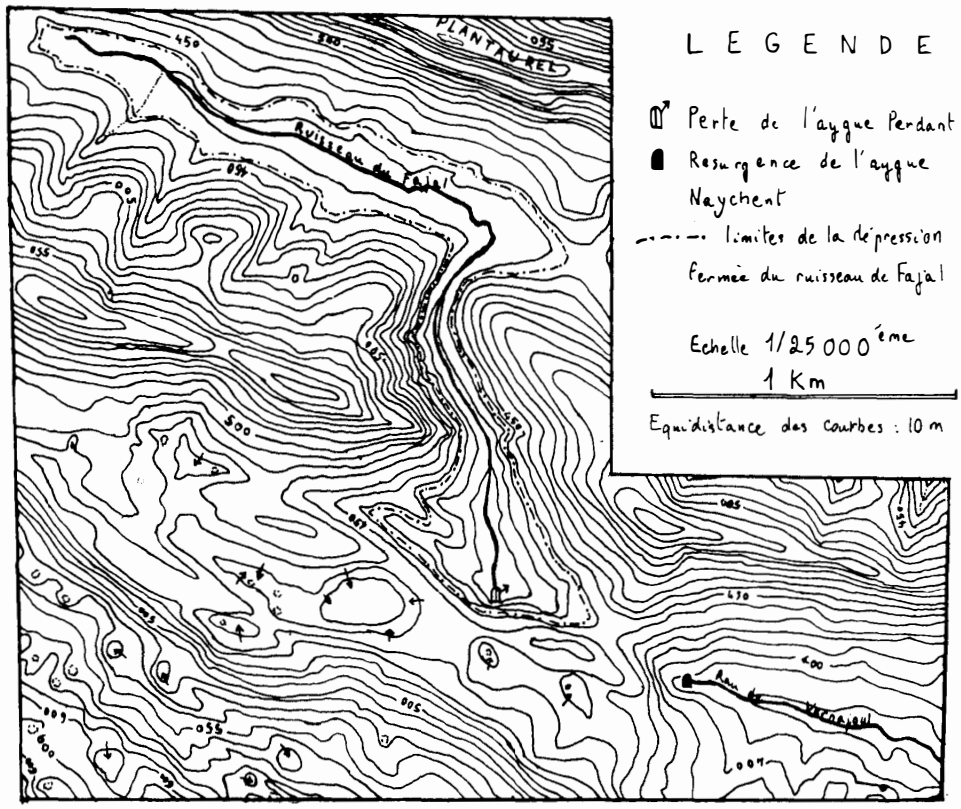


Figure 139 : Perte et résurgence de la grotte de Labouiche dans le massif du Plantaurel (Pré-Pyrénées). Le niveau de la perte est d'environ 400-402 m, celui de la résurgence de 388 m, soit une dénivelée souterraine de 12 à 14 m. L'ampleur de la dépression fermée, la traversée du mont dérivé par le ruisseau du Fajal, totalement inadapté à la structure, la karstification de surface très développée, nous font admettre une très longue période d'enfoncement karstique qui, combinée avec la faible longueur de la zone calcaire à traverser, a permis un équilibre entre les circulations souterraine et de surface.

plateau disparaissent totalement ; les écoulements souterrains se trouvent alors essentiellement commandés par le pendage qui les dirigera vers l'une ou l'autre vallée ; même si l'une de ces vallées se trouve être moins profonde qu'une autre, cas que nous avons représenté, elle recevra les eaux issues des plateaux calcaires amont pendage. Un exemple de ce type se trouve sur les plateaux ardéchois, au sud de la Baume, où un léger pendage vers le sud-est draine toutes les eaux du plateau vers la vallée du Chassezac au détriment de la vallée de la Baume (voir supra chapitre 1. 3.).

Nous avons insisté sur les pendages à titre d'exemple, parce qu'ils sont particulièrement clairs, mais bien d'autres données structurales peuvent intervenir. Il est nécessaire que l'aval pendage possède une aire d'émergence pour que les eaux puissent suivre sa direction. Nous avons représenté à droite du cas B (Fig. 137) un exemple de circulation vers l'amont pendage parce que les eaux sont bloquées vers l'aval-pendage par les terrains perméables au-delà de la faille f qui privilégient le niveau de base de la vallée située vers l'amont et forment un karst barré.

Cette disposition donne souvent des formes de circulation noyée parce que les eaux ont tendance à suivre la stratification et à descendre plus bas qu'elles ne peuvent ressortir, donnant alors des systèmes vauclusiens.

4. 2. 4 - La notion de déséquilibre de contact.

Les pages précédentes ont souligné l'importance du volume dans les paysages calcaires. Le rôle de ce volume est tel que nous en sommes venu, au stade suivant de cette étude des rapports fond-surface, à rechercher comment pouvait se faire la transition entre les secteurs où le modelé est tributaire d'un volume et ceux où le modelé est tributaire d'une surface. L'aire à modelé dépendant d'une surface peut être un système bordier comme dans le cas de la Goule de Foussoubie, et c'est un cas fréquent, mais elle peut appartenir au paysage calcaire lui-même et être karstique. Un exemple de ce dernier cas est celui des poljés comblés de sédiments imperméables qui développent dans leur fond des réseaux hydrographiques aériens sans rapports avec les circulations souterraines, si ce n'est dans les modalités de leur écoulement en aval et parfois aussi de leur alimentation en amont.

Dans une pareille relation de forme, les relations taxonomiques deviennent plus complexes, car le déséquilibre de contact peut justement résulter d'une différence taxonomique entre des formes, chaque élément du paysage pouvant

être envisagé dans la recherche de ce déséquilibre : si l'on considère une simple doline à fond plat imperméable, elle possède un équilibre morphologique propre qui l'oppose au reste du paysage lors du passage des eaux stagnant à sa surface aux infiltrations verticales dans l'ensemble de la masse calcaire. Même des formes encore plus réduites comme les kaménitsas présentent, de par l'imperméabilité locale de la roche, un équilibre morphologique qui les oppose aux migrations verticales des fissures de lapiaz dans lesquelles vont disparaître les eaux issues de la kaménitsa : il y a des différences de comportement des formes selon leur classement taxonomique, sans que chaque classe corresponde à une réaction donnée ; il y a plutôt réaction différente de chaque type de forme, en fonction de ses caractéristiques et des conditions nécessaires à sa formation, certaines de ces formes impliquant une intégration à une circulation verticale -les fissures de lapiaz par exemple- alors que d'autres impliquent au contraire une opposition à cette tendance à l'infiltration -les kaménitsas déjà cités en sont un exemple typique-. Mais comme ces formes correspondent souvent à une classe taxonomique précise, cette dernière se trouve intégrée -au second degré si l'on veut- dans l'étude des déséquilibres de contact entre formes de circulation superficielle et formes de circulation souterraine.

4. 2. 4. 1 - Un exemple de déséquilibre : Les relations ruisseau des Planches - Goule de Foussoubie.

Comme il s'agit d'un rapport complexe, difficilement perceptible, la notion sera présentée grâce à l'exemple de la Goule de Foussoubie et de ses abords non karstiques, exemple le plus net des plateaux ardéchois des déséquilibres entre deux systèmes à leur contact.

Si l'on examine le passage du bassin superficiel de la Goule de Foussoubie (voir supra chapitre 2. 3.) à la grotte qui en est le prolongement aval, (voir supra chapitre 3. 3.) on décèle un "décalage" entre le système souterrain et le système superficiel : le bassin de Vagnas, ensemble morphologique en équilibre, sans érosions violentes ni pentes raides constitue la partie visible ; la partie "plane" de la Goule de Foussoubie constitue l'essentiel de la partie souterraine et peut être considérée comme une conduite forcée en équilibre puisqu'ayant atteint un niveau quasiment assimilable au niveau de base ; entre ces deux ensembles morphologiques la transition s'effectue par un court secteur de galeries en très forte pente formant un ensemble morphologique déséquilibré. Et si ce déséquilibre se manifeste précisément au niveau de la tran-

sition, c'est parce qu'il y a antinomie entre l'équilibre de surface et l'équilibre de fond.

Cette antinomie est logique si l'on considère les caractéristiques des deux systèmes, c'est-à-dire la limitation à un modelé de surface pour le bassin de la Goule de Foussoubie et la possibilité d'extension à un modelé en volume pour le réseau souterrain : ce dernier a exploité au maximum ses possibilités d'extension en volume en créant un système d'écoulement profond au niveau inférieur de la zone vadose particulièrement favorable à la formation de conduits souterrains ; mais il est alimenté par un système superficiel incapable de se développer dans la troisième dimension, au moins à grande échelle. Les pertes qui se trouvent dans le Ruisseau des Planches en amont de la perte principale, localisées d'ailleurs à proximité de celle-ci, représentent une ébauche de raccordement plus équilibré, mais juvénile et incapable d'évoluer beaucoup plus. Aussi peut-on considérer que le bassin de Vagnas est perché par rapport à la plus grande partie du réseau de la Goule de Foussoubie.

4. 2. 4. 2 - Caractéristiques des déséquilibres de contact.

Entre le système superficiel et le système souterrain, l'antinomie s'exprime par le déséquilibre du secteur vertical qui les relie ; et ce secteur se maintient et se maintiendra longtemps parce que son déséquilibre est inhérent aux formes qu'il joint ; il ne peut disparaître que si l'une des formes disparaît ou si l'évolution du paysage modifie suffisamment les rapports spatiaux entre les deux systèmes pour faire disparaître l'influence du volume par une "mise à niveau" des systèmes qui se trouvent alors avec des niveaux de base superficiels et souterrains identiques ; cette mise à niveau n'est pas impossible, et c'est elle qui explique l'évolution actuelle du système formé par la Claysse en amont de son cours souterrain et par la Goule de Sauvas, système précédemment décrit ; entre la rivière et la perte, le déséquilibre est presque effacé par la continuité d'écoulement entre la forme superficielle et la forme souterraine ; cette continuité est encore imparfaite car il existe des dénivelées souterraines assez importantes en aval de la perte, mais elle est en cours de réalisation.

Des exemples d'équilibre parfait entre les formes superficielles et les formes souterraines n'existent pas en Ardèche, mais on peut en observer dans d'autres régions, pour des raisons souvent assez mal définies, relief assez faible, ou longue évolution de surface ayant connu des périodes de stabilisation de la tectonique et du niveau de base.

Un exemple d'équilibre de contact que l'on pourrait qualifier de parfait se trouve en Ariège, au NNW de Foix, dans le Plantaurel ; il s'agit de la branche Nord de la rivière souterraine de Labouiche, de la perte de l'"Aygue Perdant" à la résurgence de l'"Aygue Naichant" (fig. 139). Le ruisseau issu du flanc nord du mont dérivé de Labouiche, après avoir traversé celui-ci en cluse, disparaît sous terre en continuité d'écoulement et de pente avec son cours superficiel. Durant tout son trajet souterrain, il conserve une pente faible sans commune mesure avec celle même de la perte de la Goule de Sauvas. Cette continuité d'écoulement se retrouve à la résurgence, où malheureusement des travaux d'aménagement ont un peu modifié l'équilibre naturel en introduisant une petite dénivelée juste après la sortie des eaux. Et le cours aval est identique lui aussi en pente au cours amont.

Dans un tel système, la notion de volume karstique n'intervient quasiment plus dans l'hydrologie du réseau, parce que la dénivelée perte-résurgence était faible, et parce que l'évolution souterraine s'est prolongée suffisamment longtemps pour élargir tous les diaphragmes possibles du cours souterrain, ce dernier fait étant probablement favorisé par des paléoécoulements plus importants qui ont élargi les conduits à leurs dimensions ; cela laisse une grande latitude d'écoulement aux eaux actuelles (aspect de système souterrain en sommeil par rapport à ses possibilités de circulation, déjà signalé précédemment).

Ce déséquilibre entre formes de fond et formes de surface au niveau de leur jonction n'est donc pas systématique. Mais il est logique que si un déséquilibre apparaît dans un système fond-surface, il soit le plus souvent situé à ce niveau et soit exceptionnellement limité à l'une ou l'autre forme, parce qu'il est improbable que l'extension d'une circulation dans un volume donné s'accorde avec l'extension de cette circulation sur une surface donnée.

Il ne faut pas croire cependant que le déséquilibre se manifeste toujours par une disparition des eaux en profondeur. Bien d'autres types de déséquilibres peuvent apparaître. Un exemple inverse est celui des systèmes vauclusiens où une circulation souterraine se trouve dans une position de déséquilibre négatif par rapport à une circulation de surface dont les possibilités d'extension ascendante ne sont pas limitées. De nombreuses plongées souterraines ainsi que l'observation de systèmes non pérennes ont montré que ces circulations ascendantes sont souvent localisées près des entrées et suivies de circulations plus ou moins horizontales. Ce fait s'explique par les difficultés d'érosion régressive ascendante que nous avons déjà signalées à propos de l'Event de Foussoubie.

Si l'on considère les processus d'écoulement des eaux dans le paysage, on peut même affirmer que l'ensemble d'un paysage calcaire est en déséquilibre par rapport à ces processus. On peut en effet partir de toute zone à circulation d'eau superficielle, allant du paysage bordier non calcaire à la doline ou à la vasque de kaménistsa, et l'opposer au niveau de base du paysage calcaire, qu'il soit lithologique (couche imperméable) ou hydrologique (base de la zone vadose) ; entre les deux tout est déséquilibre ou plutôt tend au déséquilibre. Nous avons précédemment signalé les implications taxonomiques de ces différences entre les formes et le paysage dans lequel elles sont incluses, la forme étant équilibrée à son échelle taxonomique, mais déséquilibrée dans ses relations avec le paysage d'une échelle taxonomique supérieure ; cela amène à penser que ce sont ces différences d'échelle taxonomique qui, par les différences de réaction au volume ambiant, sont la cause principale du déséquilibre, au moins pour les formes incluses dans le paysage calcaire.

Si les eaux sont génératrices de déséquilibre dans les paysages calcaires, c'est parce que ces paysages sont constitués de deux "paysages" superposés : un paysage hydrologique correspondant au sommet de la zone phréatique, ou si l'on veut à la zone vadose, et un paysage sous-jacent -parfois identique dans les Karsts noyés comme le Karst de Floride- qui est le paysage topographique déséquilibré par rapport au précédent : l'hydrologie est -dans ce seul paysage- une donnée peu dépendante de la topographie ; comme l'eau est l'agent essentiel de transport, et aussi l'agent essentiel d'action chimique, cette indépendance permet un "état" géomorphologique spécifique.

4. 2. 4. 3 - Les types de déséquilibre de contact.

4. 2. 4. 3. 1 - Les différentes organisations spatiales des déséquilibres.

Le déséquilibre de contact entre formes de fond et formes de surface, résultant d'une différence d'insertion dans l'espace de ces deux types de formes, prend des aspects divers selon la position relative de ces formes. On peut distinguer (Fig. 140) :

- Une position relative où la surface est dominante par rapport au volume, c'est-à-dire se présente comme une surface en forte pente aboutissant sur un volume calcaire assez aplani ou situé dans une position déprimée, par exemple entre deux crêtes non calcaires ou dans un fond de synclinal. Ce cas est parfois net en montagne. Dans les pyrénées ariègeoises, le système Gouffre Martel-

Grotte de la Cigalère se trouve dans une telle position.

- Une position relative où le sommet de la surface se trouve à niveau avec le sommet du volume. Dans ce cas l'importance du déséquilibre sera fonction de "l'épaisseur relative" de la masse calcaire, au sens où nous l'avons définie précédemment.

- Une position relative où la surface butte contre le volume plus élevé qu'elle mais situé en aval. Là encore l'épaisseur relative du calcaire deviendra prépondérante dans la mise en place de déséquilibre.

Une position relative où la surface sert de niveau de base au volume pour lui donner son épaisseur relative.

- Une position relative où la surface se trouve plus bas que le volume calcaire lorsque ce dernier est bloqué vers le bas par une couche imperméable dans laquelle s'est enfoncée la circulation aérienne.

Ces différentes positions ont été envisagées dans une optique locale et linéaire d'un point à un autre, ou d'une section d'écoulement à une autre. Cette optique linéaire permet de ne considérer que les variations verticales le long du segment envisagé. Si l'on élargit l'espace considéré à toutes les directions, pour rechercher des rapports "aréolaires" au sens que Ph. Renault lui donne (voir infra 4. 2. 5.), on constate que les possibilités de différences d'évolution entre fond et surface varient selon l'environnement "latéral" du phénomène, les possibilités de circulation, la présence ou l'absence d'un niveau de base à forte dénivelée, tout cela se ramenant le plus souvent à la notion d'épaisseur "relative" du calcaire qui, combinée avec le volume "relatif", représente le volume utilisé, par opposition avec la surface bien définie.

On retrouve là une des bases de l'étude d'un paysage, pratiquement un lieu commun, affirmant qu'un point X d'un paysage a une évolution, qui peut être déséquilibrée ou au contraire tendre vers un équilibre plus ou moins prolongé, évolution qui dépend de ce qui se produit en amont autant que de ce qui produit en aval ; mais ce lieu commun se trouve compliqué dans le paysage calcaire par la fréquente disparition en surface de la notion d'amont et d'aval, qui fait que l'état géomorphologique de ce point X dépendra aussi de ce qui se passe SOUS lui, ou latéralement à lui par rapport à la topographie superficielle. Il ne faut pas oublier cette caractéristique lors de l'étude des déséquilibres de contacts entre formes.

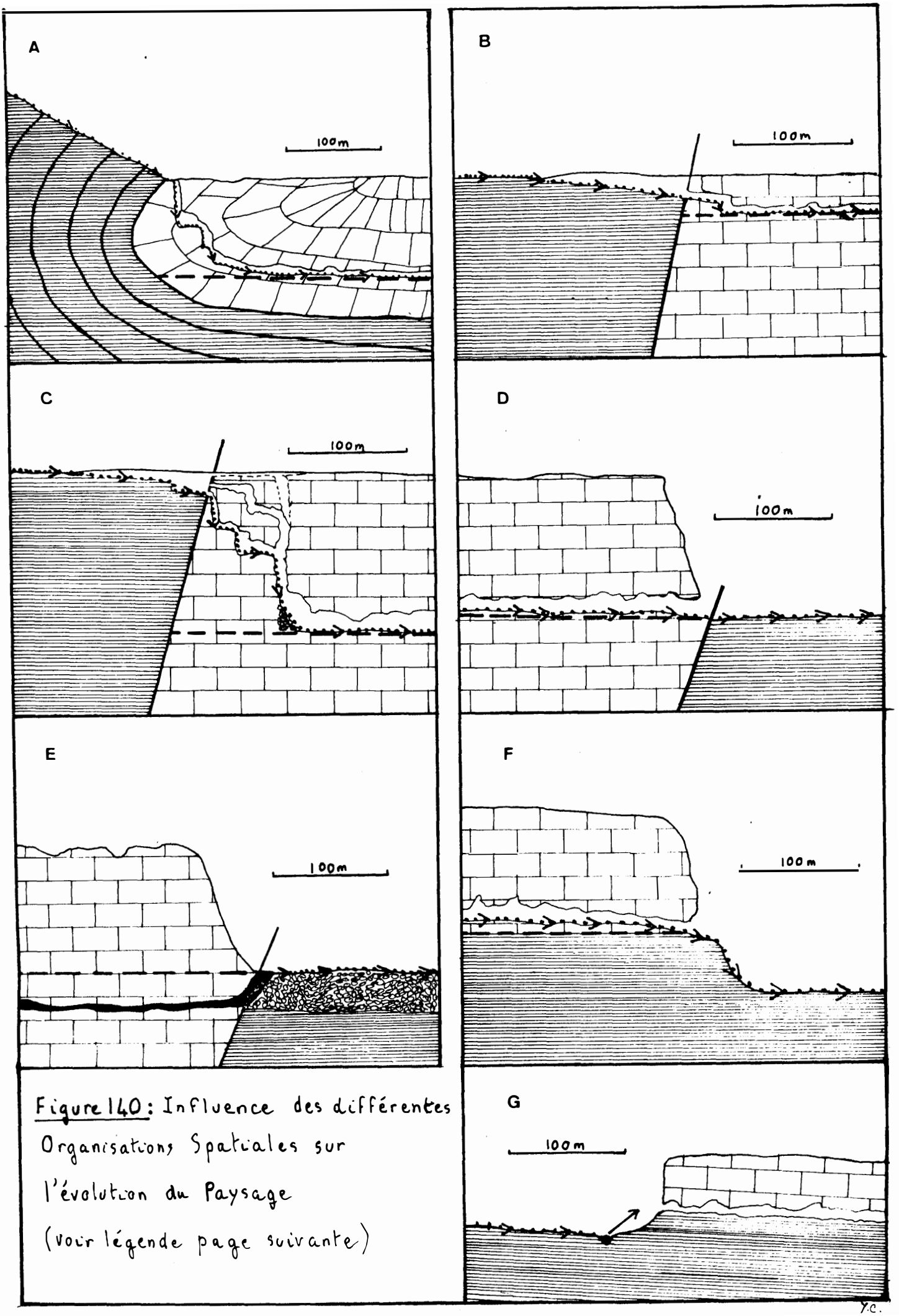
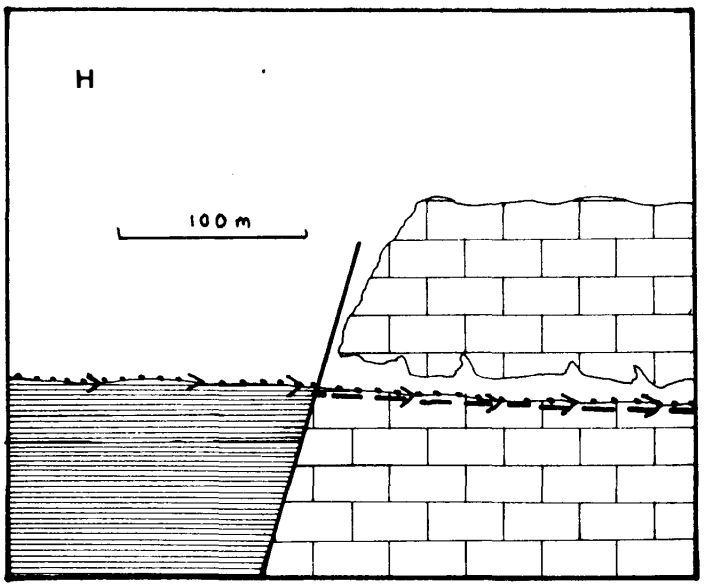
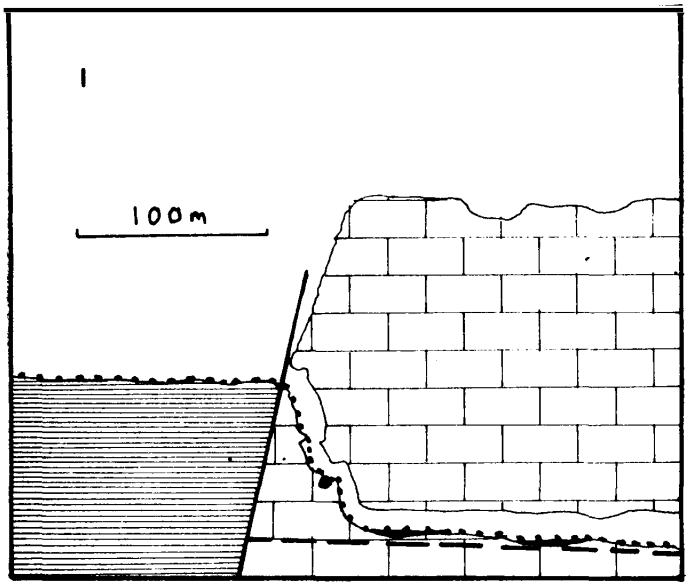


Figure 140 : Influence des différentes Organisations Spatiales sur l'évolution du Paysage

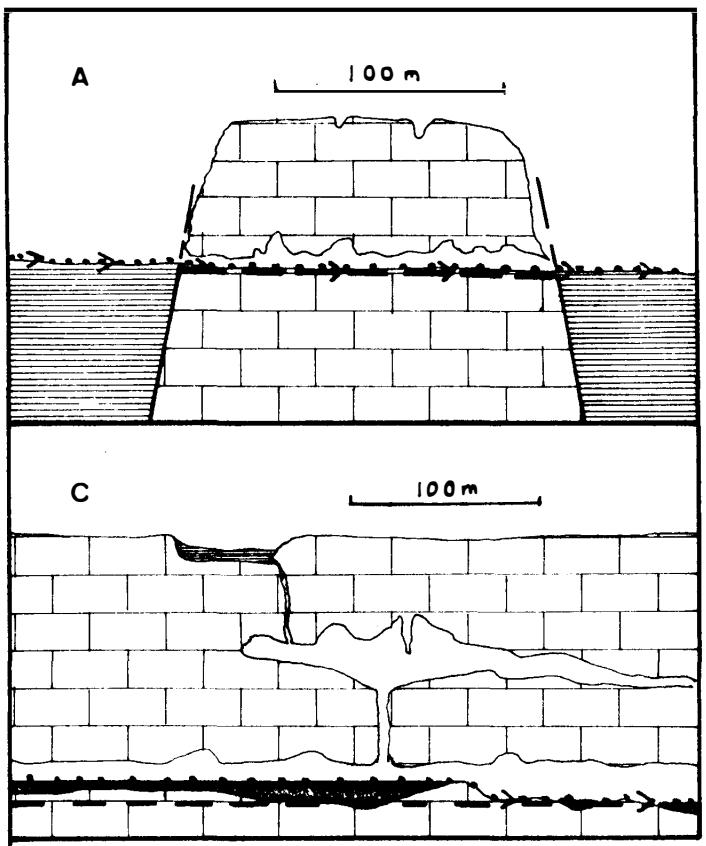
(voir légende page suivante)

Y.C.





Fin de la Figure 140



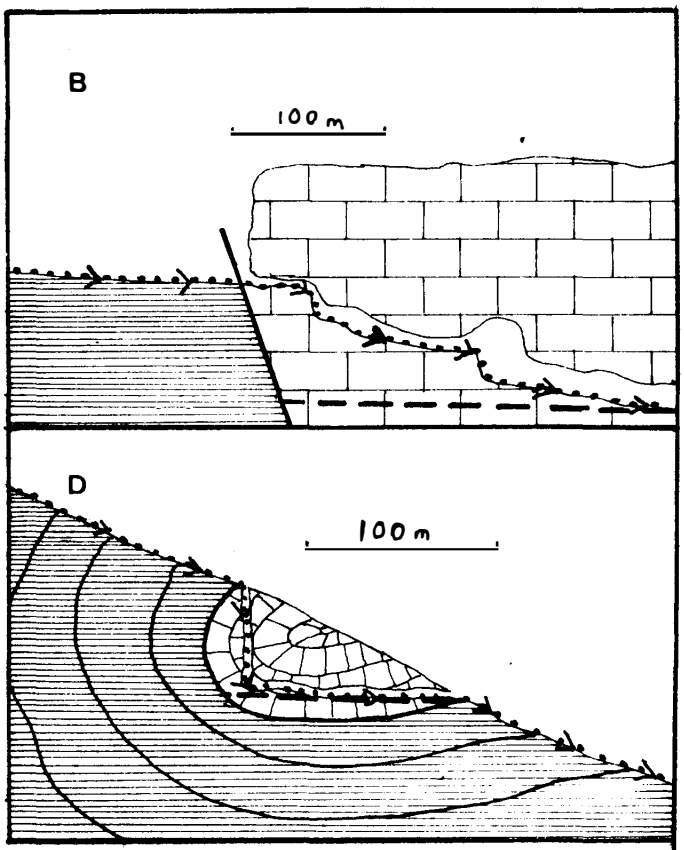


FIGURE 141 : Influence de la taxonomie sur les déséquilibres de Contact.

Légende des Figures 140 et 141 .

Roche Karstifiable

Roche imperméable

Alluvions

Niveau de base Karstique

Faille

Plan d'eau

Circulation d'eau

Circulation d'eau en conduits noyes

Y.C.

4. 2. 4. 3. 2 - L'influence des différentes organisations spatiales sur l'évolution du paysage.

Le déséquilibre, s'il est une caractéristique presque permanente du contact paysage calcaire-paysage non calcaire et du contact fond-surface, peut être plus ou moins prononcé selon le degré d'évolution du paysage. Or cette évolution du paysage, surtout dans les secteurs de contact, est commandée pour une grande part par la position relative des formes antagonistes.

L'évolution du contact entre les formes superficielles et souterraines est différente selon que la position relative des deux formes favorise ou au contraire atténue l'antinomie entre le volume karstifié et la surface externe. L'antinomie est favorisée si la surface se trouve surélevée par rapport au volume et si le volume a une épaisseur relative suffisante. Par exemple dans une perte, il arrive que la vallée aérienne y aboutissant s'approfondisse dans son cours aérien pour se raccorder plus ou moins bien avec la circulation souterraine, donnant en général une vallée aveugle. Mais les évolutions sans déséquilibre dans ce rapport fond-surface, ou plutôt surface-fond, sont rares parce qu'il y a antinomie d'évolution : la perte n'a pour s'approfondir qu'à creuser un conduit souterrain suffisant pour évacuer les eaux pendant que le cours aérien doit déblayer toute la tranche de roche dominant son cours pour s'enfoncer au niveau de circulation de la perte. Ce cas correspond aux types B et C de la figure 140. On y voit que la vallée aveugle ne reflète généralement qu'un équilibre très partiel, parce que cette vallée aboutit à une perte où apparaissent le plus souvent des verticales et un secteur de déséquilibre, soit dans la perte, soit parfois juste en amont de la perte. L'importance du déséquilibre est alors fonction de la dénivelée entre le niveau de base du paysage calcaire et le niveau de base de la surface jointive, qu'est la perte elle-même.

Si la surface se trouve dominer le volume calcaire, ce qui est le cas A de la figure 140, l'évolution tendra plus encore au déséquilibre. Ce cas s'observe presque uniquement en montagne et suppose en général une tectonique assez intense. Les fonds de synclinaux permettent souvent l'apparition de cette organisation spatiale, avec précipitation presque verticale des eaux jusqu'à l'axe du synclinal ou jusqu'au niveau de base.

Si la masse calcaire se trouve en relief par rapport à la surface envisagée, les possibilités d'équilibre sont plus grandes. Mais il faut distinguer deux sens de relation : ou les eaux viennent du calcaire en direction de la surface, qui se trouve donc en "aval", ou les eaux se dirigent de la surface vers une masse calcaire qui les domine.

Dans le premier cas (fig. 140, D, E, F), un équilibre est possible (cas D) lorsque la surface sert de niveau de base au volume. Si la surface s'abaisse, telle résurgence, perchée au-dessus des circulations aériennes, creusera un cours inférieur pour se raccorder avec ces dernières. Le cas est fréquent, car il n'y a pas antinomie d'évolution entre le volume calcaire et la surface externe : la rivière aérienne doit dégager toute sa vallée pour s'approfondir pendant que le réseau souterrain n'a qu'à forer une galerie pour suivre l'enfoncement. Le volume se trouve lié à une surface dans un rapport de dépendance que sa possibilité d'abaissement rapide des circulations permet d'équilibrer.

Cependant, même dans ce cas, il peut y avoir déséquilibre pour deux raisons : la première apparaît lorsque la surface qui jouxte la masse calcaire se trouve remonter, généralement par alluvionnement. Il se produit alors (cas E) un déséquilibre imputable aux différences de vitesse de circulation des eaux dans les conduits en fonction du diamètre de ces derniers : lorsque les eaux se trouvent plus bas que le point d'émergence, le rétablissement d'une circulation est difficilement réalisable s'il n'existe pas de galeries préexistantes. En effet, en écoulement laminaire, le débit est proportionnel à la quatrième puissance du diamètre. En écoulement turbulent, la proportion est moins forte (troisième puissance ?) mais suffisante pour maintenir une primauté d'écoulement dans les conduits préexistants. Comme nous avons par ailleurs déjà signalé qu'un conduit en circulation phréatique n'a pas plus tendance à s'agrandir vers le haut que vers le bas, il apparaît un déséquilibre difficilement surmontable en cas de remontée de la surface. La galerie suit parfois une évolution ascendante si les vitesses de circulation son suffisamment lentes pour permettre une sédimentation au fond de la galerie avec passage d'un conduit syngénétique à un conduit paragénétique.

La seconde cause de déséquilibre est la position d'un réseau souterrain à la base d'une série calcaire, sur une roche imperméable souvent tendre (cas F de la figure 140). Pendant que les circulations aériennes creusent dans les roches imperméables débarrassées de leur couverture calcaire résistante, cas d'autant plus fréquent que la couche imperméable est plus tendre, ce qui se produit dans certaines reculées du Jura, la rivière souterraine ne peut suivre cet enfoncement. Il s'agit d'un déséquilibre au second degré, avec perchement du volume calcaire potentiel par rapport à la surface topographique à hydrologie aérienne, ce qui rend ce volume inutilisable pour l'approfondissement.

Dans ce cas, le volume gêne l'apparition d'un équilibre entre le domaine calcaire et le domaine non calcaire, car il fonctionne à l'inverse de son

usage habituel : la rivière souterraine est bloquée dans son enfoncement par la masse calcaire qui recouvre les roches tendres et les protège de l'érosion, l'apparition d'une dépression dans la roche tendre mettant en porte-à-faux la couche calcaire qui s'effondre.

Il est significatif dans ce dernier cas que l'opposition volume/surface, si elle joue à l'inverse des conditions normales, introduit malgré tout un déséquilibre. Les deux systèmes sont toujours antinomiques. En un sens, ce type d'évolution est à rapprocher de la formation des escarpements de faille inverse parce que dans les deux cas l'opposition roche dure/roche tendre l'emporte sur les considérations de volume.

Si les eaux se dirigent de la surface vers la masse calcaire qui la barre en aval, (cas G, H et I de la figure 140), on se trouve dans une situation assez semblable au cas des surfaces à niveau avec le calcaire (cas B et C), mais la mise en relief d'une partie de la masse calcaire facilite l'équilibrage, pouvant même supprimer la rupture entre le superficiel et le souterrain (cas H). Par contre, si le niveau de base de la masse calcaire se trouve moins élevé que le niveau de base superficiel, on retrouvera une zone de déséquilibre (cas I).

Dans le cas d'eaux se dirigeant vers une masse calcaire, si le pendage du calcaire correspond à la direction de l'écoulement, il peut se produire un déséquilibre par perchement de la masse karstifiée, au cas où le calcaire repose sur une couche imperméable, d'une manière assez semblable au cas F précédemment évoqué : lorsque des eaux superficielles pénétrent dans un massif calcaire plus élevé, et relativement immunisé contre l'érosion, il arrive que d'autres cours d'eaux coulant dans la zone superficielle capturent les eaux se dirigeant vers le calcaire. Il arrive aussi que les circulations souterraines soient alimentées par des pertes partielles d'une rivière de surface, ce qui paraît avoir été le cas du réseau de Pézenas, précédemment décrit. Si la rivière s'enfonce, les pertes se tarissent et le réseau se trouve privé d'alimentation amont ; il devient alors inactif, au moins dans cette partie proche des anciennes pertes, car les alimentations provenant de la masse calcaire elle-même finissent par redonner des écoulements de plus en plus importants vers l'aval.

On se trouve dans ce cas dans un type d'évolution exactement inverse de celui des pertes s'enfonçant plus vite que les circulations superficielles. L'immunité des masses karstiques s'est retournée contre elle-même : les eaux

s'étant infiltrées au lieu de creuser, elles n'ont pas dégagé les roches susjacentes, ce qui n'a permis ni une prolongation de l'écoulement des eaux sous terre, qui aurait nécessité le creusement d'un canyon souterrain que les lois de la mécanique ne permettent pas, ni une inversion de l'écoulement que le pendage ne permet pas non plus.

On a vu à l'étude de ces différents types de contacts entre formes superficielles et souterraines l'importance des organisations spatiales dans l'évolution des déséquilibres. Mais cette organisation doit, si l'on veut comprendre réellement les possibilités d'évolution d'un contact fond-surface, être replacée dans un contexte plus général tenant compte de l'importance respective de chacune des formes.

4. 2. 4. 3. 3 - Déséquilibre de contact et taxonomie.

Si la taxonomie est réintroduite dans cette étude alors que nous en avions déjà souligné certains caractères précédemment, c'est parce qu'elle ne doit pas être considérée ici comme une recherche de l'influence de telle classe taxonomique sur les rapports fond-surface ; ce sont les différences taxonomiques entre formes, et à l'échelle d'ensemble assez importants, qui doivent être examinées.

Considérons les relations entre une butte calcaire isolée et un paysage non karstifié environnant. Le contact entre ces formes n'est pas identique à celui d'un plateau calcaire d'égale altitude relative avec la même aire non karstifiée. La butte calcaire a une interaction entre l'aval et l'amont de la zone karstifiée, fort proches, qui facilite l'apparition d'un équilibre (figure 141, cas A). Ce cas, que l'on trouve dans les buttes isolées de certains karsts tropicaux, s'observe en France à la traversée de longs chaînons calcaires en structure plissée. La branche Nord de la rivière souterraine de Labouiche appartient à ce genre de relation, mais l'exemple probablement le plus remarquable en France est celui de la rivière souterraine du Mas d'Azil, dont on pourrait presque dire que sa seule différence avec les cours de surface qui la précèdent et la suivent est la présence de la voûte calcaire qui la recouvre.

Au contraire, si la masse calcaire est importante, la possibilité d'un équilibrage entre la partie aval et la partie amont du massif calcaire est moins probable et les chances d'apparition d'un déséquilibre sont beaucoup plus grandes.

Il faut remarquer que cette réaction n'est pas réversible. Une faible masse calcaire s'équilibrera par rapport à un important paysage non calcaire, si les conditions d'un équilibrage amont-aval peuvent être réunies (le cas D de la figure 141 montre un exemple d'impossibilité d'équilibrage, dans une faible masse calcaire). Mais une petite aire à modelé superficiel, une ouvala par exemple, restera déséquilibrée dans son contact avec l'ensemble des formes de circulation dans le calcaire (Fig. 141, cas C). La cause en est que le volume du paysage calcaire apporte une dimension de plus qui peut être annihilée si elle se trouve trop réduite. La surface est au contraire dans une dimension de moins qui se trouve toujours en opposition par rapport à la 3ème dimension du paysage calcaire, sauf si la surface est à niveau avec la zone d'équilibre hydrologique du volume calcaire ; cela peut se produire si la forme superficielle s'est développée au profit de cette zone d'équilibre en général dans des calcaires à faible épaisseur relative (dolines à niveau avec la nappe et parfois inondées).

Cette possibilité d'équilibre entre formes superficielles et formes souterraines dans les Karsts à faible épaisseur relative montre l'importance de ce paramètre dans les contacts entre ces deux types de formes. Cette importance est telle que l'on pourrait presque parler d'une taxonomie verticale qui fait varier les relations entre les paysages. A cet égard, l'exemple des plateaux de piémont cévenol est particulièrement net : avec la diminution d'épaisseur de la couche calcaire au-dessus de la zone noyée, il y a disparition des étagements et il n'y a plus qu'une zone inférieure fréquemment noyée, du type conduits phréatiques temporaires. En période de crue, presque tout le Karst est noyé, d'autant plus que cette faible épaisseur relative s'accompagne souvent d'une domination du paysage calcaire par des paysages en roche imperméable plus élevés dont les eaux viennent contribuer à noyer le paysage calcaire et à donner des formes, comme des vallées sèches temporairement parcourues par les eaux allogènes, qui sont relativement équilibrées sur l'un et l'autre paysage. Si l'on examine ensuite les plateaux crétacés du Rhône, les relations entre les plateaux et les formes d'écoulement superficiel ne présentent pas de telles amorces d'équilibre. Et si l'on supprime cet étagement vertical, comme cela se produit dans certains paysages calcaires noyés, les déséquilibres disparaissent, tout comme la plupart des caractères du paysage calcaire, si ce n'est des formes reliques de périodes où un niveau de base moins élevé permettait l'apparition de formes étagées.

4. 2. 5 - Les divergences directionnelles entre formes de fond et formes de surface.

A la limite entre les relations formes de fond - formes de surface et les déséquilibres de contact, un autre type de déséquilibre spatial entre formes des paysages calcaires est de type directionnel, conséquence des différences de contraintes d'écoulement entre les réseaux et les vallées.

4. 2. 5. 1 - Les divergences d'azimut.

Cet aspect des divergences entre formes superficielles et souterraines est depuis longtemps connu et a été traité par B. Gèze (Annales de Spéléologie, 1958, p. 14-16) ; l'auteur y souligne l'importance des causes géologiques de divergences entre circulations aériennes et souterraines. Les exemples en sont nombreux -pertes du Doubs donnant naissance à la Loue, ou traversée de la ligne de crêtes des Pyrénées par les eaux de la Garonne et celles de la Grande Cascade de Gavarnie-, aussi n'y reviendrons-nous pas, si ce n'est pour signaler qu'il n'en existe pas de très significatifs dans les plateaux ardéchois : les eaux disparaissant dans des pertes résurgent toujours à proximité des vallées sèches prolongeant ces pertes, que ce soit dans le cas de la Goule de Foussoubie ou de la Goule de Sauvas, avec dans ce dernier cas résurgence dans une vallée "affluente" de la vallée sèche originelle et court-circuitage de la grande courbure que décrit la vallée sèche ; mais les eaux, si elles suivent un cours légèrement différent, restent cependant dans le même bassin versant, ce qui implique une divergence encore assez peu marquée dans les écoulements, probablement parce qu'il n'y a pas de grandes divergences dans la région entre le relief et la structure.

4. 2. 5. 2 - Les divergences d'extension.

Si l'on élargit la notion de divergence directionnelle, une opposition entre formes de fond et formes de surface a été soulignée par Ph. Renault (1971, p. 276), en conclusion d'une description détaillée des rapports entre dolines et galeries des grottes :

> "... nous admettrons à priori que, dans le domaine karstique, les phénomènes de surface déterminés par la dissolution et la décompression superficielle s'opposent aux phénomènes souterrains correspondant à une dissolution profonde localisée sur les axes de détente. Il existe à la fois une différence génétique et une différence d'échelle entre ces deux types de phénomènes. Le développement des phénomènes karstiques aériens, hormis certaines phases d'incision (thalwegs) ou d'enfoncement (effondrements) est AREOLAIRE (poljés

dolines, ouvalas), alors que celui des phénomènes souterrains est LINEAIRE /C'est nous qui avons mis les deux mots en italique/, dispersé sur plusieurs plans superposés."

Ces lignes mettent en valeur une des caractéristiques du passage de la forme limitée à une surface au conduit souterrain inclus dans un volume : cette seconde position donne une grande indépendance au conduit vis-à-vis du relief, mais elle a aussi des aspects contraignants, comme la limitation d'extension du conduit souterrain : celui-ci doit en effet supporter le poids du volume sus-jacent qui, dès que les contraintes mécaniques dépassent un seuil de rupture, s'effondre et tend à combler le conduit.

A l'inverse, les formes de surface ne sont pas limitées dans quelque azimut que ce soit et ont une extension qui peut être d'autant plus aréolaire en secteur karstique qu'il n'existe pas dans ces formes de nécessité d'apparition d'une direction d'écoulement vers l'extérieur, souvent génératrice de formes orientées. Il faut cependant signaler que certaines formes karstiques de surface sont souvent affectées de fortes dominantes de direction, surtout si la couverture biologique (sol et végétation) est faible. Un exemple de ce type est celui des grands lapiés jurassiques des plateaux ardéchois, mais il apparaît que les formes les plus orientées sont généralement celles où les caractères souterrains sont les plus marqués ; par exemple les fissures de lapiés, très orientées, sont en surface de simples fentes de transit des eaux vers les circulations souterraines, alors que les dolines, dont les fonctions superficielles sont plus importantes, restent peu orientées dans la majorité des cas.

Dans le souterrain, très orienté par ses difficultés à s'élargir, les croissances aréolaires des formes sont limitées aux recoupements de secteurs orientés (notion de salle, telle qu'elle est définie par Ph. Renault, thèse, 1968-69, p. 299-300). Cette différence de disposition spatiale permet d'affirmer que dans les formes souterraines l'apparition d'une troisième dimension se fait fréquemment au détriment d'une des deux premières.

4. 2. 6 - Les particularités du paramètre "Temps" dans les paysages calcaires.

Dans l'étude géomorphologique d'un paysage, le temps est un des paramètres les plus importants ; il est sous-entendu dans la notion d'évolution. Mais à l'étude des paysages du calcaire, apparaît une incertitude concernant ce temps "immuable" : ses effets sur l'évolution ne sont-ils pas modifiés par l'apparition du volume dans le calcaire ?

4. 2. 6. 1 - Volume et temps.

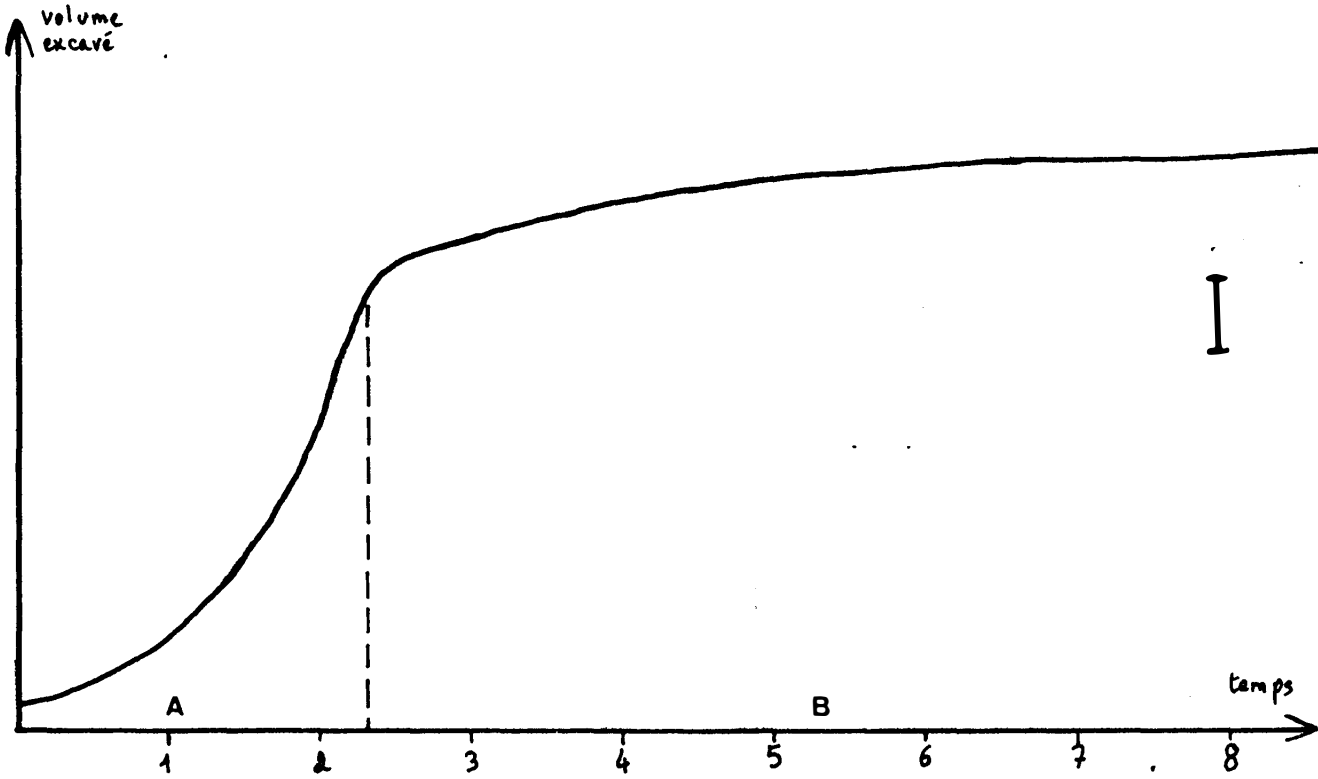
4. 2. 6. 1. 1 - Temps et mise en valeur du volume.

La relation la plus simple qui existe entre le temps et le volume dans les paysages calcaires, est que ce volume n'est pas un caractère à apparition instantanée, mais un caractère à mise en oeuvre progressive, le volume karstifiable n'étant pas IMMEDIATEMENT utilisable. Il peut être soit un volume EN ACTIVITE, soit un volume POTENTIEL, en fonction de sa porosité, de sa fracturation, et surtout de son passé, dans lequel peuvent être distingués un passé proche et un passé lointain.

Le fait que le volume n'est pas immédiatement utilisable et qu'il doit donc être "perméabilisé" entraîne une modification du cours du temps dans l'élaboration du volume, avec une phase de mise en place précédant la phase d'utilisation, dont nous avons déjà précisé certains caractères dans la partie consacrée au volume. Les travaux de J. Corbel sur les Karsts récemment déglacés montrent de nombreux exemples de telles périodes d'installation karstique. Nous avons représenté dans le graphique I de la figure 142 l'opposition entre cette phase d'installation des écoulements A, qui s'amorce assez lentement pour s'accélérer ensuite, et la phase d'utilisation du volume B, avec la tendance à la "fossilisation" de la masse calcaire qui apparaît après une longue évolution.

Lorsqu'il n'y a pas, à l'émersion d'un massif calcaire, de phase d'installation aussi prononcée, c'est parce qu'il y a réutilisation par les eaux de formes élaborées antérieurement. Une telle brièveté dans le temps nécessaire à la mise en oeuvre d'un volume karstique est représentée dans la phase G du graphique II de la figure 142. Elle correspond à une évolution beaucoup plus complexe du massif. Dans le graphique II, après une phase A identique à celle du graphique I, s'est amorcée une phase B elle aussi identique au graphique I. Mais il est alors survenu une phase C correspondant à une augmentation du volume potentiel du massif, par abaissement du niveau de base par exemple. La phase D qui a suivi correspond à une prolongation de la phase B dans un volume supérieur.

Il est alors survenu une période de comblement du massif, souvent par fossilisation, avec obturation d'un grand nombre de conduits, ce qui a diminué le volume excavé -phase E- jusqu'à un stade où ce volume autrefois karstifié est resté stable -phase F-.



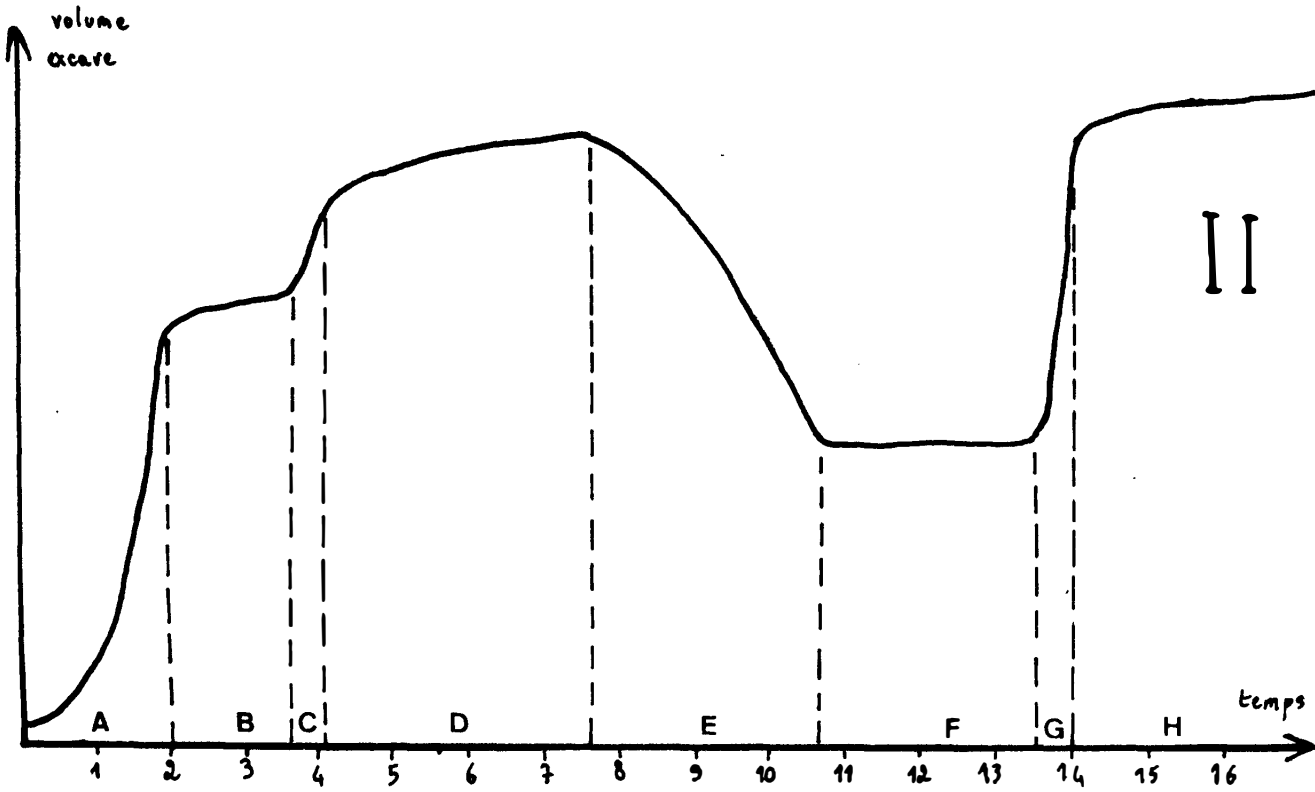
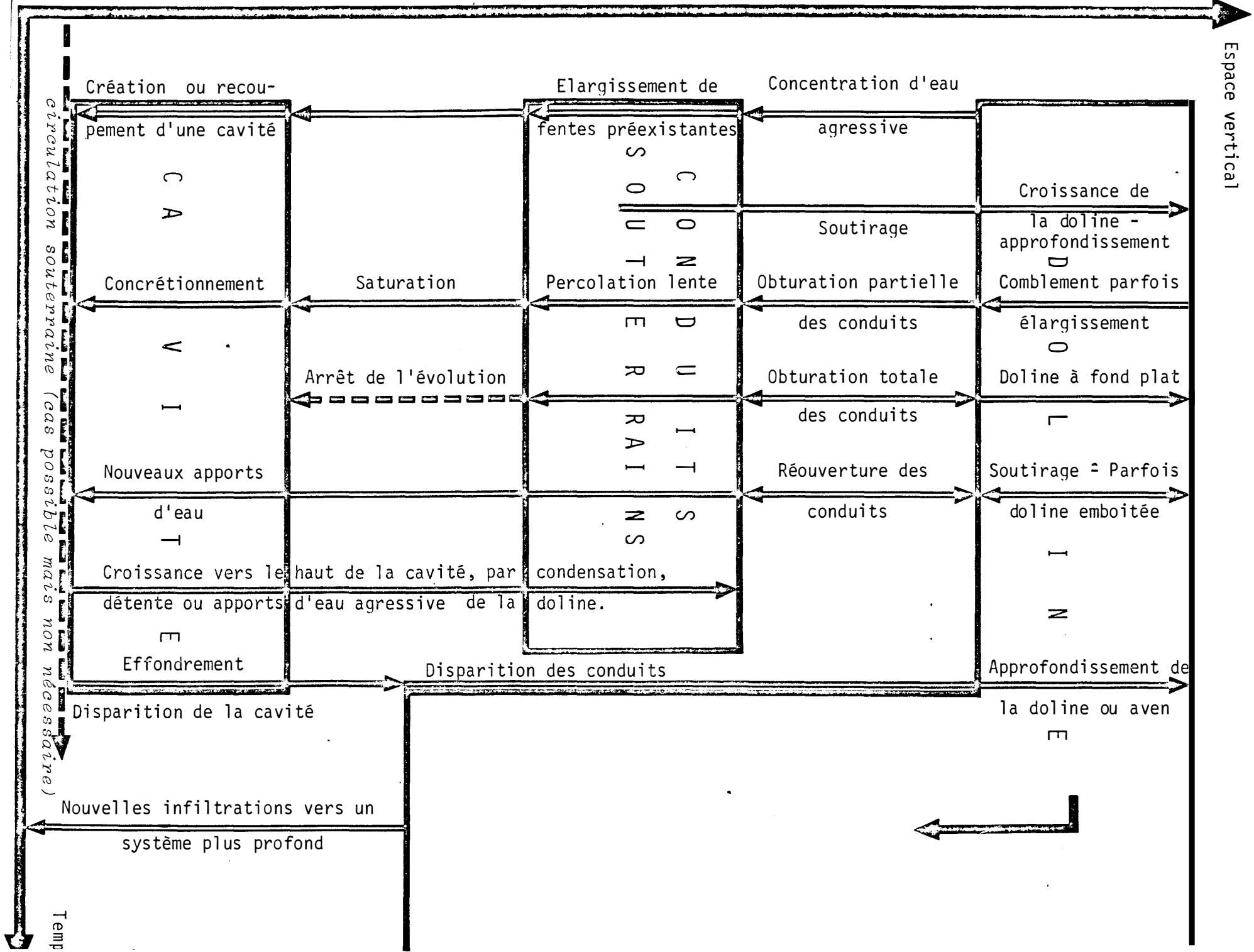


FIGURE 142 : Influence du Facteur temps sur l'excavation d'un massif calcaire. Le graphique I correspond à une evolution originelle, alors que le graphique II montre la suite de cette evolution (voir commentaire dans le texte)


Espace vertical
Création ou recou-
pement d'une cavité
Elargissement de
fentes préexistantes
Concentration d'eau
agressive
CAVITE
CONDUITS SOUTERRAINS
DOLINE
Croissance de
la doline -
approfondissement
Soutirage
Concrétionnement
Saturation
Percolation lente
Obturation partielle
des conduits
Comblement parfois
élargissement
Arrêt de l'évolution
Obturation totale
des conduits
Doline à fond plat
Nouveaux apports
d'eau
Réouverture des
conduits
Soutirage - Parfois
doline emboitée
Croissance vers le haut de la cavité, par
détente ou apports d'eau agressive de la
condensation,
doline.
Effondrement
Disparition des conduits
Approfondissement de
la doline ou aven
Disparition de la cavité
Nouvelles infiltrations vers un
système plus profond
circulation souterraine (cas possible mais non nécessaire)
Temp

Mais si ce massif se trouve de nouveau émergé, soit par suite de mouvements tectoniques, soit par suite d'un abaissement du niveau de base, les eaux vont retrouver le chemin des anciens conduits, réutiliser les fentes étroites que la fossilisation n'a pu combler ; elles vont cheminer dans les discontinuités que forment les contacts entre les sédiments comblant les cavités et la roche encaissante, et elles vont ainsi très rapidement occuper l'ensemble du massif calcaire karstifiable. Mais une telle période d'évolution accélérée n'a cette propriété qu'à échelle temporelle immédiate de la phase érosive précédant sa mise en activité et non pas à l'échelle de temps de l'ensemble de la masse calcaire depuis qu'elle est soumise aux actions atmosphériques et hydrologiques ; à cette échelle plusieurs phases d'installation ont pu se manifester et produire des déséquilibres depuis l'émersion. Cette sorte de stockage des possibilités d'utilisation du volume est essentielle dans la vitesse d'évolution d'un paysage. La dénomination qu'a donnée P. George : "Capital karstique" souligne bien cette propriété.

4. 2. 6. 1. 2 - Taxonomie temporelle et volume.

Moins facilement applicable que la taxonomie spatiale, mais tout aussi importante, que celle-ci, et souvent en rapport avec elle, peut être envisagée une taxonomie temporelle dont le principe est qu'à telle échelle taxonomique de dimension correspond, et réciproquement, telle durée de formation (dire telle durée d'évolution est impropre, car une forme une fois construite peut se maintenir durant des périodes variables).

A une telle échelle, la présence du volume modifie les rapports taxonomiques entre les formes et le temps dans des directions contradictoires, avec parfois ralentissement et parfois accélération de la vitesse de formation d'une forme donnée, donc modifications positives ou négatives de cette taxonomie. Par exemple le volume accélère l'enfoncement des eaux par rapport à la vitesse d'enfoncement d'une surface donnée, mais ce volume ralentit la vitesse d'abaissement général du paysage. Si l'on examine ces variables, on constate qu'il y a en général accélération des phénomènes favorisant l'utilisation du volume, et ralentissement des phénomènes visant à la disparition du volume. La "relativité" de ce volume explique ces différences d'évolution. L'utilisation du capital karstique décrite précédemment est un exemple de variations taxonomiques positives. La longueur à se réajuster de certaines circulations vauclusiennes est par contre un exemple de variation négative.

4. 2. 6. 1. 3 - Temps et volume à l'échelle des petites formes : les variations instantanées.

En dehors des manifestations à longue échelle, le temps se manifeste dans les formes karstiques, surtout souterraines, par des variations de l'état d'une galerie durant des périodes très brèves, qui peuvent parfois ne pas dépasser quelques heures.

Le cas le plus simple, et le plus fréquent, résultant du battement du niveau supérieur des circulations souterraines, est celui des galeries qui sont alternativement sèches ou parcourues par des circulations d'eau qui noient parfois l'ensemble de la galerie (circulation sous pression). La Goule de Foussoubie en est un exemple particulièrement net, avec ses galeries où ne subsistent que des lacs résiduels durant la saison sèche, et ses crues d'une violence inouie envahissant tout le réseau.

Plus surprenante est la variation du volume des conduits, à l'échelle instantanée -géologiquement parlant-. Ce phénomène s'observe dans des conduits qui, dans les zones siphonnantes, se débouchent lors des mises en charge des crues, puis se rebouchent presque entièrement dans les parties ascendantes des galeries, lors de la diminution de la capacité des transports des eaux. L'affluent "rive" gauche de la grotte de la Cocalière, au point 105, décrit lors de l'étude de ce réseau (voir figure 122) est un exemple de ce type de forme, avec ses sections presque rebouchées, et ses galeries d'équilibre érosion-sédimentation, parfois affectées d'une pente de 30° dominant un talus de galets. Dans ce cas, le comblement n'est pas complet, mais il arrive que sur de courtes sections, une galerie soit intégralement obstruée, par des graviers par exemple, graviers emportés par la crue ; dans ce cas, ou bien les graviers se redéposent très rapidement, ou bien, en cas de circulation pérennes, ils se redéposent lentement, parfois avec des irrégularités de crue à crue. Les plongeurs en siphon ont plusieurs fois constaté de telles variations.

Ces discontinuités dans le temps des conduits karstiques ont la propriété d'être réversibles. Mais il en est d'autres qui ne le sont pas, comme les discontinuités de la rivière souterraine de Chauveroche qui s'est trouvée comblée dans sa branche principale par un remplissage fin qui n'a jamais été dégagé, les eaux ayant creusé un conduit nouveau court-circuitant le précédent. Nous avons par ailleurs précédemment signalé l'importance des effondrements suivis de court-circuitage dans les réseaux en roche peu cohérente de la bordure des plateaux de piémont cévenol, phénomène instantané suivi d'une longue période de rééquilibrage. Notons enfin que le concrétionnement peut introduire, par un phénomène de longue durée, des variations importantes dans le volume.

4. 2. 6. 2 - Temps et rapports fond-surface.

Dans les rapports fond-surface simples qui ont précédemment été définis, le temps n'intervient pas d'une manière particulière. Par contre, si l'on examine certaines relations fond-surface plus complexes, comme l'influence de l'épaisseur relative du calcaire, ou les systèmes d'intéraction karstique, des relations particulières entre le temps et ces phénomènes apparaissent.

Dans le cas de l'épaisseur relative du calcaire, il apparaît une relation entre la proximité de la surface des galeries actives et la manière dont se déroulent les actions morphologiques, au moins sur les plateaux d'Ardèche. Plus une galerie semi-active est proche de la surface, plus elle a des mises en charge brutales et des pertes de charge identiques, par manque de rétention des eaux des couches calcaires sus-jacentes. Il y a là un rapport fond-surface assez indirect puisqu'il ne peut être exprimé que par une distance plus ou moins grande d'un conduit souterrain à la surface, mais le temps est aussi, comme la distance, une des variables de cette action, qui donne des morphologies de galeries très particulières. En effet, si l'on trouve essentiellement ce modelé dans des aires à faible épaisseur relative, il peut également se former dans des aires à épaisseur relative plus importante, mais dans des réseaux alimentés par des pertes drainant des bassins versants assez étendus ; après une évolution assez longue, ces pertes développent de larges conduits, qui permettent eux aussi une migration latérale, et non plus verticale, des eaux, très rapide et sans rétention d'eau. Le réseau de la Goule de Foussoubie est un exemple de cette évolution.

Dans les systèmes d'intéraction karstique, le temps est par contre une donnée importante, intervenant principalement dans la formation et l'évolution des systèmes. Nous les avons définis comme des ensembles comportant une ou plusieurs formes de fond liées à une ou plusieurs formes de surface en un ensemble indissociable, et nous avons donné en exemple le cas d'une doline en baquet et de la cavité dont l'effondrement a permis la genèse de la doline, en soulignant que postérieurement à sa genèse, la doline peut connaître une évolution variée.

C'est à ce niveau que la temps intervient comme paramètre. Nous avons représenté sur la figure 143 un exemple d'évolution d'un système doline-cavité, où l'on peut constater qu'apparaissent des changements de dominante dans les relations entre les formes : durant certaines périodes, c'est surtout la doline qui agit sur les conduits souterrains et la cavité, par exemple en obsturant les conduits, et en ne donnant qu'une circulation lente qui se saturera et

concrétionnera dans la cavité. Mais il apparaît des retournements de tendance, avec par exemple une réouverture des conduits, suivie d'une vidange des remplissages, retournements qui ne se produisent qu'après des périodes où, au contraire, les phénomènes s'entretiennent d'eux-même.

Cet exemple ne représente qu'une possibilité parmi de nombreuses autres, et ne prétend pas codifier une évolution d'un système. Signalons que dans le cas envisagé, le système disparaît après la suppression d'une des formes par effondrement dans la forme inférieure, ce qui n'exclut pas que se développe un nouveau système à une altitude inférieure, régi par des rapports de causalités identiques, ou au contraire totalement différents -par exemple si la forme de surface atteint dans une faible épaisseur relative le sommet de la zone noyée, ce qui donnera un regard sur les circulations pérennes, comme dans l'aven du Reméjadou-.

4. 2. 6. 3 - Temps et déséquilibre.

Dans le cas particulier du déséquilibre, nous avons déjà précédemment souligné l'importance de certaines positions relatives des formes pour l'évolution de leur contact, ce qui introduisait déjà le facteur temps dans l'étude ; mais l'importance de ces positions relatives montrait que le temps se trouvait modifié par les relations entre formes, sans que, parfois, cette suprématie puisse être remise en cause. Par exemple lorsque le volume se trouvait perché au-dessus de la surface (cas F de la figure 140).

Dans le cadre plus général du déséquilibre à toutes les échelles entre la surface, d'une part, et les circulations, d'autre part, il existe d'autres facteurs qui ont tendance à contrarier le déroulement "évolutif" du temps. Il apparaît notamment à l'examen de certains plans de réseaux et à l'étude précise de leur modelé, des relations entre des puits et des galeries dont on peut se demander, à titre d'hypothèse, si elles ne révèlent pas une certaine IMMUNITE des cascades et des secteurs à forte dénivelée ; en effet, lorsqu'il n'y a pas de transport solide dans un réseau à alimentation lointaine ou diffuse, sans perte importante permettant l'apport extérieur, les eaux circulent trop vite pour corroder dans ces secteurs, et voient leurs actions mécaniques fortement diminuées par l'absence de transport solide, un peu comme les fleuves équatoriaux conservant des chutes malgré d'énormes débits. De plus, dans les réseaux à forte dénivelée, l'eau perd du CO2 dans les turbulences, ce qui peut l'amener à concrétionner, sans compter l'échauffement dû à la chute qui peut lui aussi entraîner une diminution de la teneur en gaz carbonique.

Dans le cas d'une chute précédée d'une pente raide, il peut même y avoir formation d'un gour au-dessus de la chute et augmentation de la dénivelée de la chute jusqu'à ce que la diminution de la section de la galerie amène un nouvel équilibre érosion-sédimentation, ou jusqu'à ce qu'une reprise des actions mécaniques détruise les gours.

Le temps peut par contre jouer un rôle beaucoup plus "normal" lorsqu'il agit sur des déséquilibres spécifiques du Karst mais proches de déséquilibres de surface. Un cas d'évolution de ce type, pourtant spécifiquement karstique, puisque souterraine, est celui du réseau du Rupt-du-Puits, dans la forêt de Trois-Fontaines, près de Saint-Dizier : ce réseau comporte une partie aval siphonnante longue de 400 m, puis une galerie aval élevée, atteignant en général 10 m de hauteur et longue d'environ 1 000 m ; en amont de cette galerie, on trouve une zone de petites cascades sur roche nue, avec d'importants phénomènes de corrosion et d'érosion, puis une galerie amont termine le cours principal du réseau ; elle est beaucoup moins haute, mais est par contre assez large et un examen rapide nous a permis de supposer que la faible élévation ne provenait pas d'un remplissage, puisque la roche mère apparaît parfois sous de faibles placages d'alluvions. Une telle disposition paraît typique d'une reprise d'érosion "normale", partie de la résurgence, et reflétant donc une variation externe du niveau de base, reprise d'érosion dont la zone des cascades marque la limite amont. Cette reprise d'érosion a ensuite été suivie d'une remontée du niveau de base qui a formé la galerie siphonnante aval, mais elle a cependant été suffisamment marquée pour que ses effets se poursuivent en amont.

Il apparaît enfin des déséquilibres entre formes de fond et formes de surface dont les caractères sont essentiellement commandés par le temps parce que ce dernier a agi durant des périodes si prolongées que les conditions originelles d'apparition des formes sont depuis longtemps effacées du paysage, et qu'il apparaît de nos jours des déséquilibres difficilement compréhensibles.

Un exemple de ce type de déséquilibre entre formes de fond et formes de surface, étudié par B. Gèze (1975), situé sur les plateaux ardéchois, est celui des avens de la région d'Orgnac, à la bordure méridionale des plateaux du Rhône, dans les calcaires urgoniens. Dans ce secteur, fait remarquer B. Gèze :

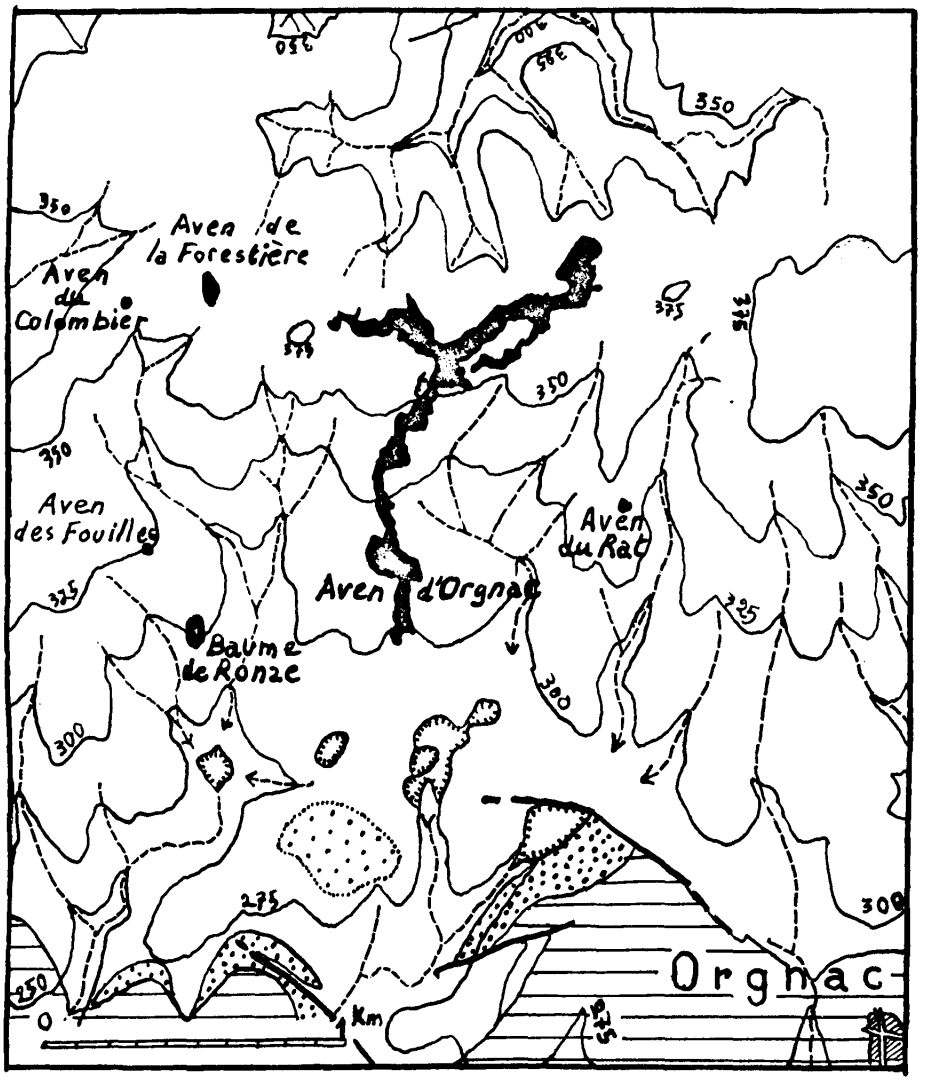
> "Si l'on reporte sur la carte topographique toutes les galeries connues du réseau de l'aven d'Orgnac (Ardèche), on constate le fait surprenant que ce réseau se dispose exactement sous la ligne de crête principale W-E séparant les bassins hydrographiques de l'Ardèche et de la Cèze, puis sous une crête secondaire entre deux vallées sèches de direction N-S. La plupart des autres cavités connues dans cette région occupent des positions analogues : aven du Colombier et aven-grotte de la Forestière sur la première crête, Baume de Ronze et

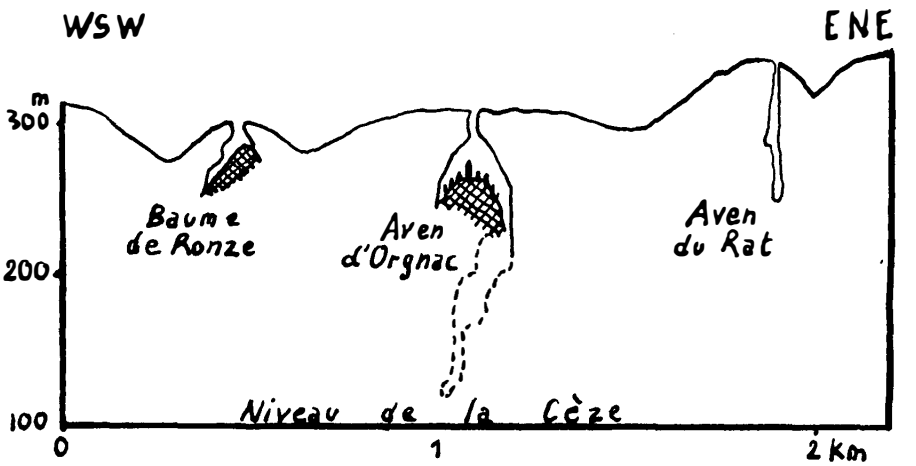
> aven des fouilles préhistoriques sur une crête secondaire à l'W de celle d'Orgnac, aven du Rat sur une autre dans l'E". (1975, p. 202).

Cette disposition, que l'on peut observer sur les figures 144 et 145, montre un déséquilibre entre les fonctions des formes que seule une très longue durée d'évolution pourrait expliquer. B. Gèze traite de phénomène de "cas d'inversion de relief pour les vallées karstiques", en expliquant ce genèse selon le processus suivant :

> "Il paraît hors de doute que le premier drainage superficiel antérieur au creusement des ravins actuels, était établi précisément partout où se trouvent actuellement les hauteurs. Le soutirage de ces cours d'eau, par des drains karstiques qui se sont élargis en profondeur exactement sous eux, a empêché alors toute poursuite de l'érosion superficielle de ces parties largement fissurées. Plus tard, se sont creusés des petits ravins superficiels dans l'intervalle des zones bien drainées vers la profondeur (phase d'inversion de relief). Plus récemment encore, des reprises d'érosion superficielles n'ont été sensibles dans les ravins que dans leur partie aval, tandis que se produisait un nouvel approfondissement des drains karstiques et l'assèchement généralisé de la surface". (1975, p. 202).

Une telle genèse suppose un temps considérable, que B. Gèze attribue à l'ensemble du Quaternaire et peut-être même à une partie du Tertiaire, mais elle ne nous satisfait pas pleinement, parce qu'elle suppose un processus difficilement réalisable, celui d'une inversion de relief en l'absence de toute structure permettant cette inversion, uniquement par des phénomènes relevant du modelé ; en effet, il est assez difficile de concevoir un écoulement superficiel érodant uniquement les crêtes, alors que les vallées, même sèches, servaient toujours de drain souterrain ; dans un pareil cas, les seuls phénomènes superficiels ayant pu se produire auraient été des ravins perpendiculaires aux drains principaux, dont les faibles écoulements se seraient perdus dans les vallées sèches, ravins qui auraient pu contribuer à un abaissement des crêtes, mais certainement pas à une inversion parce qu'après une certaine diminution de leur pente, ces ravins auraient vu leurs eaux s'infiltrer dans le calcaire. Aussi est-il plausible de supposer que les formes souterraines ont une localisation beaucoup plus accidentelle que cela, notamment l'aven de la Forestière et l'aven du Colombier, qui se trouvent sur un plateau quasi-plan. Quant à l'aven d'Orgnac, s'il se trouve sur une crête secondaire, il se trouve par contre plutôt dans un redan du plateau, nettement décelable si l'on observe la courbe des 300 m, mais ce redan se décèle à une échelle taxonomique supérieure, qui peut être justifiée par l'importance des galeries de l'aven d'Orgnac.





Calcaires Urgoniens

Calcaires lacustres oligocènes

sables et argiles continentaux (éocènes?)

courbes de niveau

failles

même formation à l'état résiduel, empatant l'Urgonien

vallées sèches

équidistance des courbes : 25 mètres.

Figure 144 : le cadre géographique des réseaux de la région d'Orgnac, en plan et en coupe, d'après B. Gèze (1975)

En ce qui concerne les autres avens et même les entrées de l'aven d'Orgnac, on peut se demander si de telles entrées d'aven n'ont pas existé un peu partout, et si l'ampleur des phénomènes périglaciaires n'a pas apporté une immunité aux formes situées sur des crêtes, pour deux raisons : les avens qui se trouvaient sur les flancs et dans les fonds de vallée ont pu se trouver comblés par des migrations de matériaux périglaciaires d'une part ; d'autre part certaines de ces vallées sèches, de faible importance, ont été creusées en régime périglaciaire, qui gelait le sol, et les avens de ces secteurs ont été effacés par l'érosion superficielle. Enfin, on est en droit de se demander si, en régime périglaciaire peu violent, les crêtes ne se trouvaient pas dégelées plus rapidement que certains fonds de vallées comblés de névés et à l'ombre, ce qui permettait une infiltration dans le tjäle discontinu, impossible ailleurs.

4. 2. 6. 4 - Conclusion : l'Influence du volume sur le "temps".

A travers ces remarques sur l'originalité du "temps" dans les paysages calcaires, réapparaît la tendance du volume à modifier des tendances présentes dans tous les autres paysages.

En effet, nous avons dans les pages précédentes envisagé le "temps" sous deux formes :

- la durée, ou temps considéré dans son déroulement égal de seconde en seconde, ou de millénaire en millénaire.

- et la succession, qui nous paraît bien plus importante, ou si l'on préfère un "ordre de temps", comme dans une partie d'échec, en mécanique des jeux, ont peut distinguer par dessus le déroulement des minutes, un "coup" ou une succession de coups, ce qui permet d'assimiler l'échiquier à un système orthonormé d'ordre 2 sur quoi se surajoute la marche des pièces exprimée en "temps".

Cette importance de la succession apparaît nettement dans l'exemple d'évolution d'un système d'interaction karstique de la figure 143. Cet exemple, et celui d'autres formes, mineures comme les lapiés, ou majeures comme les poljés, mettent en évidence le rôle de "séquences" dans lesquelles l'ordre de succession des évènements est plus important -ou aussi important- que les évènements eux-mêmes.

Une telle distinction n'est pas nouvelle, et se trouve exprimée dans nombres de travaux géomorphologiques ou géologiques, ne serait-ce que par l'utilisation fréquente de la datation "relative" sur laquelle s'est construite toute la science de la terre jusqu'à l'apparition récente des datations "absolues". De plus l'évolution des paysages non calcaires montre aussi une

telle irrégularité du cours des évènements dans le déroulement d'un temps immuable, et ce à toutes les échelles, allant du déclenchement subit d'une petite loupe de solifluxion après une période de "préparation"", aux grands déséquilibres des fluctuations climatiques du Quaternaire.

Si, malgré cela, nous sommes revenus sur la distinction entre temps et évènements, c'est parce que le volume intervient dans cette différenciation en l'exacerbant : il permet une capitalisation de nombreux phénomènes qui restent invisibles dans leurs résultats jusqu'à une manifestation violente et quasi-instantanée du déséquilibre résultant -les effondrements karstiques en sont l'exemple le plus net-. La fossilisation des surfaces karstiques qui se rongent de l'intérieur est aussi un cas d'exacerbation de cette distinction entre temps et évènements.

Il existe dans les paysages calcaires des phénomènes suivant une évolution plus régulière, comme le soutirage lent d'une doline, ou l'absorption partielle d'un écoulement superficiel, qui est progressive, jusqu'à la disparition définitive de l'écoulement. Mais dans bien des cas, tout se passe souterrainement, sans que rien en surface ne permette de subodorer quand et comment évoluera le paysage de surface. A elle seule, cette exacerbation des temps de latence des modifications des paysages calcaires oblige à rechercher sous ce paysage quels sont les faits ont permis, et permettent, son état actuel.

- C O N C L U S I O N -

-:-:-:-:-:-:-:-:-:-

Au terme de cette étude des "paysages" calcaires des plateaux ardéchois et des collines triasiques qui les dominent, plusieurs faits ont dominé par leur constance dans les secteurs étudiés.

En premier lieu, il faut citer le rôle de l'épaisseur "relative" du calcaire dans l'évolution des formes karstiques de surface et de profondeur, et du paysage en général ; une faible épaisseur permet la juxtaposition de formes purement karstiques et de formes non karstiques, comme les vallées parcourues par des écoulements pérennes ou temporaires. Bien que cette épaisseur soit relativement imprécise -car il est bien entendu que le niveau de base karstique est imprécis dans la masse calcaire, et que son existence est même parfois discutée-, ses conséquences dans les différents paysages ardéchois sont si nettes qu'il est difficile de nier son importance.

En second lieu, nous voudrions insister sur un fait que nous avions déjà suggéré précédemment : l'extrême variété des paysages calcaires ardéchois, qui "s'étagent" des plateaux du Rhône aux collines triasiques en trois ensembles distincts. Même si les collines triasiques peuvent être considérées comme des formes "marginales" non karstiques, l'opposition entre les plateaux du Rhône urgoniens et les plateaux jurassiques de piémont cévenol est remarquablement nette.

Cette différence entre deux aires calcaires proches, d'une altitude semblable, ayant subi presque la même évolution paléogéographique et certainement les mêmes actions périglaciaires au Quaternaire, est presque entièrement imputable à des différences lithologiques entre le Jurassique et le Crétacé karstifiable (Urgonien). L'importance de cette lithologie est bien connue, mais la similitude entre les deux plateaux sur la plupart des autres points souligne cette importance.

Par ailleurs, la différence entre les plateaux du Rhône, où les formes karstiques superficielles -dolines, lapiés notamment- sont rarissimes, et les plateaux jurassiques de piémont, où les lapiés ont atteint un tel développement qu'ils en deviennent l'objet d'un intérêt touristique, met en évidence les faiblesses d'une interprétation paléoclimatique qui ne serait pas fondée sur l'examen de formes situées dans plusieurs roches de lithologie contrastée. Les plateaux du Rhône suggèrent un arasement des formes karstiques de surface par les phénomènes périglaciaires que les plateaux de piémont ne montrent pas du tout. On se trouve devant les deux extrêmes, fort proches l'un de l'autre,

SEDIMENTATION	TECTONIQUE	PHENOMENES DE SURFACE	KARSTIFICATION
TRIAS DOLOMITIQUE JURASSIQUE KARSTIFIABLE BARREMIEN KARSTIFIABLE (FACIES URGONIEN) LACUNE DE L'ALBIEN ET DE PRESQUE TOUT LE CRETACE SUPERIEUR	DISTENSION JURASSIQUE MOUVEMENTS VERTICAUX DURANT LE CRETACE	SURFACE DES 350-400 m (CRETACE SUPERIEUR ?)	PALEOKARST EOCENE INFERIEUR OU CRETACE SUPERIEUR -PEUT ALLER JUSQU'A L'OLIGOCENE-. REMPLISSAGE D'ARGILES VERSICOLORES
SEDIMENTS TORRENTIELS DES COURS D'EAU OLIGO-MIOCENES DANS LE FOSSE D'ALES	OROGENESE PYRENEENNE, EOCENE GRANDE DISTENSION OLIGO-MIOCENE AVEC FORMATION MAXIMALE DU FOSSE D'ALES A L'OLIGOCENE SUPERIEUR	ANTECEDENCE DES COURS D'EAU MERIDIONAUX PAR RAPPORT AUX STRUCTURES OLIGO-MIOCENES SURFACE DES 250-300 m (OLIGO-MIOCENE ?)	DATATIONS INCERTAINES : TERTIAIRE 1ère PHASE DE CREUSEMENT A St-MARCEL (ORGNAC ET BAUME DE RONZE ?) 2ème PHASE DE CREUSEMENT A St-MARCEL (ORGNAC ET BAUME DE RONZE ?) 3ème PHASE DE CREUSEMENT A St-MARCEL (ORGNAC ET BAUME DE RONZE ?) (PRE - PLIOCENE SUPERIEUR)
CAILLOUTIS PLIOCENES SUR LES PLATEAUX (DATATION INCERTAINE)	OROGENESE ALPINE, AVEC MAXIMUM AU PONTIEN, DEBORDANT PEUT-ETRE SUR LE PLIOCENE INFERIEUR	CREUSEMENT DU CANYON DE L'ARDECHE (PLIOCENE ?)	
DEPOTS ELEVES, EN TERRASSES, DU VILLAFRANCHIEN		MINDEL GREZES ANCIENNES ? (CANYON DE LA LIGNE)	COMBLEMENT TOTAL DE SAINT-MARCEL (MINDEL - RISS ?)
TERRASSES RISSIENNES		RISS GREZES ANCIENNES ?	DECOLMATAGE DE SAINT-MARCEL (RISS ?) STADE DES CONCRETIONS ROUSSES A SAINT-MARCEL (RISS - WÜRM)
TERRASSES WÜRMIENNES		WÜRM DEPOTS EOLIENS DU HAMEAU DES CROTTES (?) GREZES RECENTES CHAMPS DE CAILLOUX	
		TUFS (FINI-WÜRMIENS) A L'ENTREE DU CANYON DE LA BAUME	STADE DES CONCRETIONS "BLANCHES" A SAINT-MARCEL (WÜRM SUPERIEUR ET POST-GLACIAIRE ?)
		DEBOISEMENT NEOLITHIQUE →	MODIFICATIONS DES CIRCULATIONS
		PHASE HUMIDE (SUB-ATLANTIQUE ?) DE 3 000 A 3 500 B.P. →	COURS DANS SAINT-MARCEL EVOLUTION ACTUELLE TRES RALENTIE

TABLEAU XXIX : ESSAI DE CHRONOLOGIE RELATIVE DES DIFFERENTS ASPECTS DES PAYSAGES CALCAIRES ARDECHOIS

l'absence et la prolifération de formes superficielles qui permettraient, si on ne les comparait pas d'affirmer d'une part que les actions paléoclimatiques quaternaires ont totalement détruit les formes karstiques superficielles, et d'autre part qu'elles n'ont en rien gêné la croissance de ces formes.

La plus grande difficulté rencontrée au cours de ce travail, en dehors de l'absence de dépôts corrélatifs "classiques" sur les aplanissements et les formes calcaires, et à cause de cette absence, a été l'impossibilité, la plupart du temps, de dater les phénomènes étudiés. Cet aven, cette grotte, ce lapiaz, sont-ils très récents, récents, ou au contraire hérités, fossiles ? Aussi, après une étude par types de formes des plateaux calcaires, nous terminerons par une tentative de renconstitution de l'histoire des paysages calcaires de ces plateaux, et surtout de l'histoire de leur karstification. Les principales dates de cette chronologie ont été rassemblées sur le tableau XXIX.

Il apparaît sur le tableau que la karstification -cela est logique- s'est amorcée dès l'émersion des surfaces calcaires. Cette première phase karstique, peu connue, a laissé comme seules traces des remplissages d'argiles versicolores à datation incertaine puisque placée entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène. Si elle n'a pas laissé de traces importantes dans le paysage, cette karstification a déjà formé un premier capital karstique dont le développement vers bas -l'épaisseur relative par rapport aux niveaux de base de l'époque- reste méconnu. Nous pensons que cette première karstification peut être mise en corrélation avec l'apparition de la surface des 350-400 m, bien que la formation des surfaces d'aplanissement ait pu effacer la karstification et les dépôts qu'elle a laissés. Par contre, si l'on considère que le Secondaire connaissait des climats encore chauds, il n'y a pas incompatibilité entre l'existence d'un paysage calcaire et la formation d'aplanissements, comme le montrent les actuels karsts tropicaux.

Cette karstification a fort bien pu se poursuivre durant l'élaboration de la surface inférieure des 250-300 m (Oligo-Miocène ?), qui, en abaissant le niveau de base, a réactivé des systèmes karstiques formés à partir de la surface précédente. Aussi ne pouvons-nous pas, dans l'état actuel des choses, distinguer plusieurs phases de karstification ancienne avant l'Oligo-Miocène.

A partir du Miocène, le réseau de Saint-Marcel fournit certains éléments de datation en prouvant l'existence d'une karstification tertiaire importante. Il faut cependant remarquer que ce réseau est entièrement situé sous la surface d'aplanissement inférieure, qu'il a pu "fossiliser" par enfouissement des eaux. Aussi nous semble-t-il essentiellement datable du Miocène et du Pliocène

inférieur. L'absence de relations entre le canyon de l'Ardèche et les galeries formées durant les premières phases de creusement de la grotte, signalée par J. Blanc (1976), implique des circulations, allant directement vers le Rhône, que les épais dépôts fluviatiles, villafranchiens et postérieurs, de l'embouchure de l'Ardèche, rendent actuellement indécelables.

Le creusement du canyon de l'Ardèche a été un des événements majeurs de l'évolution des paysages calcaires. Il est bien daté en aval par le dépôt d'argiles plaisanciennes jusqu'à proximité du hameau de Sauze qui montrent qu'il s'était amorcé dès cette époque, et qu'il s'est probablement achevé au Pliocène supérieur. En amont, par contre, la reprise d'érosion consécutive à l'approfondissement de l'Ardèche est mal datée.

C'est à partir de ce creusement que s'est amorcée la karstification actuelle de la région. Les galeries de la troisième phase de creusement de la grotte de Saint-Marcel en sont un vestige. Mais cette karstification actuelle s'est trouvée perturbée, pour ne pas dire interrompue, par le comblement villafranchien de la vallée du Rhône qui a entrainé une remontée d'une centaine de mètres du niveau de base, noyant des galeries inactives, puis provoquant un colmatage complet des réseaux, visible à Saint-Marcel.

L'enfoncement progressif des cours d'eau durant tout le Quaternaire, attesté par les terrasses du Rhône et quelques terrasses, à partir du Riss, dans le bassin de l'Ardèche, a permis la mise en place définitive du paysage actuel, avec une karstification "juvénile" si on la compare aux formes tertiaires, mais intégrée dans ces formes et les ayant réutilisées, comme capital karstique. Aussi ne peut-on pas parler de karst "jeune" mais de réactivation récente du karst. L'alternance de périodes froides et de périodes tempérées a produit une succession de périodes d'érosion et de périodes de concrétionnement, difficilement datables si ce n'est la concrétion blanche de l'Aven d'Orgnac, dont la croissance s'est effectuée de 130 000 à 90 000 ans B.P. (interstade rissien ?)

Récemment, le déboisement néolithique, a dans une mesure non déterminable, modifié l'évolution du paysage calcaire, en surface par l'érosion des sols, et en profondeur par les modifications dans l'hydrologie qu'a amenées cette érosion. La phase humide du sub-atlantique n'a semble-t-il apporté que des retouches de détail. De nos jours, l'évolution semble fort ralentie, sauf peut-être dans certains secteurs à faible épaisseur relative ou les crues actuelles peuvent en un bref laps de temps -à l'échelle géologique s'entend- modifier l'aspect d'un réseau et même d'un paysage.

Ces remarques chronologiques, incomplètes et souvent imprécises, ont tenté de mettre en place les différentes karstifications du paysage calcaire

ardéchois. Elles montrent, par les nombreux paramètres non karstiques qui influent sur la karstification, à quel point le paysage calcaire est un tout, intégré à un passé géologique et géographique complexe. Quand on songe de plus à quel point les formes se trouvent intégrées au paysage par l'apparition de la troisième dimension -le volume-, et à quel point les interactions entre le fond, la surface, l'ensemble de la masse calcaire, verticalement et horizontalement, sont nombreuses, on vient à considérer le paysage calcaire comme un tout dont une approche partielle, superficielle ou souterraine notamment, ne peut donner qu'une image imparfaite quand elle n'est pas inexacte.

BIBLIOGRAPHIE

-:-:-:-:-:-:-

ARNAUD H. - 1971 - "Le plateau de Glaudasse : structure et place dans le cadre géologique régional. Essai d'interprétation photo-géologique du Vercors méridional", Géologie Alpine, 47, 1971 - p. 25-44.

AUBERT D. - 1966 - "Structure, activité et évolution d'une doline". Bulletin de la Société Neuchatelloise des Sciences Naturelles, t. 89, 1966 - p. 113-120, 1 pl. 1 fig.

AVIAS J., DROGUE C., DIJON R., PALOC H. - 1964 - Documents sur l'hydrogéologie karstique en territoire préméditerranéen. - Montpellier, 1964 - 128 p.

BAILLOUD G. - 1975 - "Avant l'Histoire", in, G. Duby, éditeur, Histoire de la France rurale, tome 1 : La formation des campagnes françaises. Paris, Ed. du seuil, 1975 - p. 115-189.

BALAZUC J. - 1956 - Spéléologie du Département de l'Ardèche. - Côme, Rassegna spéléologica italiana , 1956 - 158 + LXII p., 111 fig., bibliog.

BALL E. - 1973 - Etude tectonique et micro-tectonique d'une région peu plissée en bordure de la Faille des Cévennes : Causse de St-Guilhem le Désert. - Thèse de 3ème cycle. - Montpellier, 1973.

BIROT P. - 1949 - Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Lisbonne, Centro de Estudos géograficos, 1949.

BIROT P. - 1954 - Problèmes de morphologie karstique. Annales de Géographie, n° 337, Mai-Juin 1954 - p. 161-192.

BIROT P. - 1959 - Précis de Géographie Physique Générale. - Paris, Armand Colin, 1959 - 403 p., 82 fig., XXII photos. h.-t.

BIROT P. - 1966 - Le relief calcaire. - Paris, Cours C. D. U. - 238 p., 28 fig., 76 réf. biblio.

BLANC J. - 1972 - "Recherches préliminaires sur la sédimentation argileuse dans les cavités karstiques du S. E. de la France", Annales de Spéléologie. - 27-2, 1972 - p. 317-328, 1 fig., 1 tabl., 39 réf. biblio., résumé français-anglais.

BLANC J. - 1974 - "Chutes de blocs et fissuration des parois de grottes et abris sous roche", Congrès Préhistorique de France, XXème session, Provence, 1974 - Imprimerie Laboureur, Issoudin, France, 1976 - p. 40-42, 7 réf. biblio., résumé français-anglais.

BLANC J. - 1976 - "Recherches géologiques à la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche (Ardèche, France)". - Géologie méditerranéenne, III-4, 1976 - p. 227-236, 2 fig., 14 réf. biblio., résumé français-anglais.

BLANC J. et CHAMLEY H. - 1975 - "Remplissages de réseaux karstiques à la grotte de Saint-Marcel d'Ardèche (Ardèche, France)" - Bull. de l'A.F.E.Q. - 1975-2. - p. 71-82, 5 fig., 13 réf. biblio., résumé français-anglais.

BONIFAY E. - 1962 - Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. - Bordeaux, impr. Delmas, 1962 - in 2°, 194 p. 48 fig., IX tabl., biblio., Index. Publications de l'Institut de Préhistoire de l'Université de Bordeaux, n° 2.

BORNAND M., BOURDIER F., MANDIER P. et MONJUVENT G. - 1976 - "Les glaciers quaternaires dans les Alpes et le bassin du Rhône", in La préhistoire française, Tome I, Les civilisations paléolithiques et mésolithiques de la France, vol. 1. - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976 - p. 32-37, 3 fig., 12 réf. biblio.

BOURDIER F. - 1961-1962 - Le Bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et Préhistoire. Thèse d'Etat de Sciences, 1958. - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1961-62. - 2 tomes, 364 et 295 p. t. 1 : texte. t. 2 : 297 fig., 300 réf. biblio., index méthodique des problèmes généraux, index chronologique des termes stratigraphiques, index systématique et alphabétique des espèces végétales et animales, index alphabétique des noms de lieux.

CAILLEUX A. et TRICART J. - 1959 - Travaux pratiques de Géomorphologie. - Paris, Société d'Edition d'enseignement supérieur (S.E.D.E.S), 1959. - 3 Vol.

CALLOT Y. - 1974 - "Les rapports entre formes de fond et formes de surface dans les paysages calcaires", Travaux de l'Institut de Géographie de Reims - n° 17 (n° Spécial sur "l'influence de la perméabilité dans le modelé des roches sédimentaires cohérentes"), 1974 - p. 3-11, 3 fig., 3 phot.

CALLOT Y. - 1976 - "Les rapports entre Formes de fond et Formes de surface dans les paysages calcaires", Spélunca - 1976 n° 3 - p. 101-104, 4 fig., 2 photos., 9 réf. biblio.

CALLOT Y. - 1978 - "Géographie physique des cavités dans le Trias de la région des Vans (Ardèche)", in CALLOT Y., CHABAUD M. et DIVOL R. : "Cavités dans les Grès du Trias Ardéchois" Spélunca, - 4ème série, 17 ème année, 1977, n° 4, Millau, 1978 - p. 151-155, 1 fig, 5 tableaux, 1 phot. couleur., 7 réf. biblio.

CALLOT Y., CHABAUD M. et DIVOL R. - 1978 - "Cavités dans les Grès du Trias Ardéchois", Spélunca. - 4ème série, 17ème année, 1977, n° 4, Millau, 1978 - p. 151-158, 1 fig., 5 tableaux, 3 plans de grottes, 7 réf. biblio.

CARME F. - 1970 - "Caractères fondamentaux de l'architecture et de l'ensemble des chaînes de Belledone et des Aiguilles rouges. Rôle des décrochements". Compte-rendu à l'Académie des Sciences de Paris, tome 271.

CHABAUD A. - 1966 - L'Uzège et la région bagnolaize, t. 1 : le milieu physique. - Uzès, Atelier Pélandan, 1966 - 202 p.

CHABAUD M. et DIVOL R. - 1978 - "Cavités dans le Trias de la région des Vans", in CALLOT Y., CHABAUD M. et DIVOL R : "Cavités dans les Grès du Trias ardéchois", Spélunca - 4ème série, 17ème année, 1977, n° 4, Millau, 1978 - p. 155-158, 3 plans, 2 réf. biblio.

CHABERT Cl. - 1976 - Recherches sur les systèmes de Kembos et d'Eynif (Taurus, Turquie 1976) - Paris, Mémoires du Spéléo-Club de Paris, n° 4, 1976 - 68 p.

CHABERT Cl., CALLOT Y., CHABERT J. et GILLI E. - 1978 - "Les reche ches de 1977 sur le système hydrologique d'Eynif (Taurus occidental, Turquie)", Grottes et Gouffres, b lletin périodique du Spéléo-Club de Paris - n° 67, mars 1978, - p. 3-28, 16 fig., 7 réf. biblio, résumé en anglais.

CHABOT G. - 1928 - Les plateaux du Jura central. Etude morphogénique. - Gap., Ed. Ophrys, 1927 - 350 p., 85 fig., IV planches h.- t., 158 réf. biblio.. Publications de la Faculté des Lettres de St asbourg, fasc. 41.

CIRY R. - 1959 - "Une catégorie spéciale de cavités souterraines : les grottes cutanées" Annales de Spéléologie. -t. 14, 1959. - p. 23-30.

COMBIER J. - 1967 - Le Paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. Thèse d'Etat de Sciences, Paris, 1963 - Bordeaux, imprimerie Delmas, 1967 - 462 p., 177 fig., 21 tabl., 13 phot. biblio. Publications de l'Institut de Préhistoire de Bordeaux, mémoire n° 4.

CORBEL J. - 1957 - Les Karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Thèse d'état de Lettres. - Lyon, 1957 - 541 p., Publication hors-série de la Revue de Géographie de Lyon (Institut des Etudes rhodaniennes).

DAVIS S. N. - 1966 - "Initiation of ground water flox in jointed limestone", Bull. Nat. Spéléo. Soc. U.S.A. -t. 28, 1966 - p. 111-118.

DEBARD E. - 1976 - "Les remplissages des grottes et abris sous roche en Ardèche et dans le Velay oriental", in La préhistoire française. - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976. -t. 1, Vol. 1, p. 275-278, 2 fig., 5 réf. biblio, rés. français - anglais.

DEMARCQ G. - 1962 - Etude Stratigraphique du Miocène Rhodanien. Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, 1962.

DEPAPE G. - 1922 - Recherches su la flore pliocène de la vallée du Rhône. Thèse. - Paris, Masson, 1922, - 265 p., 15 pl. et Annales des Sciences Natu elles, section botanique, ser. 10, t. 4.

DUBOIS P. - 1970 - Sur la Morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord - Montpellieraine. Actes de la réunion internationale de karstologie Languedoc-Provence, 8-12 Juillet 1968. Etudes et travaux de "Méditerranée", n° 7 - p. 37-50, 2 fig., 26 réf. bibliographiques, Edition OPHRYS - 05 - GAP.

DUPLESSY J.C., - LABEYRIE J., LALOU C. et NGUYEN H.V. - 1971 - "La Mesure des Variations Climatiques Continentales. Application à la Période Comprise entre 130 000 et 90 000 ans B.P.", Quaternary Research (Academic Press, U.S.A.). - Vol. 1, n°2, Avril 1971; - p. 162-174, 7 fig. 4 tabl., 31 réf. biblio., rés. français-anglais.

DURAND J., PERRIN J., PORTHAULT E. et SORNAY J. - 1964 - "Analyse palynologique des sédiments du bassin de Dieulefit". Notice de la carte géologique au 1/80 000ème de Privas, 1964.

ELMI S. - 1967 - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. Etude Stratigraphique. - Lyon, faculté des Sciences, Département des Sciences de la terre, 1967. - 3 Vol.; 845 p., figs. dont dépl. h.-t., tabl., graph., photos dt. 17 pl. (Documents du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, n°19).

EROME G. - 1972 - "Le réseau Payrejal-Goule de Sauvas (Ardèche)", Spélunca. - 1972, n°3. - p. 73-77, 3 fig., 8 réf. biblio.

FABRE G. - 1970 - "La région calcaire du canyon de la Cèze", Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie. -t. 93, n° 3-4, 1970. - p. 371-384, fig., 2 tabl. 5 coupes, carte, biblio.

FABRE G. - 1972 - Les Garrigues septentrionales du Gard. Etude de Géomorphologie Karstique. Thèse de Doctorat de 3ème cycle. - Montpellier, 1972. - 198 p., 44 fig., 4 cartes + 1 carte h.-t., biblio.

FABRE G. - 1976 - "Modelé des versants calcaires des Gorges du Gardon (Bas-Languedoc oriental - France)", Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 1975. - Centre d'Etudes géographiques et de Recherches méditerranéennes, volume V, 1976, - p. 9 - 13, 2 pl., 4 phot., 12 réf. biblio., rés. anglais.

FAIRBRIDGE R.W. - 1961 - Eustatic Changes in Sea Level. - Pergamon Press (1961).

FENELON P. - 1968 - "Vocabulaire Français des phénomènes karstiques"; in Mémoires et Documents du C.N.R.S., t. 4, Phénomènes karstiques, vol. 1. - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1968. - p. 13-68; 13 réf. biblio.

GEORGE P. - 1935 - La région du Bas-Rhône. Etude de Géographie régionale. Thèse de Lettres, Paris. - Paris, Baillière Edit. 1935, 691 p., 103 fig., 27 pl., 4 cartes, 622 réf. biblio.

GEORGE P. - 1974 - Dictionnaire de la Géographie. 2ème éd. - Paris. P.U.F. 1974. - 451 p., 57 fig., 16 cartes.

GEZE B. - 1958 - "Sur quelques caractères fondamentaux des circulations karstiques", Annales de Spéléologie (Spélunca, 3ème série). -t. XIII, fasc. 1-4, 1958 (publié en 1962). - p. 5-22, 6 fig., biblio. des principales colorations à la fluoresceine effectuées en France entre 1930 et 1958 (84 titres) - Résumé.

GEZE B. - 1965 - La Spéléologie scientifique. - Paris, Ed. du Seuil, 1965. - 190 p. (collection : le rayon de la science, n°22).

GEZE B. - 1971 - "Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur", Bulletin Association des Géographes Français. - 1971, n° 389-390. - p. 269-272.

GEZE B. - 1973 - "Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie". Annales de Spéléologie, 1973, n°28, fasc. 1, C.N.R.S. Paris.

GEZE B. - 1974 - "Le "trou" et son "environnement" ". Spélunca. - (4ème série), Mémoires n°8, Actes du XIème congrès national de spéléologie, Périgueux, mai 1974. - Millau, Imprimerie Maury, 1975. - p. 43-47, 3 fig.

GEZE B. - 1975 - "Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur", Mémoires et Documents du C.N.R.S. - année 1974, nouvelle série, volume 15 : Phénomènes karstiques, tome II. - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1975. - p. 195-207, 10 fig..

GEZE F. - 1971 - Les Gras de la Basse Ardèche, étude géomorphologie, Mémoire de maitrise, - Paris, 1971, In 4° : - 123 p., fig, phot., cartes dont dépl. + 1 fasc. de figures, graphiques et cartes pliées dans pochette.

GOGUEL J. - 1938 - "Quelques observations sur la faille des Cévennes (feuilles de Privas et du Vigan au 1/80 000)", Bull. Service carte géolog. de France, 34, n° 197. - p. 164-170.

GRILLOT J.C. - 1971 - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Massif des Coirons (partie orientale). Thèse 3ème cycle. - Montpellier (C.E.R.G.H.), 1971.

GUERIN R. - 1973 - Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la Géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels : le Bas-Vivarais calcaire. Thèse de 3ème cycle de tectonophysique. - Université de Montpellier, 1973. - 105 + 7 pages, 132 + 15 figures, abondante biblio.

GUERIN R. - 1975 - "L'analyse tectonique et microtectonique dans l'étude de la karstification. Exemple des Karsts du Bas-Vivarais (Etude préliminaire)", Mémoires et Documents du C.N.R.S., Année 1974, Nouvelle série, volume 15, PHENOMENES KARSTIQUES, tome II, Paris, 1975. - p. 81-94, 8 fig., 6 réf. biblio.

GUILLIEN Y. - 1964 - "Les grèzes citées comme dépôts cyclothémiques". Zeitschrift Für Geomorphologie. - 1964, - p. 53-58 (Publication de la Commission Internationale pour l'étude de l'évolution des Versants).

JEANNET M. - 1974 - Les rongeurs d'Orgnac III (Ardèche). - Diplôme d'Études supérieures des Sciences de la Terre, Université de Dijon, 1974 - 113 p. dactyl., 9 fig., tabl.

LABEYRIE J., DUPLESSY J.C., DELIBRIAS G. et LETOLLE R. - 1967 - "Etude des températures des climats anciens par la mesure de l'oxygène-18, du carbone-13 et du carbone-14 dans les concrétions des cavernes". A.I.E.A., Vienne, 1967. - p. 153-160, 3 fig., 6 réf. biblio, résumé anglais-français.

LAVILLE H. - 1974 - "Observations sur la formation et le remplissage des abris sous roche". Spélunca (4ème série), Mémoires n°8, Actes du XIème Congrès national de Spéléologie, Périgueux, mai 1974. - Imprimerie Maury, Millau, France, 1975. - p. 49-64, 6 fig., biblio. (14 titres).

LUDI W. - 1953 - Die Planzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. - Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes XX Rübel in Zurich, 27 Heft. - 208 p. 21 fig., 7 tabl., 114 réf.

LUMLEY H. de - 1976 - "Le cadre chronologique et paléoclimatique du Quaternaire. Cadre chronologique absolu, paléomagnétique, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles", in La Préhistoire Française, Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t.I, vol. 1. - p. 5-23, X tableaux, 37 réf. biblio. résumé Français-Anglais.

LUMLEY H. de (Direct. de publication) - 1976 - La préhistoire française, tome 1 : "civilisations paléolithiques et mésolithiques". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976. - 2 vol., 1 500 p., essentiellement la 1ère partie : "cadre chronologique et environnement", p. 1-542.

MAINGUET M. - 1972 - Le Modelé des Grès - Problèmes Généraux. Thèse d'état. - Paris I.G.N., 1972. - 2 vol., 657 p.

MAINGUET M. et CALLOT Y. - 1974 - "Réflexions à propos d'une comparaison entre karsts gréseux et karsts calcaires". Mémoires et documents du C.N.R.S. - 1974, nouvelle série, volume 15, PHENOMENES KARSTIQUES, tome II, Paris, 1975 - p. 105-110, 11 photos h.t., 12 réf. biblio.

MARTEL E.-A. - 1893 - Les Cévennes et la région des Causses (Lozère, Aveyron, Hérault, Gard, Ardèche), 4ème édition. - Paris, Ch. Delagrave, 1893. - 408 p., 148 gravures, biblio.

MARTEL E.-A. - 1894 - Les Abimes. Les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. - Paris, Ch. Delagrave, 1894 - VIII + 580 p., in 4°, 200 cartes, plans et coupe, 100 gravures, 4 phototypies et 16 plans h.-t., nbreuses réf. biblio, index alphabétique.

MISKOVSKY J.-C. - 1976a - "Le Pléistocène du Midi méditerranéen (Provence et Languedoc) d'après les remplissages de grottes et abris sous roche", in : "La Préhistoire française", - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976. -t. 1, vol. 1, p. 201-224, 8 fig., 52 réf. biblio, rés. français-anglais.

MISKOVSKY J.-C. - 1976b - "Les remplissages de grottes et abris sous roche pendant le Würmien récent et le Postglaciaire en Provence", in : "La Préhistoire française". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976. - t. 1, vol. 1, p. 225-230, 3 fig., 24 réf. biblio, rés. français-anglais.

NICOD J. - 1972a - Pays et Paysages du calcaire. - Paris, P.U.F., 1972a. - 244 p., 31 fig., VIII tabl.,biblio.

NICOD J. - 1972b - "Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré, essai sur les relations des phénomènes karstiques et périglaciaires." Mélanges offerts au prof. A. MEYNIER, (presses universitaires de Bretagne),1972 . - p. 305-319.

NICOD J. - 1975 - "Sur l'évolution des versants des canyons karstiques dans les régions méditerranéennes". Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, 1975. Publications du Centre d'études géographiques et de recherches méditerranéennes, (C.E.G.E.R.M.). - vol. V, 1976. - p. 9-13, 5 fig., 3 réf. biblio, résumé anglais.

PALOC H. - ? - "Glossaire d'hydrogéologie du Karst. Choix de 49 termes spécifiques en Allemand, Anglais, Espagnol, Français, Italien, Russe et Yougoslave". 36 p., 6 réf. biblio, résumé français-anglais.

PASCAL H. - 1970 - Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure karstique sous-cévenole. Thèse de Doctorat de spécialité, Montpellier, centre d'Etudes et de Recherches hydrogéologiques, 1970. - 70 p., 31 planches, tableaux.

PONS A. - 1969 - "Les macroflores quaternaires de France", in : "Etudes françaises sur le Quaternaire". Supplément au Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, INQUA, 1969 - p. 86-93, 1 fig.

RENAULT Ph. - 1958 - "Eléments de spéléomorphologie karstique", Annales de spéléologie (Spélunca, 3ème série). -t. XIII, fasc. 1-4, 1958 (publié en 1962). - p. 23-48, 10 fig., 3 tabl., 49 réf. biblio, résumé français-anglais.

RENAULT Ph. - 1967-68 - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse. Thèse de sciences. Annales de spéléologie. - XXII, fasc. 1, 1967. - p. 1-17 ; XXII, fasc. 2, 1967. - p. 209-267 ; XXII, fasc. 1, 1968. - p. 259-307 ; XXIII, fasc. 3, 1968, - p. 529-596, XXIV, fasc. 2, 1969. - p. 317-337, 73 fig., tableaux, biblio, répertoire géographique.

RENAULT Ph. - 1971 - "Les rapports entre dolines et galeries des grottes d'après quelques exemples du Causse de Gramat (Lot)". Bulletin Association de Géographes Français. - n°389-390, 1971. - p. 273-275, 2 fig.

RENAULT Ph. - 1972a - "La morphométrie spéléologique", Spélunca. - 4ème série, 12ème année, 1972, n°2. - p. 51-57. 12 fig. 8 réf. biblio, résumé anglais.

RENAULT Ph. - 1972b - partie "Karstologie" in Georges EROME : Le réseau de Peyrejal-Goule de Sauvas (Ardèche). Spélunca, - 1972, n°3, - p. 73-77, 3 fig., 8 réf. biblio (partie Ph. Renault. - p. 76-77).

RENAULT-MISKOVSKY J. - 1976a - "La végétation au Pléistocène moyen en Provence". in : "La Préhistoire française", - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1. - p. 483-485, 12 réf. biblio, rés. français-anglais.

RENAULT-MISKOVSKY J. - 1976b - "La végétation au Pléistocène moyen en Languedoc méditerranéen", in "La Préhistoire française", - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1. - p. 486-488, 2 tabl., 3 réf. biblio, rés. français-anglais.

RENAULT-MISKOVSKY J. - 1976c - "La végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène en Provence", in : "La Préhistoire française". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1. - p. 496-502, 2 fig., 14 réf. biblio, rés. français-anglais.

RENAULT-MISKOVSKY J. - 1976d - "La végétation au Pléistocène supérieur et au début de l'Holocène en Languedoc méditerranéen et en Roussillon", in : "La Préhistoire française". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1. - p. 503-511, 2 fig., 3 tabl., 11 réf. biblio, rés. français-anglais.

RENAULT-MISKOVSKY J. et GIRARD M. - 1976 - "La végétation au Pléistocène inférieur en Provence", in : "La Préhistoire française". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1, p. 468-471, 1 fig., 10 réf. biblio., rés. français-anglais.

REY A. - 1975 - La dépression sous-cévenole entre l'Ardèche et le Chassezac. Etude géomorphologique. Maitrise de lettres. - Aix, Institut de Géographie, 1975. - 133 p., 35 + 11 fig., 3 fig. h.-t., 15 tabl., 12 pl. photos, biblio.

ROUIRE J. et ROUSSET C. - 1971 - "Réflexion sur les relations entre le karst de surface et le karst profond établies sur quelques exemples", Bulletin Association des Géographes français. - 1971, n° 389-390. - p. 277-282.

ROUSSET C. - 1971 - "Réseaux homogènes et réseaux hétérogènes des karsts du S.E. de la France. Rôle équilibrant du milieu karstique en matière de dissolution de carbonates". Bulletin Association des Géographes français. - 1971, n°389-390, p. 263-267.

ROUSSET C. - 1976 - "Phénomènes glaciaires dans le sud du Massif Central Français", in "La Préhistoire française". - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1. - p. 52-53, 1 réf. biblio., rés. anglais-français.

SITTLER C. - 1965 - "Le Paléogène des fossés rhénans et rhodaniens". Mémoires du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine.

SUC J.-P. - 1976 - "La végétation au Pléistocène inférieur en Languedoc méditerranéen, Roussillon et Catalogne", in "La Préhistoire française", - Paris, Ed. du C.N.R.S., 1976, t. 1, vol. 1 - p. 472-475, 1 fig., 1 tabl., 23 réf. biblio., rés. anglais-français.

THEVENON U. et BESSON G. - 1966 - "Un important centre de peuplement pré et proto-historique : la Goule de Foussoubie". Bulletin du Groupe de Recherches archéologiques et historique de Vagnas, Salavas (U.A.S.P.T.T.) et Grospierre (Ardèche). - 1966, n°2. - p. 2-23, 1 carte, 23 photos, 2 planches fig.

TRICART J. - 1965 - Principes et méthodes de la géomorphologie. - Paris, Masson et Cie, 1965. - 496 p., 35 figures, 8 planches hors-texte, 1 carte en couleur, nombreuses références biblio.

TRICART J. et CAILLEUX A. - 1967 - Le modelé des régions périglaciaires, 3ème éd. - Paris, Société d'Edition d'Enseignement supérieur (S.E.D.E.S.), 1967. 512 p., 127 fig., biblio. Index alphabétique, index des auteurs cités.

TROMBE F. - 1952 - Traité de Spéléologie. - Paris, Payot, 1952. - 376 p., 120 fig., biblio.

GLOSSAIRE

-:-:-:-:-

Ce glossaire ne prétend ni à être exhaustif, ni même à rassembler les termes les plus importants en matière de paysages calcaires: il n'a pour but que d'aider les géographes non spéléologues et les spéléologues non géographes à se retrouver dans les définitions succinctes de termes utilisés dans cette étude.

ABRI SOUS ROCHE (masc.) - Cavité peu profonde, largement ouverte, creusée sous la paroi surplombante d'une roche, calcaire ou autre. Le terme "Baume"-et ses variantes- a souvent dialectalement le sens général de grotte, et a un sens géomorphologique précis ; aussi n'est-il pas exactement synonyme.

ACTIF, ACTIVE (adj.) - Galerie ou réseau parcourus par un cours d'eau permanent ou temporaire. Peut aussi désigner la période durant laquelle les conduits sont parcourus par les eaux. Qualifie aussi une concrétion en cours d'évolution par apport de carbonates, un éboulis en voie d'accroissement.

AGRESSIVITE (n. fém.) - Quantité de carbonate de calcium que peut attaquer une eau donnée avant d'atteindre l'équilibre entre le dépôt et la dissolution ; s'exprime en mg/litre. (P. George)

ALLOGENE (adj.) - Cours d'eau -superficiel ou souterrain- qui, traversant une région calcaire, a pris sa source hors de cette région terme a un sens général qui déborde largement le domaine karstique.

AQUIFERE KARSTIQUE (masc.) - Terrain dans lequel la présence d'eau et ses conditions d'écoulement sont liées à l'existence de conduits karstiques. (H. Paloc)

ARGILE (n. fém.) - Désigne, chez les spéléologues, tout remplissage fin, quelque soit sa nature, à condition qu'il ne soit pas induré.

AVEN (n. masc.) - Orifice vertical ou sub-vertical d'une cavité souterraine naturelle, d'assez vastes dimensions pour permettre l'exploration spéléologique. - Par extension, désigne souvent l'ensemble de la cavité.

AVEUGLE (vallée ...) (adj.) - Vallée suivie par un cours d'eau pérenne ou temporaire, et se terminant par une ou plusieurs pertes au bas d'une contre-pente ou dans un bassin fermé. Les formes les plus nettes apparaissent lors de la disparition dans le karst de cours d'eau allogènes (Pertes de la Claysse, Ardèche). Parfois employé à tort comme synonyme de "reculée".

BALME (n. fém.) - Synonyme de "Baume".

BANQUETTES DE REMPLISSAGE (masc.) - Replats plus ou moins prononcés sur les parois des grottes, mis en évidence par Ph. Renault, et résultant du maintien du remplissage fin -en circulation paragénétique- à un niveau constant pendant une période suffisante pour que la corrosion ait élargi la paroi du conduit au-dessus du remplissage, ce dernier empêchant l'agrandissement de la galerie à son niveau.

BAUME (n. fém.) - En général, synonyme d'"abri sous roche". Dans bien des cas, désigne une grotte, plus rarement un aven. Dans le texte, nous lui avons donné une définition géomorphologique précise pour désigner un abri sous roche d'origine périglaciaire.

BIEF (n. masc.) - Désigne, chez les spéléologues, un secteur d'une rivière, calme, en général assez profond, entre deux rapides ou deux cascades. La formation des "gours" entraîne l'apparition de nombreux biefs (galerie des grands Gours à Chauveroche, Ornans, Doubs).

CAPITAL KARSTIQUE (masc.) - Ensemble de formes karstiques souterraines antérieures, vides ou fossilisées, dont hérite une nouvelle phase de karstification. Synonyme : "Héritage karstique".

CAVERNE (n. fém.) - Cavité de grande taille, plus ou moins ouverte vers l'extérieur, en général horizontale, au moins près de son entrée.

CHAOS (n. masc.) - Entassement de gros blocs -d'échelle métrique-, fréquent dans les réseaux souterrains.

CHATIERE (n. fém.) - Dans le vocabulaire spéléologique, passage étroit et court, de section à peu près ronde.

CHEMINEE (n. fém.) - Dans les réseaux souterrains, puits ascendant, parfois fermé à son sommet, parfois aboutissant dans des galeries supérieures.

COLLECTEUR (n. masc.) - Galerie de vastes dimensions rassemblant les écoulements d'une aire donnée, et placée souvent dans une position structurale particulière (axe de synclinal, faille, etc.).

COLMATAGE (n. masc.) - Comblement total d'un conduit souterrain, ou d'une forme de surface, par un "remplissage".

CONCRETION (n. fém.) - Forme spécifique du concrétionnement. Une stalactite, une stalagmite, un gour, une draperie sont des concrétions. N'est généralement pas employé pour les formes externes et peu résistantes, sans modelé net, comme les tufs calcaires et les travertins.

CONCRETIONNEMENT (n. masc.) - Possède en karstologie un sens restreint désignant l'ensemble des recristallisation du carbonate de calcium -et aussi du gypse- en solution dans l'eau après sursaturation de la solution par perte de CO_2.

CONDUIT KARSTIQUE (masc.) - Vide naturel pénétrable ou impénétrable, présentant une solution de continuité à l'intérieur d'un karst (synonyme : chenal).

CONDUITE FORCEE (fém.) - Conduit karstique dans lequel la circulation des eaux s'effectue sous pression, par opposition aux écoulements libres des rivières souterraines de la zone vadose. Désigne aussi la galerie de section elliptique, circulaire, ou en élargissement de discontinuité, qui a été creusée par ce type de circulation.

CORROSION EN EPONGE (fém.) - Attaque par les eaux d'une masse calcaire imbibée et assez fortement fissurée -ou à sédimentation irrégulière-, formant de nombreux conduits de petites dimensions donnant à la roche un aspect vacuolaire.

COULEE (stalagmitique) (n. fém.) - Dépôts de concrétionnement sur une paroi non verticale, assez épais pour masquer partiellement, et parfois totalement, la forme de la paroi. Peut aussi se déposer sur le plancher d'une galerie en pente.

COUPS DE GOUGE (masc.) - Synonyme de "vagues d'érosion".

CUPULE (n. fém.) - Dépression généralement demi-sphérique sur une paroi rocheuse ; son diamètre varie du centimètre en décimètre ...(P. Fénelon). La cupule atteint rarement la demi-sphère mais est plutôt en section de sphère.

DEBACLE (n. fém.) - Voir "Embacle".

DEPRESSION FERMEE (fém.) - Terme général pour toutes les formes en creux sans exutoire superficiel, quelle que soit leur origine, karstique, éolienne, glaciaire, et quelles que soient leurs dimensions.

DEPRESSION KARSTIQUE (fém.) - Terme général désignant toute forme topographique en creux à la surface d'un karst. Une dépression karstique peut être ouverte ou fermée (H. Paloc).

DIVERTICULE (n. masc.) - Galerie divergente de la direction principale d'un réseau souterrain, et de petites dimensions par rapport aux galeries principales.

DOLINE (n. fém.) - Forme élémentaire de dépression karstique fermée simple, fréquemment circulaire ou elliptique, plus large que profonde, à fond plat ou en entonnoir. (H. Paloc).

DRAPERIE (n. fém.) - Concrétion résultant du dépôt de calcite d'une eau ruisselant sur une paroi surplombante. Les draperies, souvent sinueuses, croissent vers le bas en gardant en général une faible épaisseur.

EBOULIS (n. masc.) - Amas de blocs effondrés de petites et moyennes dimensions, fréquents dans les cavités, parfois consolidés par la calcite, parfois instables lorsqu'ils sont encore alimentés par des chutes de pierres.

ECOULEMENT LIBRE (masc.) - Ecoulement d'eaux souterraines ne remplissant pas l'ensemble de la galerie ; agissant surtout dans la partie inférieure de la galerie, il donne souvent des galeries étroites et hautes.

EMBACLE (n. fém.) - Amoncellement d'objets flottant dans un resserrement du lit d'un cours d'eau. Les embacles souterraines sont fréquentes dans certaines pertes (Goule de Sauvas, en Ardèche), et ont des effets morphologiques en amont (stagnation de l'eau, sédimentation) et surtout en aval lorsque la rupture du barrage provoque une DEBACLE, crue violente et soudaine aux effets morphologiques puissants.

EMERGENCE (n. fém.) - Terme général pour désigner une apparition des eaux souterraines sous toutes ses formes.

ETROITURE (n. fém.) - Terme général pour désigner un conduit permettant tout juste le passage d'un être humain, quelle que soit la forme de ce conduit. Si ce passage n'est pas possible, on parlera d'"Etroiture impénétrable".

EVENT (n. masc.) - Dans le Vivarais, "émergence" importante, pérenne ou temporaire.

EXCENTRIQUES (n. masc.) - Concrétions calcaires ne croissant pas selon les règles normales de la gravité, supplantées par d'autres processus encore peu connus.

EXURGENCE (n. fém.) - Emergence d'eau, pérenne ou temporaire, qui ne peut être reliée à aucune perte connue et semble donc être essentiellement alimentée par les eaux s'infiltrant sur la surface du calcaire par les pluies qu'il reçoit.

FISTULEUSES (n. fém.) - Désigne -à tort- des stalactites élémentaires, cylindriques, larges d'1 cm au plus, pouvant atteindre 5 à 6 cm de longueur et formées d'un canal fonctionnel entouré d'une mince couche de calcite. - Il serait plus juste de dire : "Fistulaires".

"FOSSILE" (Galerie ou grotte ...) (adj.) - Terme spéléologique désignant un système ou un conduit souterrain non parcouru par des circulations d'eau importantes, qu'elles soient pérennes ou temporaires, mais pouvant être traversé par de petites circulations à composante verticale, dues à la migration des eaux d'infiltration vers le bas de la zone vadose et formant souvent un concrétionnement. Ce terme est à proscrire dans ce sens parce qu'il est utilisé dans une définition trop éloignée de sa signification géologique ou géomorphologique. Il doit être réservé à des conduits souterrains entièrement comblés par un remplissage et éventuellement débouchés, comme la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche. Dans les autres cas, il est préférable d'utiliser le terme "inactif".

GALERIE (n. fém.) - Conduit souterrain horizontal, de faible pente, visitable par l'homme. La notion de galerie est, dans le langage spéléologique, relative en fonction de la dimension moyenne des conduits d'un réseau ; on parlera de "diverticule" pour un conduit de 1 X 2 m de section dans certaines cavités où les conduits moyens ont des dimensions de 4 X 10 m, alors que ce sera une galerie importante dans de petits réseaux.

GOUFFRE (n. masc.) - Synonyme d'"aven".

GOULE (n. fém.) - En Ardèche, synonyme de "perte", en général pénétrable. En Vercors, synonyme, au contraire, d'"émergence".

GOUR (n. masc.) - Barrage de calcite dans une circulation d'eau souterraine, formé par saturation de l'eau s'écoulant en lame très mince sur le barrage et déposant de la calcite. Le terme désigne aussi le bief situé derrière le barrage. Il est aussi utilisé, à tort, pour désigner une mare d'eau à retenue quelconque ; désigne aussi, plus rarement, un aven, ou une résurgence vauclusienne.

GOUR CREVE (masc.) - Gour qui s'est trouvé, par suite d'une reprise d'érosion mécanique ou chimique, attaqué jusqu'à se rompre en un point, et qui ne retient plus l'eau ; lorsqu'il est plus démoli, on parle de "récif".

GRAS (n. masc.) - Plateau calcaire du Vivarais. Est employé surtout au pluriel ("Les Gras"). La délimitation géographique des Gras est controversée, certains les limitant aux plateaux jurassiques de piémont cévenol, d'autre y incluant l'ensemble des plateaux calcaires ardéchois.

GROTTE (n. fém.) - Cavité naturelle pénétrable s'ouvrant à la surface par une galerie horizontale ou sub-horizontale. En général, l'ensemble du réseau est peu dénivelé.

INACTIF (adj.) - Réseau souterrain, ou partie de réseau (galerie, puits) non parcouru par les eaux.

KAMENITSA (n. fém.) - Petite dépression en roche vive, de quelques décimètres à quelques mètres de largeur, peu profonde, avec des bords en encorbellement et parfois un chenal d'évacuation des eaux.

KARST NOYE (masc.) - Partie d'un aquifère karstique dont tous les vides sont saturés en eau (= contenant d'une nappe karstique)
(Nota - terme à utiliser de préférence pour désigner la seule partie d'un karst située en-dessous du niveau de base karstique . Synonyme : zone noyée permanente). (H. Paloc).

LAC SOUTERRAIN (masc.) - Vaste étendue d'eau calme, ayant une surface libre, à l'intérieur d'une cavité naturelle.

LAISSE (n. fém.) - En spéléologie, mare d'eau, parfois profonde, de petites dimensions, quelques mètres, dans une galerie non parcourue par une rivière pérenne. Les laisses peuvent être des mares résiduelles de crues dans la galerie, ou être alimentées par des eaux d'infiltration. Elles sont favorisées par les placages d'argile. Elles peuvent être pérennes ou temporaires.

LAMINOIR (n. masc.) - Galerie large et très basse, soit par remplissage d'une galerie jusqu'à proximité d'une voute sub-horizontale (laminoir de la Cocalière (Ardèche), soit par dégagement en conduite forcée d'une discontinuité horizontale du calcaire (grotte de Debain, Vosges).

LAPIAZ (n. masc.), pluriel lapiés - Rainure, plus ou moins profonde, résultant de la dissolution du calcaire en surface. Forme de surface, de petites dimensions dans ses unités, mais pouvant couvrir de grandes superficies par juxtaposition.

LAPIES COUVERTS (masc.) - Lapiés masqués par un sol, ou de la terra-rossa. On dit aussi "crypto-lapiés".

LAPIES SOUTERRAINS (n. masc.) - Lapiés, presque identiques à ceux de surface, formés au sol de galeries actives.

LAPIES STRUCTURAUX (masc.) - Rainures béantes résultant de l'élargissement d'une diaclase par dissolution. Ils se caractérisent par leur verticalité et leur parallélisme rigoureux, et dans le cas de plusieurs directions de fractures, par la constance des angles entre les rainures. Les dimensions sont variables mais peuvent atteindre une largeur d'ordre métrique, une profondeur décimétrique, une longueur hectométrique.

MACARONIS (n. masc.) - Synonyme de "Fistuleuses".

MEANDRE (n. masc.) - En spéléologie : galerie étroite et haute, parfois très sinueuse, et résultant d'un enfoncement des eaux dans une galerie en écoulement libre.

MICRO-GOURS (n. masc.) - Gours de dimension centimétrique, formés en général sur les coulées stalagmitiques.

NAPPE KARSTIQUE (fém.) - Ensemble des eaux se trouvant en continuité dans la zone de saturation d'un réservoir aquifère karstique où elles peuvent être rencontrées dans des vides de dimensions très différentes (interstices, fissures, chenaux) existant ensemble ou isolément dans le terrain. (H. Paloc).

NIVEAU DE BASE KARSTIQUE (masc.) - Niveau d'eau le plus bas d'un aquifère karstique, qui conditionne par différence de charge hydraulique, toute circulation d'eau dans cet aquifère. C'est en général le niveau de l'exutoire pérenne le plus inférieur d'un système aquifère karstique à l'exception du cas particulier des sources sous-marines, sous-lacustres ou sous-fluviatiles où le niveau de base n'est pas l'exutoire mais la surface du plan d'eau libre (mer, lac ou fleuve). (H. Paloc).

OUVALA (n. fém.) - Dépression karstique fermée, de taille moyenne, de forme quelconque, formée par la coalescence de plusieurs "dolines".

PARAGENETIQUE (galerie ...) (adj.) - Galerie, définie par Ph. Renault, formée en écoulement en conduite forcée, avec des vitesses de circulation d'eau suffisamment lentes pour que le creusement par corrosion s'accompagne d'une sédimentation fine dans le fond de la galerie. Ce processus donne une érosion remontante formant des galeries où la largeur est en général supérieure à la hauteur, sauf vidange du remplissage.

PERCEE HYDROGEOLOGIQUE (fém.) - Toute liaison hydraulique démontrée entre un point haut et un point bas d'un réseau karstique. (H. Paloc).

PERENNE (adj.) - Qualifie un écoulement qui ne se tarit jamais : source pérenne, rivière pérenne. En spéléologie, le terme a été élargi pour désigner une présence d'eau, même stagnante : mare ou "laisse" pérenne.

PERTE (karstique) (n. fém.) - Toute disparition naturelle d'un cours d'eau superficiel à l'intérieur d'un karst. (H. Paloc)

PEYRAOU (n. masc.) - En Ardèche, émergence vauclusienne, en général non pérenne (Ex : le Peyraou de Rouveyrol, près de Beaulieu).

POLJE (n. masc.) - Grande dépression fermée, caractérisée par un fond plan et par un raccordement anguleux avec les versants en général très inclinés. Son drainage est souterrain. Il peut demeurer sec, comporter un cours d'eau, ou être inondé de façon permanente ou temporaire. (H. Paloc).
La taille des poljés peut varier de quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres. Les poljés sont en général, liés à des accidents tectoniques importants, synclinaux, failles, etc.

POLJE BORDIER (masc.) - Poljé établi en bordure d'une aire karstifiée, et drainé par cette aire ; une partie variable du fond du poljé se trouve sur des terrains non karstifiés, ce qui lui donne un modelé particulier (drainage "normal" en dehors des pertes, par exemple).

PONOR (n. masc.) - Puits, plus rarement galerie, de drainage d'un poljé. Les ponors sont, soit uniquement absorbants, soit susceptibles d'être émissifs en période de crue et absorbants le reste du temps.

PSEUDOKARST (n. masc.) - a) synonyme de région pseudokarstique : région présentant des formes analogues à celle d'un karst dans des roches non ou peu karstifiables.
b) par extension, le terme est utilisé pour désigner tout effet analogue à ceux de la karstification dans des roches non ou peu karstifiables. (H. Paloc)

RECIF (n. masc.) - Voir "Gour crevé".

RECULEE (n. fém.) - Vallée entaillant un karst de plateau vers son amont, limitée en amont par un escarpement circulaire, à la base duquel se trouve une source karstique. Parfois des eaux venues du plateau franchissent en cascade l'escarpement amont lors des hautes eaux (plateau d'Amancey, Doubs).

REGARD (n. masc.) - Avèn ou grotte dont certaines galeries recoupent une circulation d'eau souterraine connue ou supposée en amont et -ou- en aval.

REMPLISSAGE KARSTIQUE (masc.) - Accumulation de matériaux divers dans les dépressions et les vides karstiques.
Le remplissage peut être plus ou moins important par rapport à son contenant, partiel ou total (= colmatage).
Les matériaux peuvent être classés de façons très variées, notamment :
a) d'après la nature de leurs constituants dominants : détritique, chimique, organique, mixte /.../.
b) d'après leur origine : autochtone, allochtone, mixte
c) d'après leur mode de dépôt : remplissage hydraulique, soliflué, monophasé, polyphasé, monogénique, polygénique, etc ... (H. Paloc)

RESEAU KARSTIQUE (masc.) - Ensemble des conduits connectés, pénétrables et impénétrables, d'un massif karstique. (H. Paloc)

RESEAU SPELEOLOGIQUE (masc.) - Partie du réseau karstique pénétrable par l'homme. Les spéléologues dénomment réseau tout ensemble de conduits souterrains reliés entre eux par exploration, même si ils sont morphologiquement ou hydrologiquement tributaires de systèmes différents (présence de circulations d'eau souterraine indépendantes, par exemple).

RESURGENCE (n. fém.) - Réapparition des eaux infiltrées ou absorbées sur les reliefs calcaires ou à leur périphérie si elles y formaient déjà un écoulement concentré aboutissant à une ou plusieurs "pertes".

RIVIERE SOUTERRAINE (fém.) - Cours d'eau dans un conduit karstique. (H. Paloc)

SECHE (vallée...) (adj.) - Vallée en paysage calcaire autrefois creusée par un écoulement superficiel, puis privée de ses écoulements "normaux" par les circulations karstiques, et actuellement dépourvue de circulations sub-aériennes, sauf, parfois, lors de précipitations importantes.

SIPHON (n. masc.) - Galerie ou puits totalement noyés par les eaux. Un siphon peut être temporaire ou permanent. Il faut distinguer les siphons correspondant à un abaissement de la voûte d'une circulation d'eau en air libre ("VOUTES MOUILLANTES, fém.) généralement assez brefs, et les siphons fort longs qui sont en fait des réseaux entiers totalement noyés. Le siphon correspond dans ces cas au "siphon d'aqueduc" des hydrauliciens. Le siphon en U renversé, permettant l'écoulement de l'eau au-dessus de la surface de charge, est très rare sous terre, mais explique le fonctionnement des sources intermittentes.

SOUTIRAGE (n. masc.) - a) Perte d'eau dans le lit d'une rivière au profit d'un réseau souterrain ; le phénomène joue un rôle considérable dans la circulation souterraine.
b) Mouvement descendant imprimé aux formations superficielles par le développement du karst profond. (P. George)
c) Mouvement descendant imprimé au sol ou au remplissage d'un vide souterrain par un vide sous-jacent.

STALACTITE (n. fém.) - Concrétion croissant de haut en bas sous le plafond d'une caverne par suite de la précipitation du carbonate de calcium contenu dans l'eau qui percole de la roche calcaire... (P. Fénelon)

STALAGMITE (n. fém.) - Concrétion mamelonnée ou fusiforme, conique ou cannelée, croissant de bas en haut sur le plancher d'une grotte par précipitation de calcite contenue dans l'eau tombant du plafond d'une grotte, ou de l'extrémité inférieure des stalactites ... (P. Fénelon)

SYNGENETIQUES (galeries ...) (adj.) - Galeries définies par Ph. Renault- formées par des écoulements rapides en conduite forcée et dont l'élargissement s'effectue sur TOUTE la périphérie du conduit, sans localisation du creusement en fonction du régime d'écoulement. La solubilité de la roche et les fractures originelles du conduit donnent des sections différentes (elliptiques, circulaires, allongées) mais toujours dépourvues de remplissage.

TRAVERTIN (n. masc.) - Dépôt calcaire solide et dur, formé essentiellement par ruissellement extérieur d'eaux provenant d'une région karstique. Devant une région karstique, il y a souvent passage d'un tuf calcaire de source à un travertin de glacis, puis parfois à un calcaire lacustre dans une dépression, à mesure que l'on s'éloigne de l'émergence d'où provient l'eau incrustante.

TREMIE (n. fém.) - Amas de blocs, généralement instable, obstruant une galerie, ou parfois se maintenant en équilibre au plafond d'un conduit.

TROU DE SERRURE (galerie en) - Désigne une galerie au sommet large et arrondi et à base étroite, en section transversale, due à une érosion en écoulement libre dans une galerie originellement formée en écoulement sous pression.

TUF CALCAIRE (masc.) - Dépôt de source karstique, poreux et friable, formé à l'extérieur du point de sortie par incrustation calcaire de divers supports, qui sont le plus souvent des végétaux. (B. Gèze)

VAGUE D'EROSION (fém.) - Synonyme de "coups de gouges", avec des dimensions parfois plus importantes. Désigne des creux dissymétriques sur le plancher et les parois d'un conduit souterrain, allongés dans le sens du courant qui les a formés, plus creusés vers l'amont que vers l'aval.

VALLEE AVEUGLE (fém.) - Voir "aveugle".

VALLEE SECHE (fém.) - Voir "sèche".

VAUCLUSIENNE (émergence) (adj.) - Grosse émergence, caractérisée par sa localisation au sommet de la branche remontante d'un siphon (d'aqueduc). On confond souvent émergence vauclusienne et émergence siphonnante, cette dernière pouvant être précédée d'une simple "voûte mouillante".

VOUTE MOUILLANTE (fém.) - Voir : "siphon".

ZONE NOYEE PERMANENTE (fém.) - Voir "karst noyé".

ANNEXE

RELEVES GEOPHYSIQUES PAR PROSPECTION ELECTRIQUE

Dans l'étude des paysages calcaires, les "particularités" du modelé rendent difficiles les habituelles mesures du géomorphologue cherchant à rendre compte de l'évolution actuelle d'un paysage. Tout ce qu'il peut observer en surface se trouve tributaire d'une évolution de l'intérieur du volume calcaire dont il ne peut presque pas rendre compte. L'exploration spéléologique peut le renseigner sur bien des aspects de ce volume, mais l'observation se trouve limitée par la taille des conduits, interdisant toute prospection des fissures d'ordre centimétrique ou millimétrique, ou même de conduits plus importants fossilisés par un remplissage. Souvent, une couverture de sol ou de végétation empèche même d'observer la surface de ce volume.

Les méthodes géophysiques peuvent apporter une réponse à certaines questions que se pose le géomorphologue. Elles sont en général couteuses et complexes, mais, depuis peu, le Centre Géologique et Géophysique du C.N.R.S., à Montpellier, a mis au point des techniques de prospection électrique des roches carbonatées d'une mise en oeuvre relativement simple. Nous avons pu appliquer ces techniques à notre secteur d'étude lors d'une campagne effectuée du 20 au 24 Juin 1976 et comprenant trois membres : Jean-Claude Lachaud, du Centre Géologique et Géophysique du C.N.R.S. de Montpellier, Patrick de Luca, assistant au département de Géologie de l'Université de Rabat, et nous-même.

Le procédé employé était celui du sondage électrique multidirectionnel. Les mesures ont été effectuées par Jean-Claude Lachaud et interprétées par Jean-Claude Lachaud et Michèle Brion. Nous tenons à les en remercier très vivement.

Le principe des sondages électriques en général consiste à mesurer la résistivité moyenne apparente en ohm-mètre d'un volume de terrain dans lequel on injecte du courant sur une distance variable. La variation de la distance entre les points d'injection permet d'obtenir une pénétration maximum du courant à une profondeur elle aussi variable -environ le quart de la distance entre les points d'injection- et d'observer ainsi des variations du comportement de la roche en fonction de la profondeur.

Lorsque l'on se livre à un sondage électrique multidirectionnel, on effectue un sondage électrique, sur une longueur qui peut être variable ou constante, et l'on fait varier la direction de ce sondage afin de mesurer d'éventuelles différences de résistivité du terrain selon la direction.

Lors de la campagne effectuée sur les plateaux ardéchois, les sites ont été étudiés selon la méthode dite du "dispositif CARRÉ", système de prospection électrique original expérimenté au Centre Géologique et Géophysique de Montpellier. On dispose en carré des électrodes autour d'un point central O. Il y a deux électrodes d'injection et deux électrodes de réception (voir fig. 145). On injecte le courant de A à B et on mesure la différence de potentiel entre M et N. La résitivité est le rapport de la mesure MN sur la mesure AB :

$$r = \frac{U}{I} = \frac{\text{différence de potentiel}}{\text{intensité}}$$

Dans le sol un coefficient spécial rentre dans le système, car il ne faut jamais oublier que l'on ne mesure pas la résistance d'une ligne mais d'un volume.

La disposition en carré permet d'effectuer la mesure selon deux directions orthogonales. Une fois ces mesures effectuées, on fait pivoter tout le système de 45° et les mesures sont refaites. On obtient ainsi quatre valeurs de résistivité. Ces mesures s'effectuent avec une distance d'électrodes variable. En général, les électrodes étaient disposées en carrés dont la demi-diagonale mesurait 5, 10, 20, 30 et 50 m. Sur deux sites, la configuration du terrain n'a pas permis d'effectuer les mesures les plus longues. Sur deux autres sites, par contre, des mesures supplémentaires à 1, 2, 3 et 4 m ont été faites. Sur un des sites, un sondage différent, appellé sondage "Schlumberger", a été effectué à titre de comparaison.

Sur un plan pratique, les sondages ne peuvent pas être effectués sur n'importe quel site. La topographie doit être plane et l'emplacement doit être éloigné de tout accident majeur, spécialement les ravins, gorges et versants abrupts. Le centre du carré doit se trouver à une distance de ceux-ci égale de 2 à 4 fois la longueur maximum du côté du carré. Les couches doivent être horizontales ou sub-horizontales. Un peu de sol est souhaitable pour pouvoir enfoncer les électrodes, mais une trop grande épaisseur masque les effets recherchés : le sol, meilleur conducteur, canalise le courant. La végétation doit enfin être faible car le dispositif se déploie dans toutes les directions.

Après les mesures de terrain, pour chacune des séries effectuées pour un écartement donné, les quatre valeurs de résistivité obtenues sont reportées sur un diagramme orienté. On obtient en principe une ellipse (fig. 146) dont :

- le petit axe donne la direction de fissuration.
- le rapport du petit axe sur le grand axe donne le coefficient d'anisotropie.

Un traitement par ordinateur peut être effectué sur ces mesures. Il a été executé par Jean-Claude Lachaud et Michèle Brion. Il permet de transformer les mesures originelles en des séries de courbes, trois par site étudié, qui privilégient certains des résultats donnés par les mesures, en fonction de la longueur de ligne, et donc de l'épaisseur du terrain.

La première courbe donne la résistivité moyenne apparente en Ω.m en fonction de la longueur du côté du carré, portée en x selon une échelle logarithmique. En terrain non homogène, c'est à dire anisotrope, ρma donne une idée de la variation de la résistivité moyenne apparente des couches en fonction de la profondeur.

- au site C1, par exemple, ρma varie entre 600 et 700 ohm-mètre, donc nous pouvons dire que nous avons affaire à une seule couche d'épaisseur supérieure à 50 m d'une résistance d'environ 700 Ω.m, faible pour du calcaire.
- par contre, au site C3, c'est le contraire. La résistance de la couche superficielle est d'environ 4000 Ω.m, une seconde couche a une résistance égale ou inférieure à 1000 Ω.m, et une troisième couche atteint 6000 Ω.m. On constate que cette seconde couche a une valeur assez proche de celle de C1.

La seconde courbe donne la direction de fissuration θa, en grades, en fonction des mêmes longueurs de côté du carré, "a", exprimées en mètres.

- au site C1, on peut voir un exemple de variation de cette direction en fonction de la profondeur, puisqu'elle passe de 80 grades à 40 grades avec un point à 10 grades.

Dans un pareil cas, deux hypothèses peuvent être avancées : ou cette direction varie avec la profondeur ; ou les valeurs 80 et 40 sont dues au volume de terrain interessé, c'est à dire que plus l'on intègre de terrain, plus la direction 40 grades est marquée, ce qui pourrait s'expliquer par le fait que 80 correspondrait à des fissurations de l'ordre métrique (par exemple) et 40 à des fissurations de l'ordre décamétrique ou hectométrique. Jean-Claude Lachaud a pu remarquer ce type de disposition lors d'une étude en Afrique.

- au site C3, par contre, on observe une direction pratiquement constante entre 140 et 165 grades.

La troisième courbe, λa, donne les variations du coefficient d'anisotropie électrique selon la distance entre les électrodes. Ce coefficient, que nous avons déja défini comme le rapport entre le petit axe et le grand axe des mesures de résistivité, représente le rapport entre la résistivité longitudinale et la résistivité transversale. "La résistivité transversale représente la résistivité maximum, la résistivité longitudinale représente la résistivité minimum". (M. Brion, 1976, p. 18).

- le site C1 montre un exemple de coefficient variant de 1,1 à 1,25, valeur basse et constante. Par contre, le site C3 montre un coefficient variant entre 1,3 et 2,3. Pour J.-C. Lachaud, les valeurs supérieures à 1,5 sont fortes, et il n'avait jamais relevé auparavant sur le terrain des valeurs supérieures à 2.

ETUDE DES SITES PROSPECTES SUR LES PLATEAUX ARDECHOIS

Les relevés ont porté sur les deux grands ensembles sédimentaires carbonatés des plateaux ardéchois :

- les plateaux jurassiques de piémont cévenol : sites 1 à 4, 9 et 10
- les plateaux du Rhône crétacés : sites 5 à 8.

Dans chacun de ces ensembles, différentes aires structurales ont été étudiées, avec deux sites par aire. Ce sont successivement :

- l'anticlinal des Ramades (sites 1 et 2).
- le synclinal de Saint-André-de-Cruzières (sites 3 et 4).
- la zone structurale 3, selon la définition de R. Guérin (1973), des plateaux crétacés du Rhône (sites 5 et 6).
- la zone structurale 2 des plateaux du Rhône crétacés (sites 7 et 8).
- l'aire structurale jurassique proche des failles de la retombée des Cévennes (sites 9 et 10).

ETUDE DETAILLEE DES SITES

Site 1 (C1)	X = 749,74 Y = 228,19 Z = 251 m.	Rauracien J^3 Carte géologique ALES
Site 2 (C2)	X = 748,80 Y = 228,70 Z = 250 m.	Sequanien J^4 Carte géologique ALES

Ces deux sites ont été choisis (voir leur localisation in fig. 104) sur l'anticlinal des Ramades (ou du Serre Piala), dans sa partie centrale proche de l'axe, où les pendages sont nuls ou faibles. Il s'agit de la manifestation la plus septentrionale des contraintes pyrénéennes d'axe est-ouest, retombant au nord en un pli couché presque chevauchant (fig. 107).

L'analyse des courbes montre une grande similitude entre les deux sites (fig. 147 et 148 pour C1, fig. 149 et 150 pour C2). La première courbe, ρ_{ma} est pratiquement constante et égale à 600 Ωm. Sur C2, le début de la courbe indique un faible recouvrement de sol.

La seconde courbe θ_a indique une variation de la direction de fracturation, puisqu'à faible profondeur la direction se situe entre 60 et 80 grades, alors qu'à plus grande profondeur elle varie entre 20 et 30 grades. Cela peut correspondre à un volume de terrain plus important intégrant des fractures de plus grande amplitude.

Dans les deux sites, le coefficient d'anisotropie λ_a est faible.

Il a été possible en C2 d'effectuer des mesures de fracturation sur un affleurement rocheux proche des points d'injection (fig. 151). Ces mesures montrent la prépondérance des directions de fracturation 10 à 30° et 50 à 60°, qui sont assez proches des deux directions mesurées par sondage électrique, l'une en surface, l'autre en profondeur. Nous reviendrons à la fin de l'étude sur la comparaison de ces deux types de relevés.

Site 3 (C3)	X = 747,23 Y = 226,10 Z = 195 m.	Portlandien (Tithonique) J^{8-7} Carte géologique ALES
Site 4 (C4)	X = 746,57 Y = 226,28 Z = 220 m.	Portlandien (Tithonique) J^{8-7} Carte géologique ALES

La partie axiale du synclinal de Saint-André-de-Cruzières a été l'objet de ces deux sondages (voir leur localisation in fig. 104). La faiblesse des pendages rend difficile la détermination précise de cet axe, mais est favorable aux sondages. Ce synclinal, comme l'anticlinal des Ramades, correspond à des contraintes pyrénéennes donnant des plis d'axe est-ouest, mais les sondages ont été effectués dans la remontée péri-synclinale ouest où l'influence des failles de retombée cévenole proches a pu se manifester, seul secteur où affleurent les calcaires jurassiques.

Le site 3 présentait de grosses difficultés de travail en surface (topographie non plane, végétation très dense, murs, aires de roche nue ne permettant pas d'injecter le courant), mais il a été maintenu parce qu'il

se trouvait à proximité d'un important réseau karstique bien connu, la grotte de la Cotepatière (la position du sondage par rapport à la grotte a été reportée sur la figure 123). Comme cette grotte se trouve près de la surface, il était intéressant de rechercher quelle pouvait être l'influence du vide karstique sur les mesures. Malheureusement, la topographie superficielle n'a pas permis de procéder au sondage exactement au-dessus des galeries.

Le site 4 se trouve dans la faible dépression de "Valuèges" que suit la R.N. 101 entre Sauvas et Chadouillet. Les pendages y sont sub-horizontaux, un faible sol permet des injections de courant aisées. Nous avons, sur ce site, effectué un sondage de type "Schlumberger" après le sondage "carré". Des mesures de directions de diaclases visibles sur les affleurements de surface (fig. 151) ont montré une nette prédominance des directions de fracturation 160 à 180°, et 0 à 40°, avec une direction secondaire entre 100 et 110°, orthogonale à la direction principale de fracturation.

La comparaison des courbes des sites C3 et C4 est compliquée par la présence de la grotte de la Cotepatière. On peut tout de même la tenter (figs. 152 à 157).

La résistivité moyenne apparente ρ_{ma} est à peu près constante sur le site 4 : elle varie autour de 1000 Ω.m. Sur le site 3, la courbe débute par une valeur beaucoup plus forte correspondant à des matériaux surement plus compacts. Il en est de même pour la fin de la courbe. Etant donné que nous ne sommes pas en terrain tabulaire et homogène, ces valeurs ne sont qu'indicatives.

La direction maximum de fracturation, θ_a, est presque la même dans les deux sites, variant entre 140 et 170 grades en C3, entre 160 et 180 grades en C4. Il est curieux qu'en C3 on n'observe pas l'influence de la partie de la grotte orientée à 60 grades, et située sous l'emplacement de sondage.

Dans les deux sondages, le coefficient d'anisotropie, λ_a, est très fort, atteignant la valeur de 2,3 en C3, la plus forte qu'ait jamais relevé J.-C. Lachaud. S'agit-il de l'influence de la grotte de la Cotepatière ? Seule une étude plus précise permettrait de la préciser, et une telle hypothèse n'explique pas la forte valeur de 1,7 observée en C4.

Rappellons enfin que les directions mesurées par sondage électrique ne recoupent que partiellement les directions mesurées en surface (fig. 151).

Site 5 (C5)	X = 777,44 Y = 230,85 Z = 245 m.	Barrémien à faciès urgonien C^U Carte géologique ORANGE
Site 6 (C6)	X = 774,60 Y = 230,26 Z = 245 m.	Barrémien à faciès urgonien C^U Carte géologique ORANGE

Les sondages 5 et 6 ont été réalisés sur l'aire à lithologie crétacée où domine le faciès urgonien d'âge barrémien. Ils ont été choisis dans la plus vaste aire du plateau, où dominent (R. Guérin, 1973) les grandes fractures de direction 135 à 175° (voir supra chapitre 1.2.), mais où la fracturation moyenne paraît assez faible. Les influences tectoniques sont essentiellement alpines. Les joints de stratification sont beaucoup plus rares que dans les calcaires jurassiques, l'Urgonien étant peu lité, parfois pas du tout (voir planche photo III montrant une coupe de l'Urgonien dans les parois des gorges de l'Ardèche). Dans les deux sites, le sol était quasi-inexistant, et les conditions topographiques n'ont pas permis d'effectuer des relevés sur de grandes longueurs de lignes.

Sur les deux sites, la valeur de ρ_{ma} est en moyenne de 7000 Ω.m. Il n'y a pas de variation avec la profondeur, ce qui indique une couche épaisse et homogène.

La courbe de variation de la direction de fracturation est par contre différente selon les sites. En C5, θ_a est variable de 50 à 150 grades, mais la valeur la plus intéressante est celle de 60 grades, qui correspond à un volume de terrain plus grand. Dans ce site, il faut donner un faible crédit à ces valeurs en raison du faible coefficient d'anisotropie. En C6, les directions sont constantes entre 0 et 10 grades.

La courbe du coefficient d'anisotropie, λ_a, montre de très faibles valeurs en C5, entre 1,1 et 1,2, et des valeurs plus importantes en C6, entre 1,25 et 1,45, pouvant indiquer une fracturation plus importante, ou plus orientée.

Site 7 (C7)	X = 779,27 Y = 240,86 Z = 307 m.	Calcaire Bédoulo-Barrémien C_{II-III} Carte géologique PRIVAS
Site 8 (C8)	X = 777,33 Y = 238,29 Z = 338 m.	Barrémien à faciès urgonien C^U Carte géologique ORANGE

Les sites 7 et 8 se trouvent dans l'aire structurale centrale des plateaux du Rhône crétacés, qui traverse en diagonale le plateau de Saint-Remèze. Cette aire correspond au passage du grand accident de la "faille des Cévennes". Elle est très tectonisée, d'après R. Guérin (1973), et les fractures, à toutes les échelles, ont une direction dominante de 050 à 070 °. Il faut signaler que le site 7 est un peu marginal, dans un secteur où la limite de l'aire est imprécise, alors que le site 8 est en plein coeur de l'aire tectonisée.

La courbe de résistivité moyenne apparente donne pour les deux sites des valeurs d'environ 250 Ω.m, faibles par rapport aux autres sites. Ces valeurs sont constantes,ce qui indique que sur une grande profondeur le terrain est le même. Il est surprenant d'observer une si faible valeur dans des calcaires, surtout l'Urgonien de C8, mais il est probable que l'Urgonien et le Bédoulo-Barrémien contiennent déja dans ce secteur plus septentrional une certaine proportion de marnes qui diminuent leur résistivité.

Les directions de fracturation θ_a varient de 80 à 110 grades en C7 et de 120 à 170 grades en C8, et sont donc divergentes des fracturations observées par R. Guérin. Notons que θ_a est ici assez peu représentatif, car le coefficient d'anisotropie λ_a est faible dans les deux sites, toujours inférieur à 1,15. Cette faiblesse est surprenante dans un secteur si intensément tectonisé.

Site 9 (C9) X = 747,65 Y = 234,13 Z = 185 m. — Portlandien J^{8-7} — Carte géologique ALES

Site 10 (C10) X = 746,02 Y = 234,45 Z = 225 m. — Kimméridgien J^{6-5} — Carte géologique ALES

Les deux derniers sites appartiennent de nouveau aux plateaux de piémont jurassiques. Mais ils ont été choisis plus au nord, dans un secteur où les influences pyrénéennes ne se sont pas manifestées. Par contre, l'escarpement des Cévennes, fort proche, devient le phénomène tectonique prépondérant, surtout sur le site 10, qui se trouve à une centaine de mètres d'une importante faille NNE-SSW. Les bancs du Kimméridgien sont épais au site 10 (2 à 3 m), alors que le Portlandien du site 9 se présente en calcaire gris, à bancs minces, d'apparence un peu marneuse.

Cette apparence se trouve démentie par la courbe de résistivité, qui donne pour C9 des valeurs très élevées, de 15 000 à 20 000 Ω.m, correspon-

dant à des calcaires très durs, et excluant toute possibilité de présence de marnes. Par contre, en C10, la résistivité est assez faible, de 700 à 1000 Ω.m, valeur un peu surprenante dans un calcaire aussi résistant que le Kimméridgien.

Les courbes de θ_a montrent en C9 d'importantes variations de la direction de fracturation en fonction de la profondeur, puisque l'orientation se situe entre 120 et 100 grades près de la surface et passe à 30-20 grades en profondeur, valeur identique d'ailleurs à celle de la faille proche de C10, ce qui pourrait indiquer que cette direction est fréquente dans ce secteur.

En C10, la direction varie entre 100 et 150 grades, avec un maximum à 125-150 grades. Sur ce site, il n'apparaît pas la direction NNE-SSW de la faille proche d'une centaine de mètres du point O. Ce phénomène a déja été observé par J.-C. Lachaud et M. Brion près de Montpellier : un dispositif carré est très influencé par une faille lorsque celle-ci est tangeante, ou très proche, de l'extrémité des électrodes. Si ce n'est pas le cas, le sondage reflète l'orientation moyenne de la fissuration, qui n'est pas obligatoirement l'orientation de la faille si celle-ci est fermée.

En C9, apparaît une corrélation entre le coefficient d'anisotropie et la direction de fracturation. En effet λ_a reste faible pour les directions 100 à 120 grades proches de la surface, comme si d'autres directions de fracturation étaient elles aussi utilisées, mais atteint 1,3 pour la direction 20 grades. En C10, par contre, λ_a reste faible, 1,1 à 1,2, et ne peut correspondre à un grand accident.

DOMAINE DE VALIDITE DE LA METHODE

A l'issue d'une telle étude, ayant demandé un important travail de terrain et de traitement par ordinateur, on peut s'interroger sur la validité d'une telle méthode privilégiant en général une seule direction de fracturation -parfois deux- parmi toutes les directions observables sur les affleurements rocheux.

Il est en un sens possible d'affirmer que c'est là que réside la force -et paradoxalement la faiblesse : l'imprécision- de ces sondages : ils ne tiennent compte que des fractures OUVERTES, donc utilisées par la karstification, et n'enregistrent pas les fractures fermées, qui intéressent moins le géomorphologue. D'après M. Brion (1976), les directions de fracturation mesurées correspondent souvent aux directions de raccourcissement principal des phases de compression tectonique. Sur les plateaux ardéchois où se sont fait sentir les influences alpines et pyrénéennes, il

est assez difficile de confirmer ces observations. Nous avons cependant reporté sur le tableau XXX les directions de fracturation en surface et en profondeur mesurées par sondage électrique pour les dix sites, en distinguant les mesures proches de la surface (faibles longueurs de ligne) et celles plus profondes (grandes longueurs de ligne).

		direction en surface	direction en profondeur	directions exprimées en grades
Influence pyrénéenne	C1	60–80	10–30	
	C2	60–80	20	
	C3	140–160	160–170	
	C4	160–180	160–180	
Influence alpine	C5	120–170	50–70	
	C6	10 0		
	C7	80	100–110	
	C8	110–140	70	
Influence cévenole	C9	100–120	20–30	
	C10	90–140	140–150	

Tableau XXX : variation de la direction de fracturation mesurée par sondage électrique multidirectionnel en fonction de la profondeur et des influences tectoniques.

Il apparait sur ce tableau une différence nette entre les aires d'influence pyrénéenne, où les directions sont plutôt méridiennes, et les aires d'influence alpine où les directions, plus éparpillées, s'approchent de 100 grades.

Les différences entre les mesures de surface et les mesures plus profondes doivent être expliquées. Plusieurs facteurs favorisent ces variations :

- il faut d'abord signaler que la détente de la roche à proximité de la surface peut favoriser l'ouverture de fractures complétement fermées à quelques mètres de profondeur. Le karst est plus développé en général à proximité du sol, et cela favorise l'éparpillement des directions de fracturation et diminue les valeurs moyennes de λa (M. Brion, 1976, p. 123).

- par ailleurs, il faut signaler que des fractures ouvertes de direction identique pourront avoir un comportement "électrique" complétement différent près de la surface si elles se trouvent comblées d'argile : à la différence de l'air, fort mauvais conducteur, l'argile favorise le passage du courant,

et la direction de fracturation apparente va soudain pivoter de 100 grades. Un tel phénomène se produit aussi lorsque les fissures se trouvent emplies d'eau, accompagné d'une forte diminution de la résistivité moyenne apparente, et il a été utilisé afin de mesurer la répartition verticale des différentes zones karstiques (zone vadose, zone phréatique) (M. Brion, 1976). Combiné avec les différences entre le calcaire altéré de surface, la modification du comportement électrique du karst noyé permet donc de distinguer deux solutions de continuité à l'intérieur du calcaire, à condition d'utiliser des longueurs de lignes supérieures à celles utilisées lors de la campagne d'étude des plateaux ardéchois, puisqu'il faut une longueur de ligne quatre fois supérieure à la profondeur que l'on veut étudier.

En conclusion de cette étude succinte des sondages électriques multidirectionnels appliqués aux roches carbonatées, et spécialement aux paysages calcaires, nous voudrions souligner l'intérêt qu'auraient les géomorphologues à recourir aux sondages électriques, qui représentent un type d'étude géophysique assez peu couteux et dont toutes les implications sont loins d'avoir été vues. La comparaison entre les relevés des directions de fracturation effectués à la boussole, et les sondages électriques nous paraît la plus révélatrice de cet interêt : la boussole nous donne toutes les directions, mais ne permet pas de deviner que seule une partie des fractures relevées est utilisées par les eaux, et que le reste n'est que potentiellement utilisable. Le sondage électrique ne mesure que des phénomènes électriques, mais l'étroitesse même du procédé fait sa force. Il faudrait bien sur affiner le procédé par des séries de mesures précises au-dessus de cavités. J.-C. Lachaud et M. Brion pensent dès maintenant que le coefficient d'anisotropie renseigne sur la nature de la fracturation : les valeurs de 1,1 à 1,2 correspondraient plutôt à des micro-fractures ou à des fractures fermées, les valeurs supérieures à 1,2 à des fractures ouvertes et celles supérieures à 1,8 à 2 à des cavités, mais ils affirment par ailleurs que cela reste à vérifier.

BIBLIOGRAPHIE

BRION M. -1974 - "Les sondages électriques pluridirectionnels. -Principes généraux. - Application à la détermination de la direction de fracturation.". Univ. des Sciences et Techniques du Languedoc. D.E.A. de Géologie appliquée, 9p., 12 fig., 4 réf. biblio.

BRION M. -1976- L'étude du phénomène de l'anisotropie électrique appliquée au milieu carbonaté fracturé. Univ. des Sciences et Techniques du

Languedoc. Thése de Doctorat de Spécialité. Montpellier, 1976 - 139 p. + fig., 27 réf. biblio.

GRILLOT J.-C., BRION M., GUERIN R. et LESQUER A. -1975- "Essai d'interprétation des sondages électriques pluridirectionnels appliqués au milieu carbonaté fracturé", Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique (2) - vol. XVII, fasc. 2, 1975 - p. 163-170, 4 fig., 10 réf. biblio., résumé français-anglais.

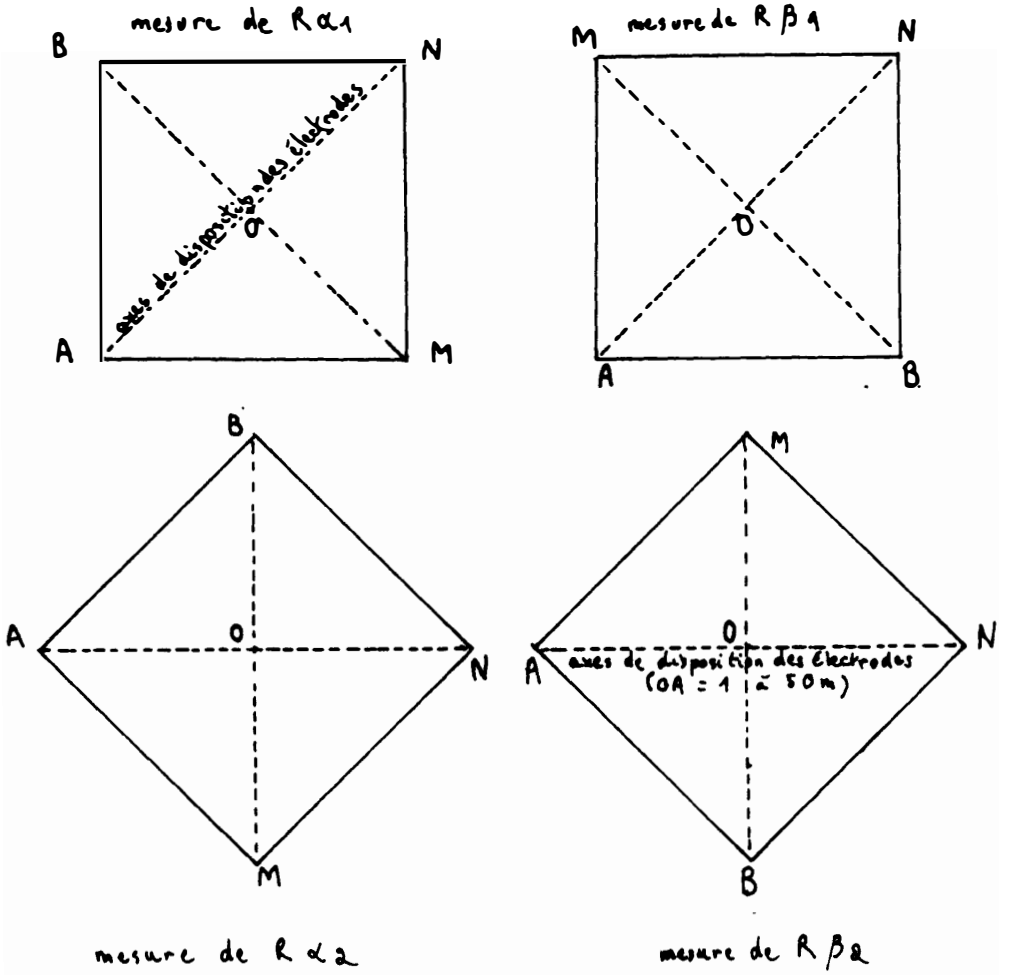


figure 145 : Description des différentes dispositions du dispositif carré de sondage électrique multidirectionnel

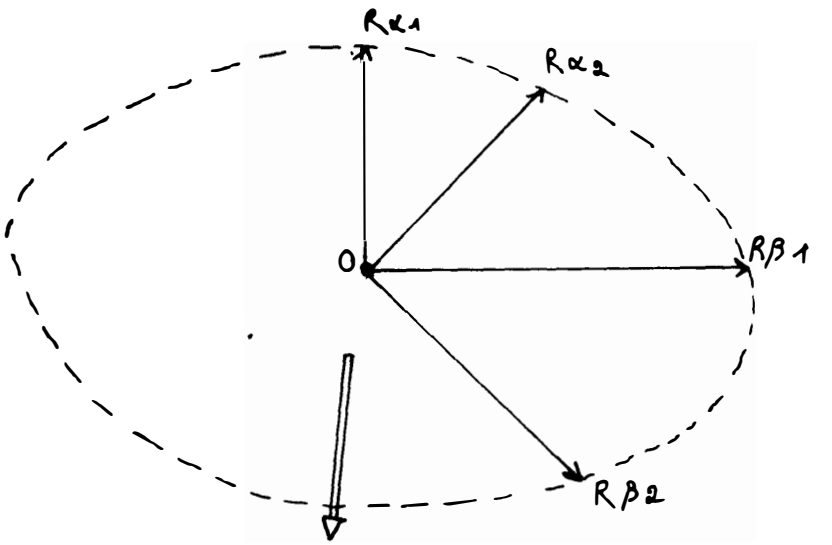


figure 146 : Méthode de construction de l'ellipse permettant de déterminer la direction de fracturation

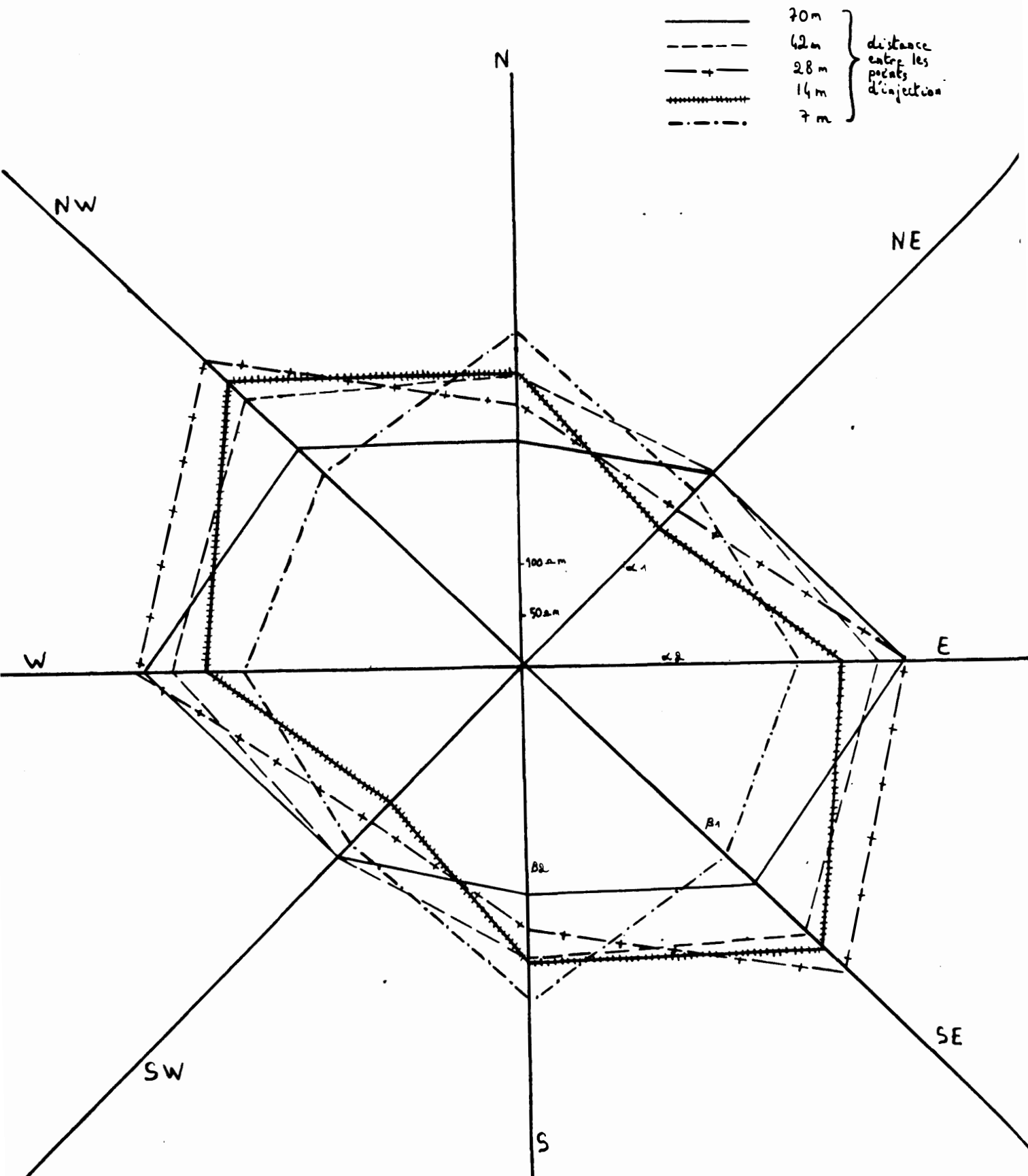


Figure 147 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 1 (C1)

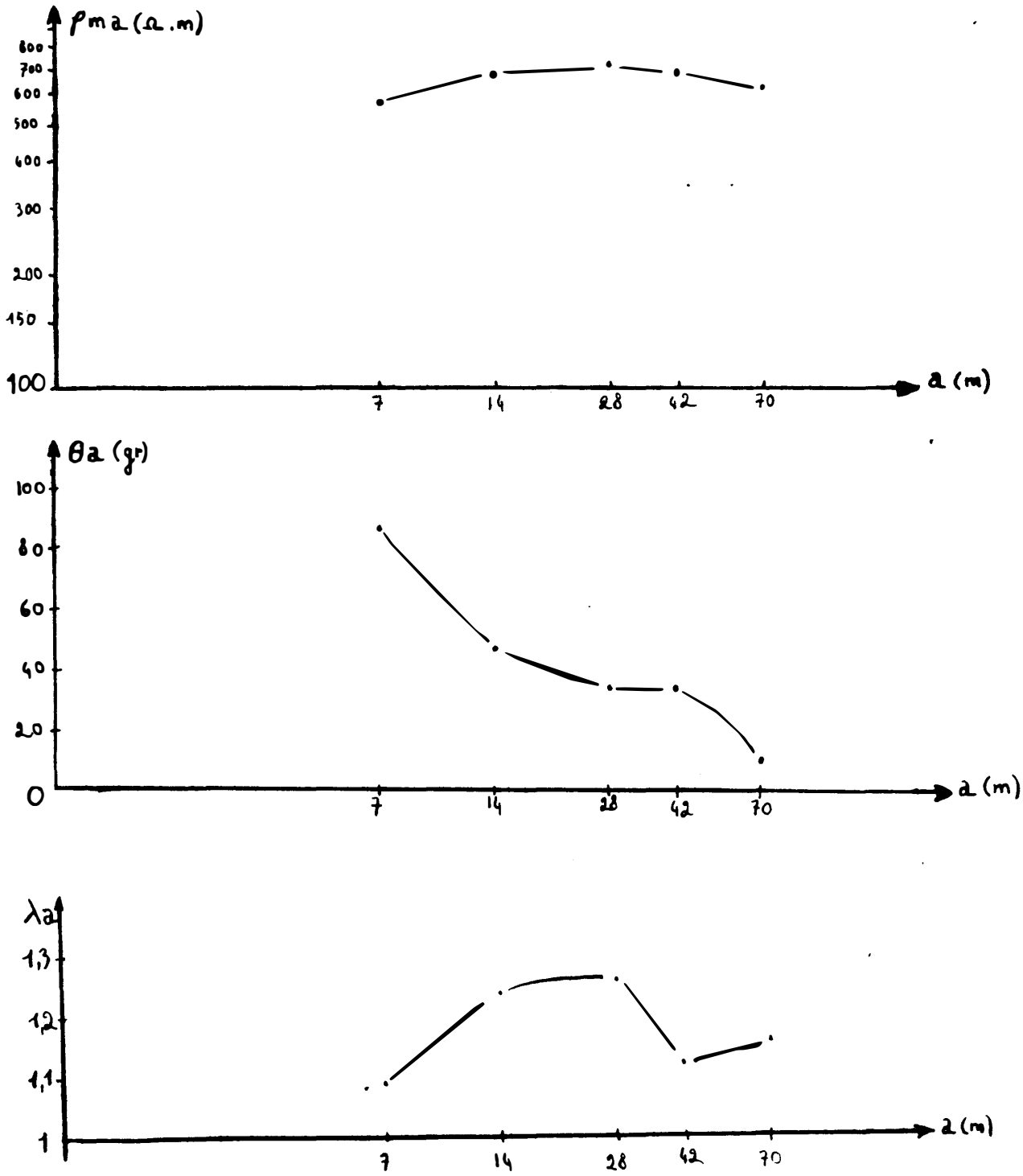


Figure 148 : Courbes d'interprétation du Site 1

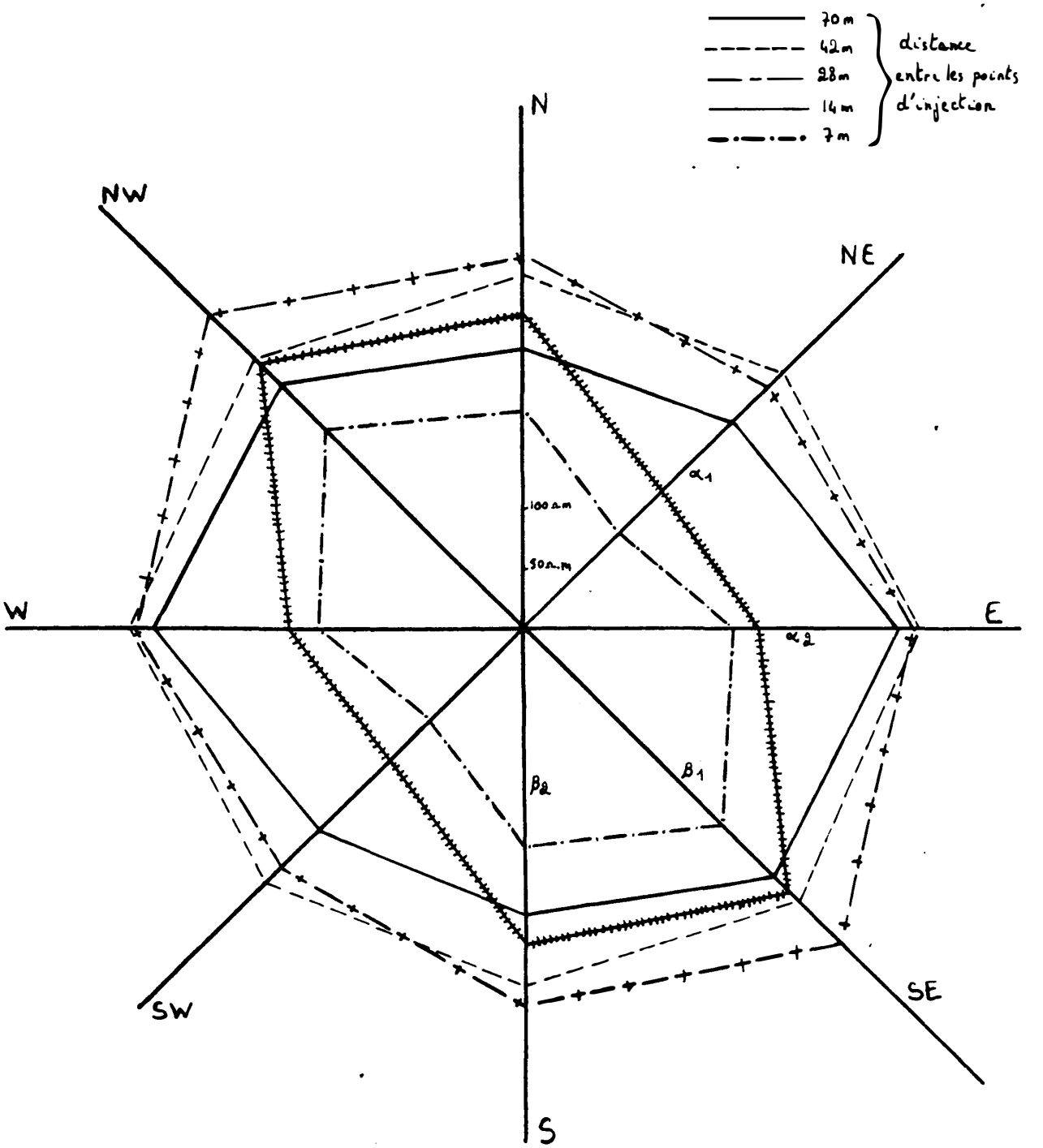
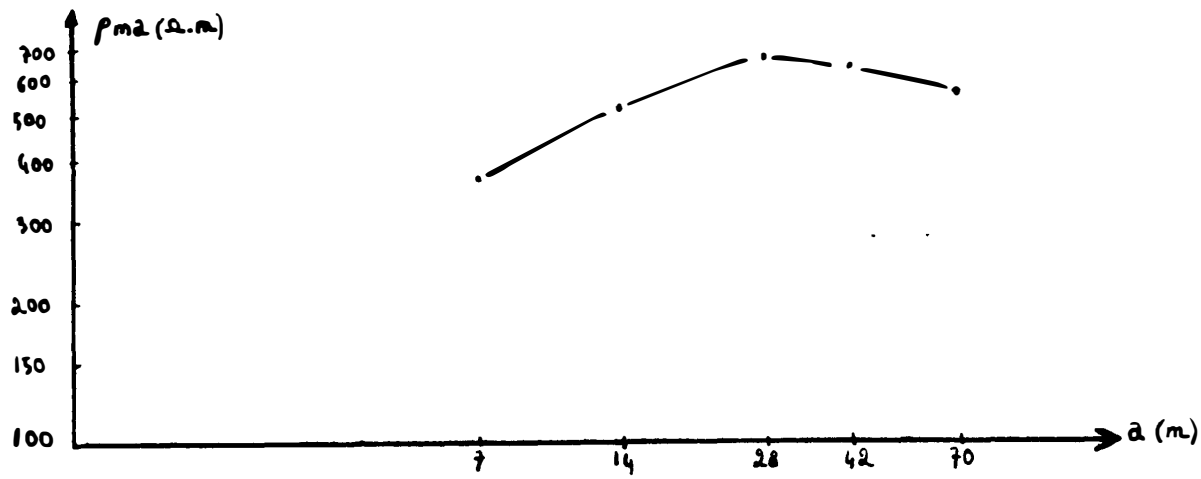
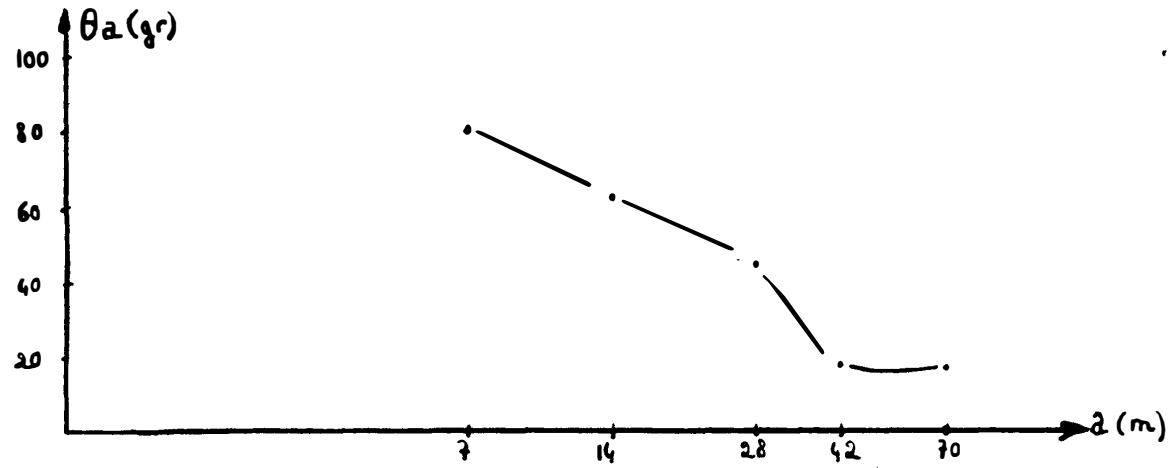


Figure 149 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 2 (C2)





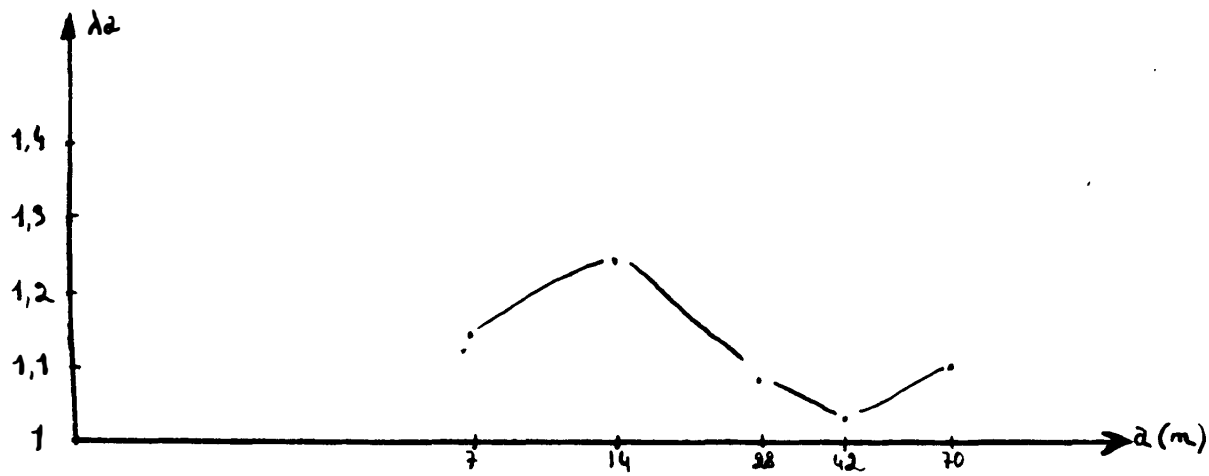
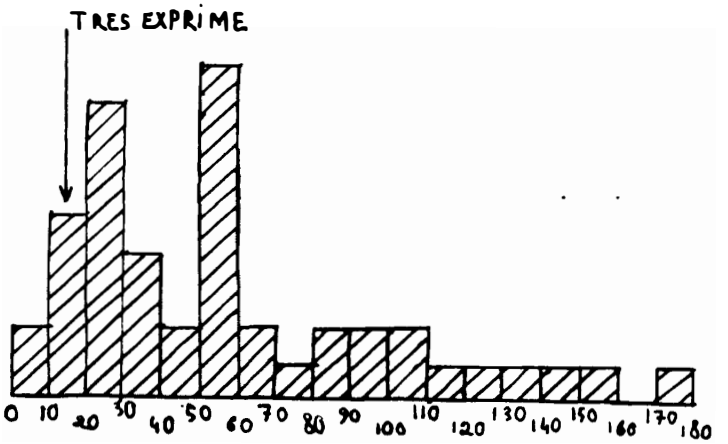


Figure 150 : courbes d'interprétation du Site 2



STATION n° 2

STATION n° 4

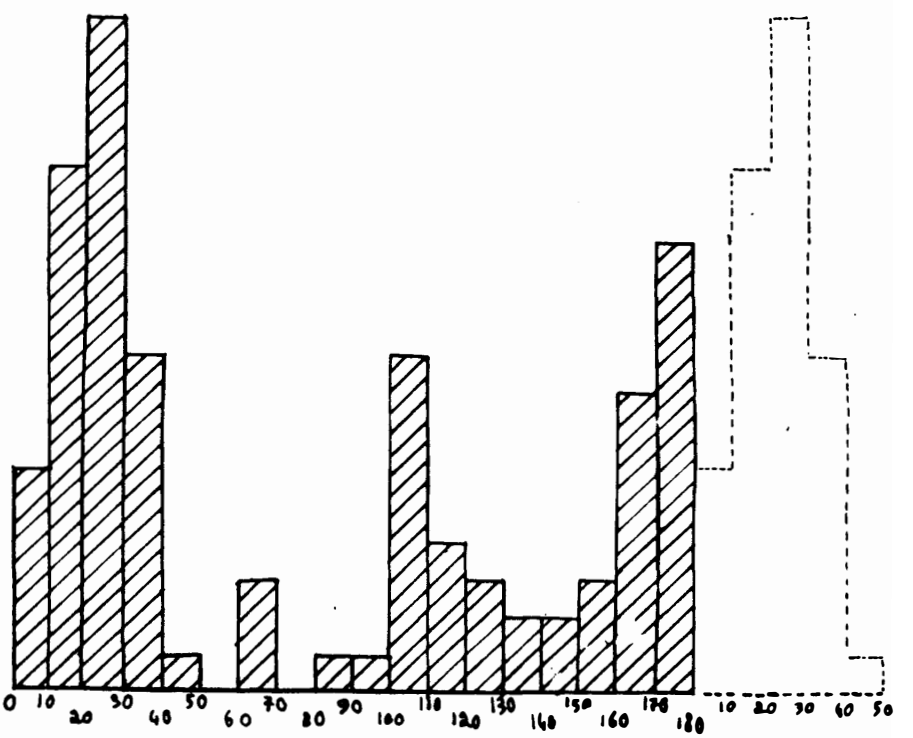


FIGURE 151 : Mesure des fracturations de la roche par relevé à la boussole dans deux stations de prospection électrique. Dans la station 4, la direction 0 à 50° a été rajoutée en pointillé pour montrer la continuité des directions de fracturation.

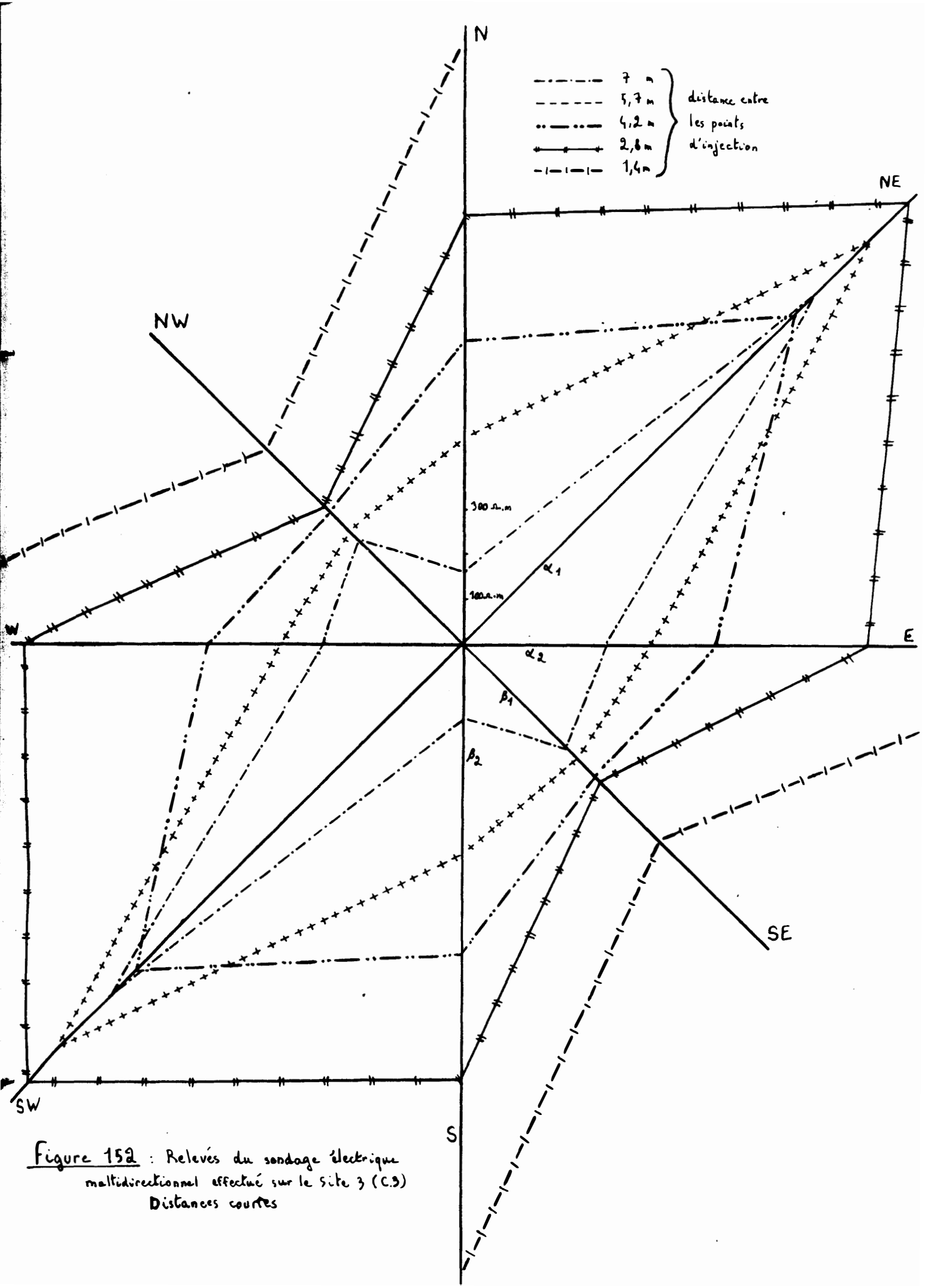


Figure 152 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 3 (C.9)
Distances courtes

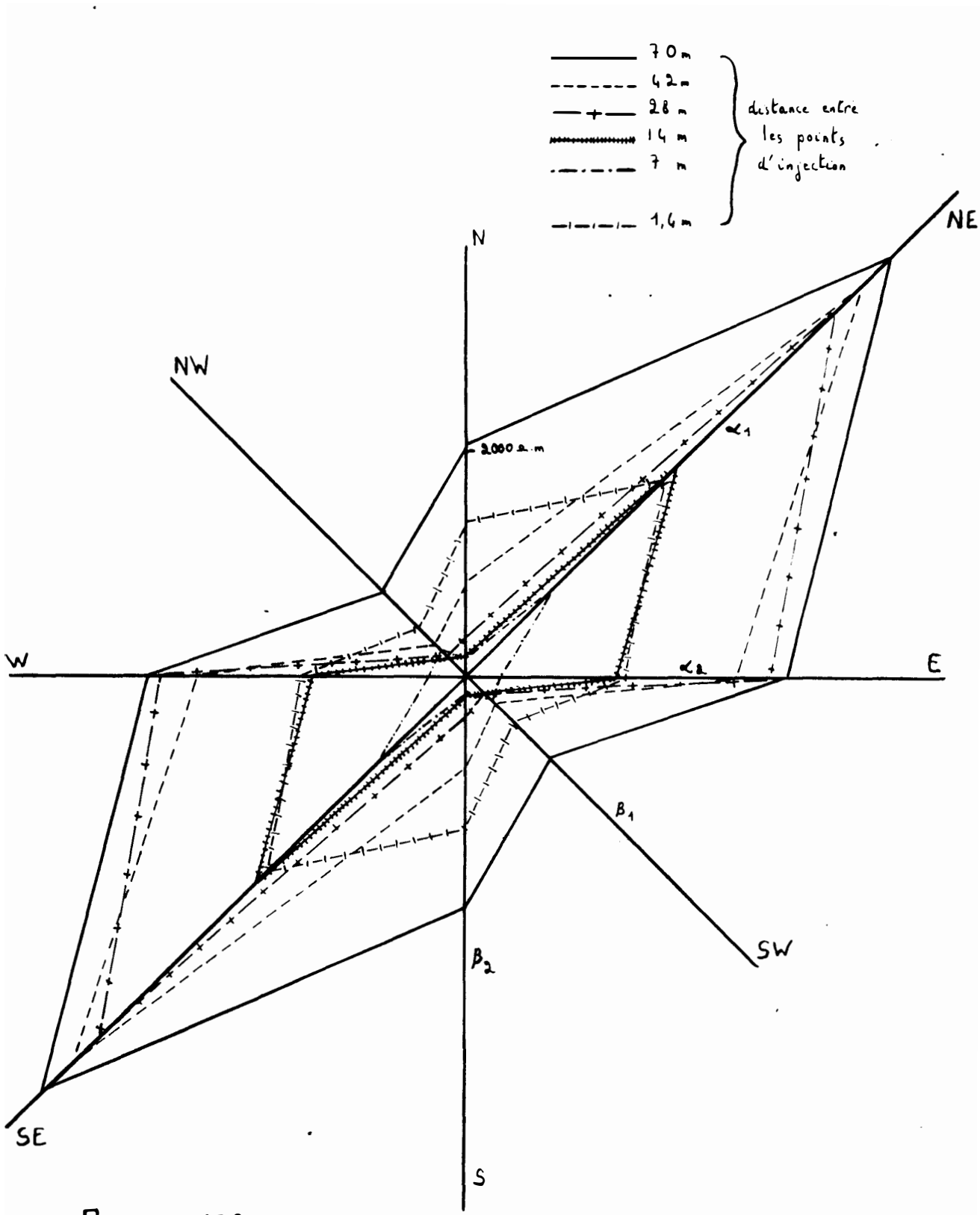


Figure 153 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 3 (C3): distances longues et sondage à 1,6 m.

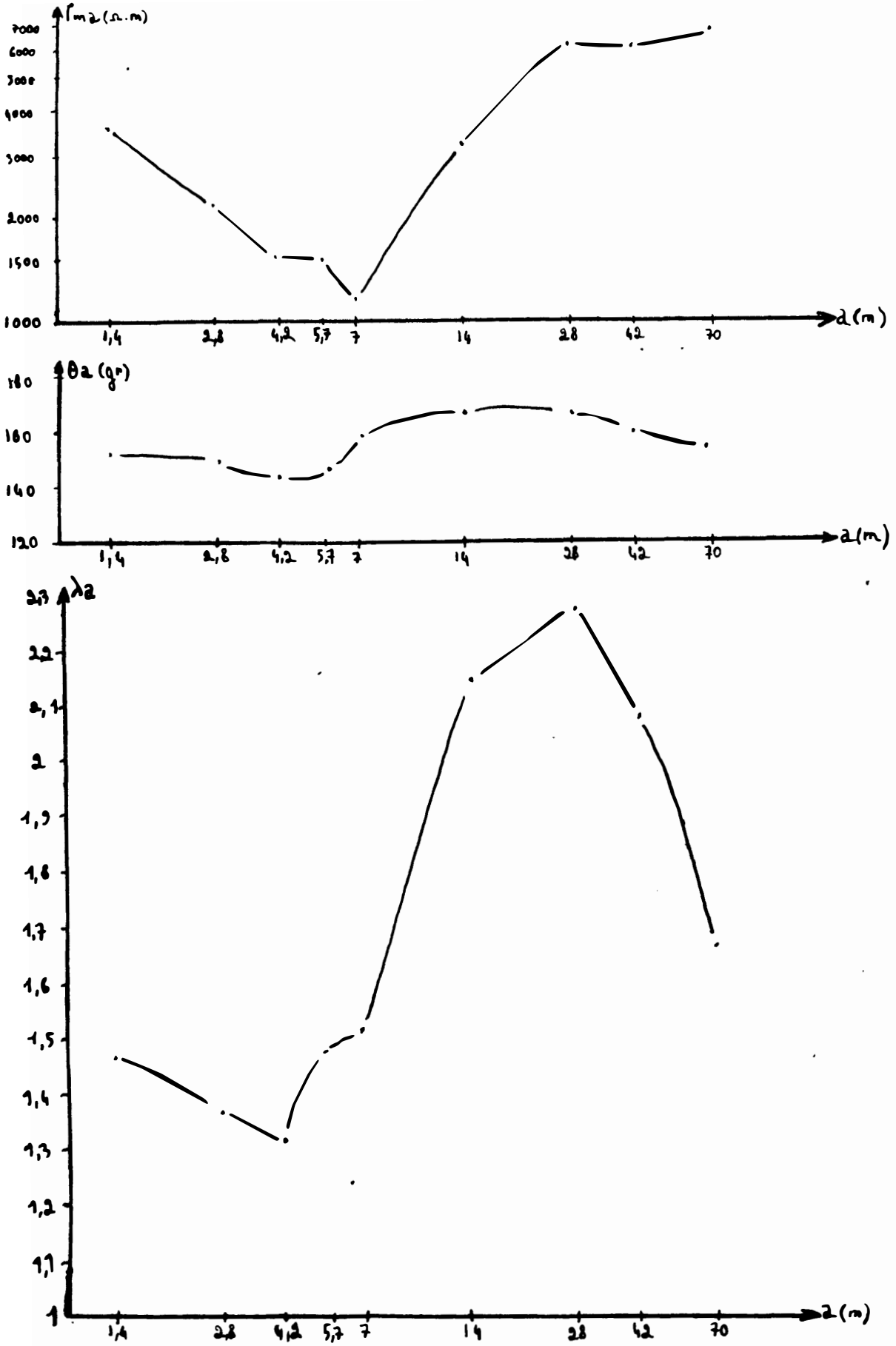


Figure 15 4 : Courbes d'interprétation du site 3

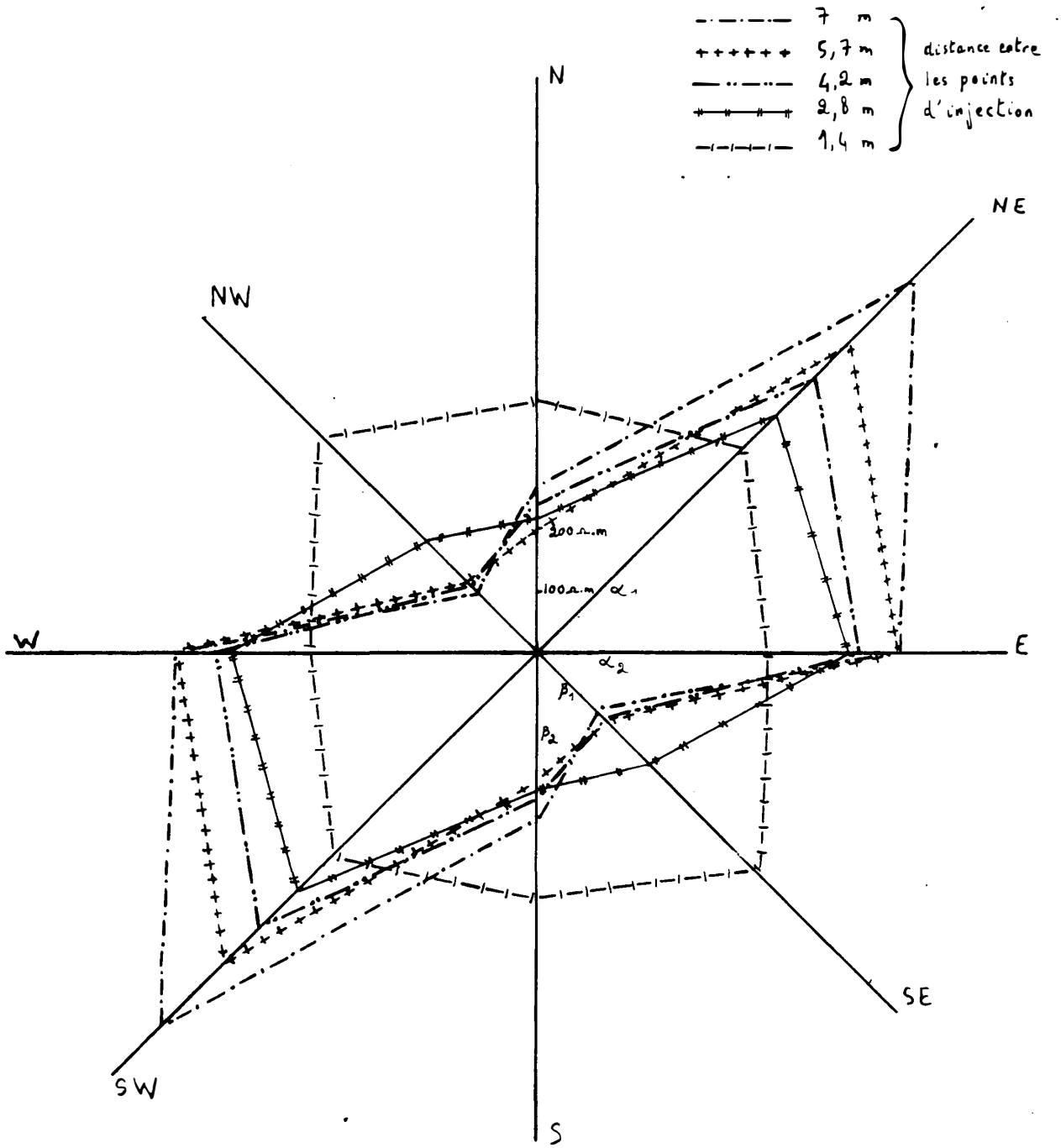


Figure 155 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le Site 4 (C.4) : distances courtes.

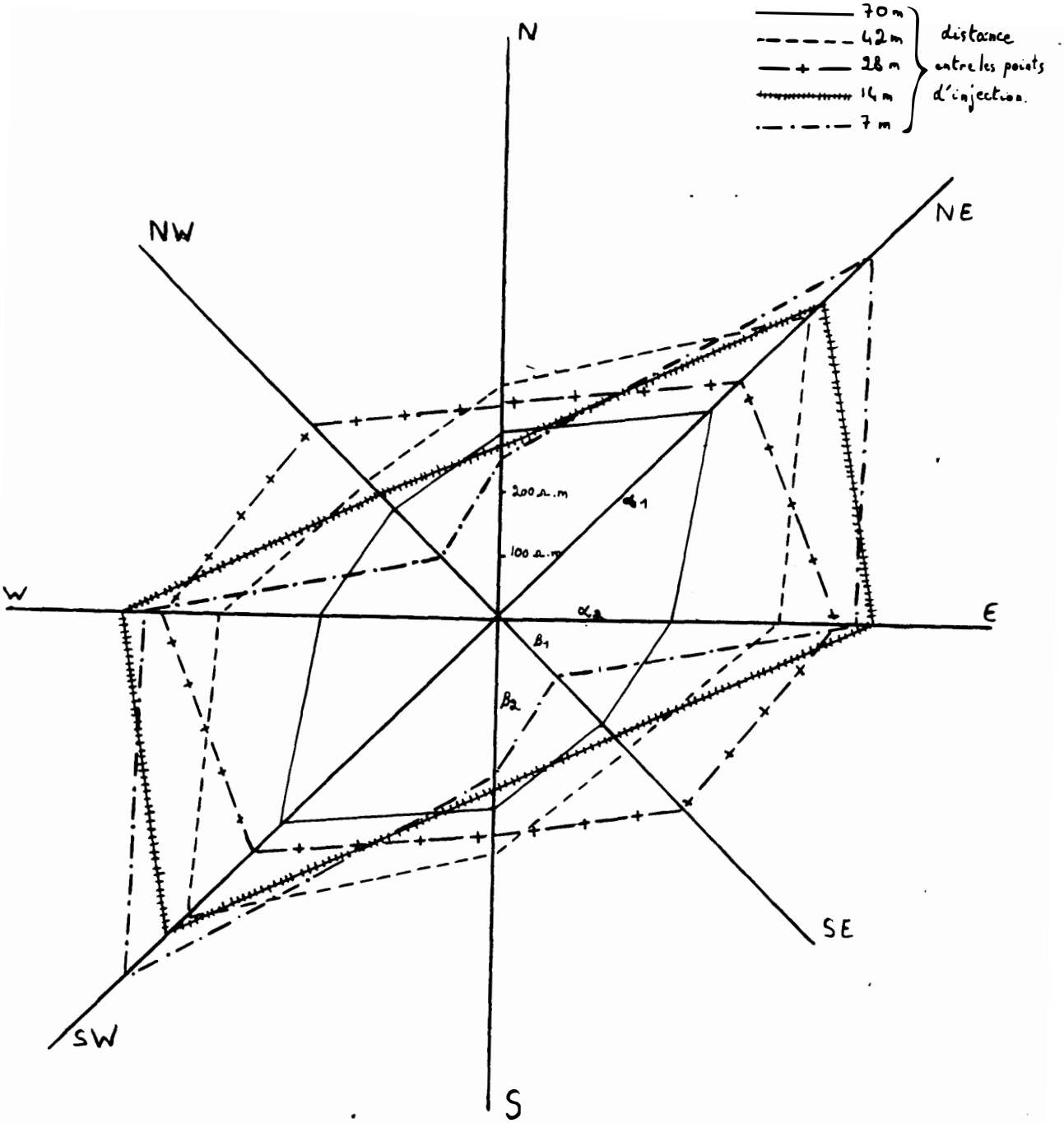
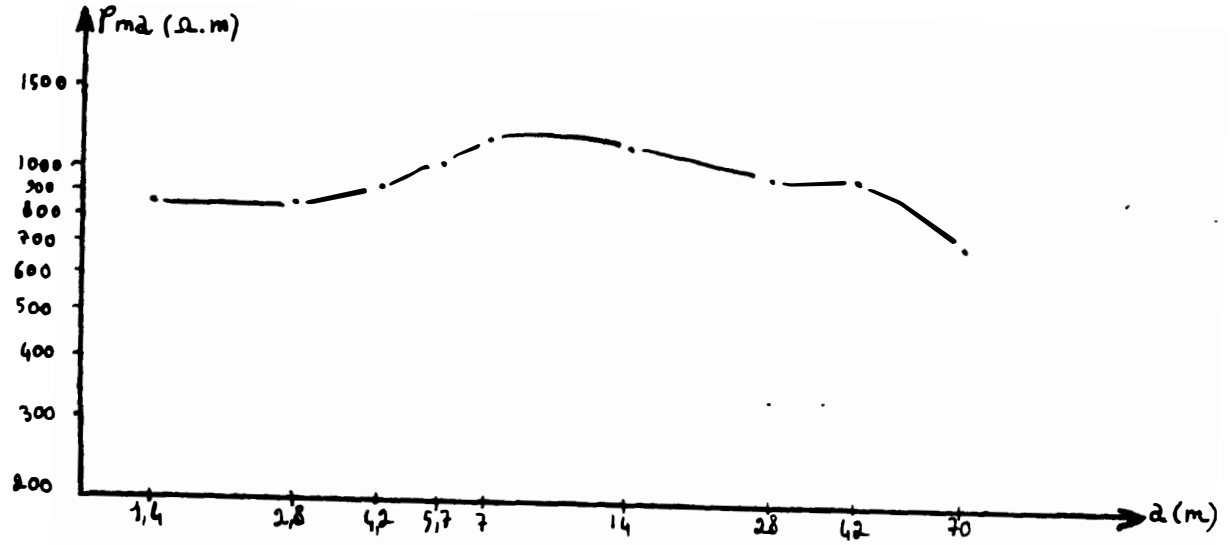
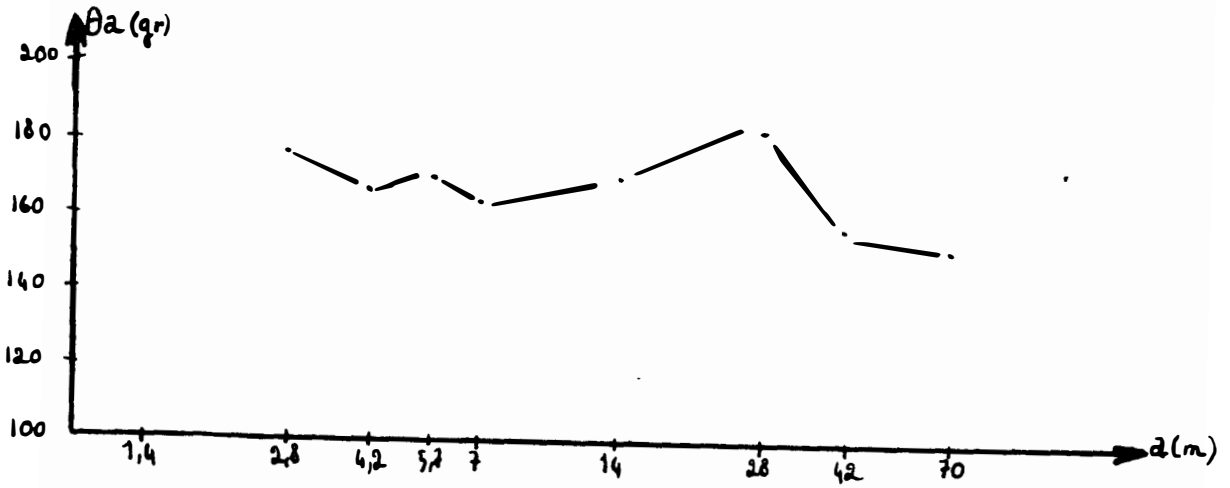


Figure 156 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 4 (C4) : distances longues.





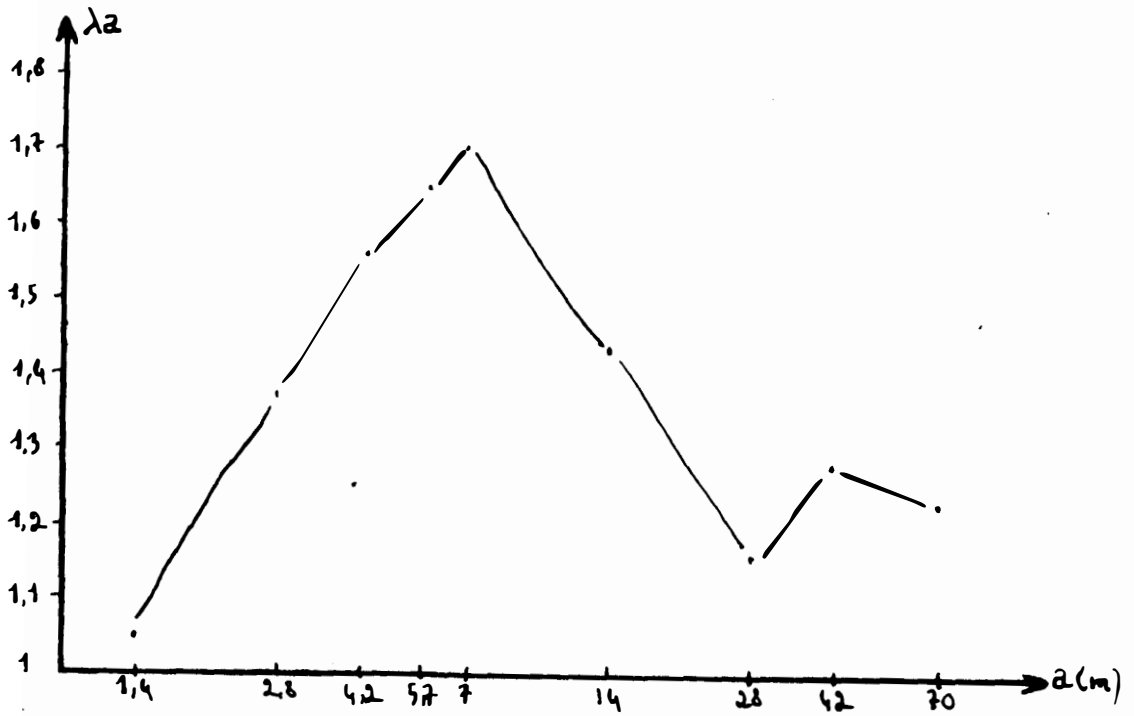


Figure 157 : Courbes d'interprétation du Site 4

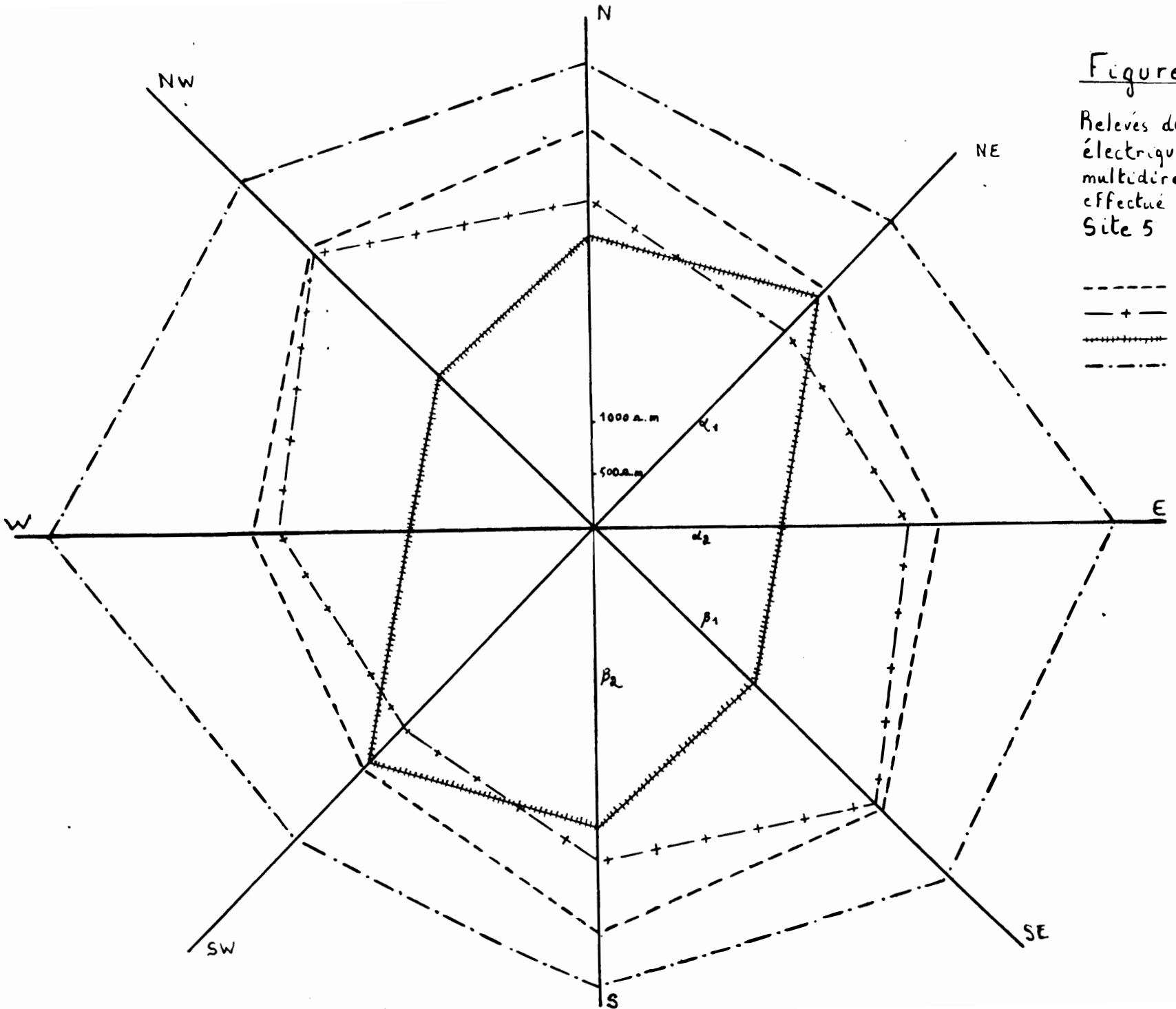
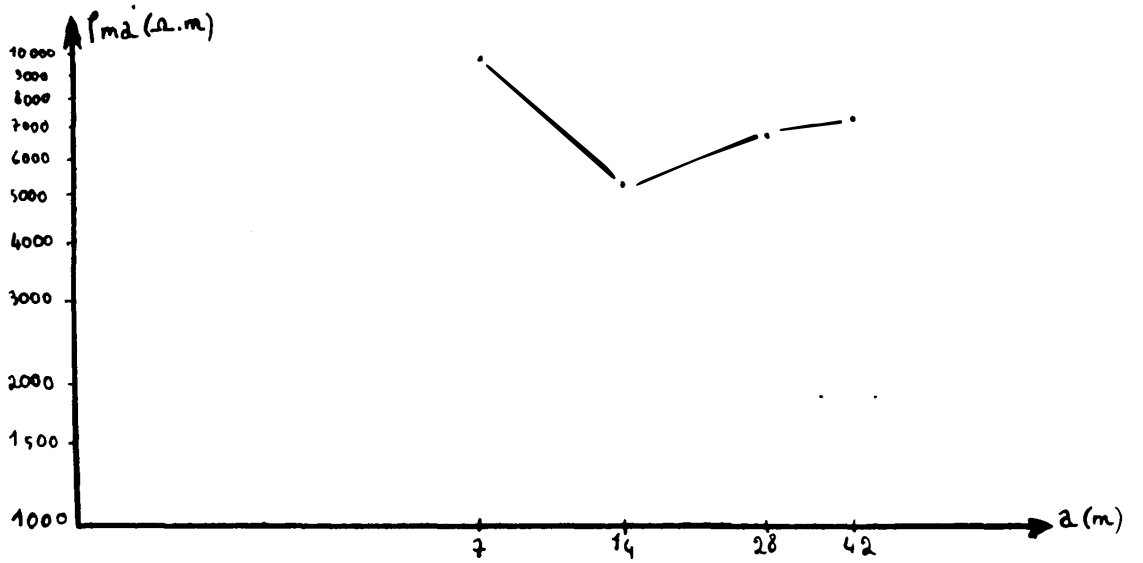


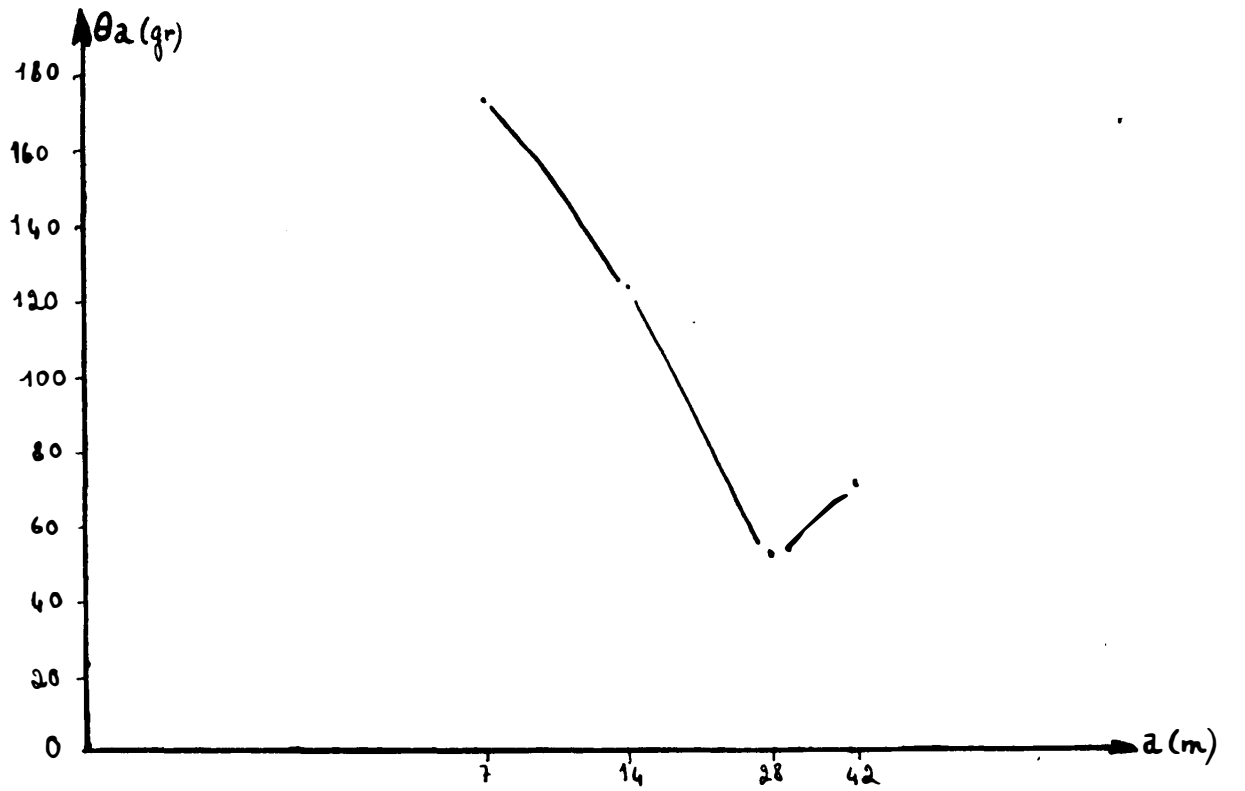
Figure 158

Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le Site 5 (C.5)

42 m
28 m
14 m
7 m

} distance entre les points d'injection





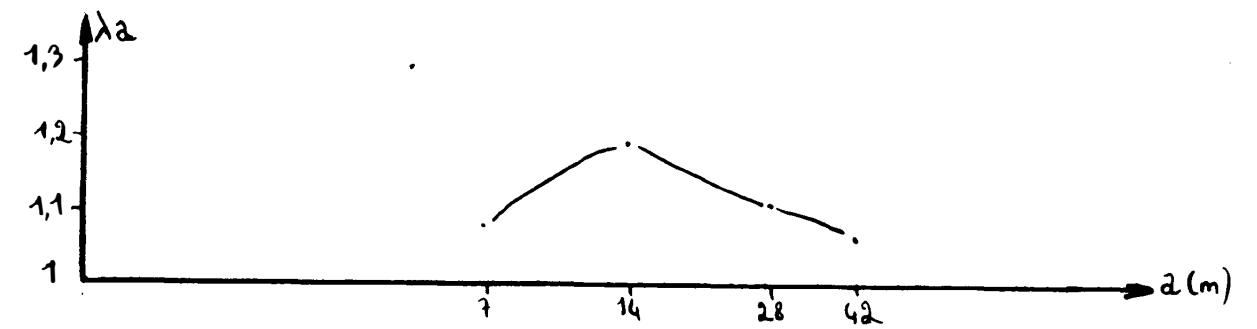


Figure 159 : Courbes d'interprétation du Site 5

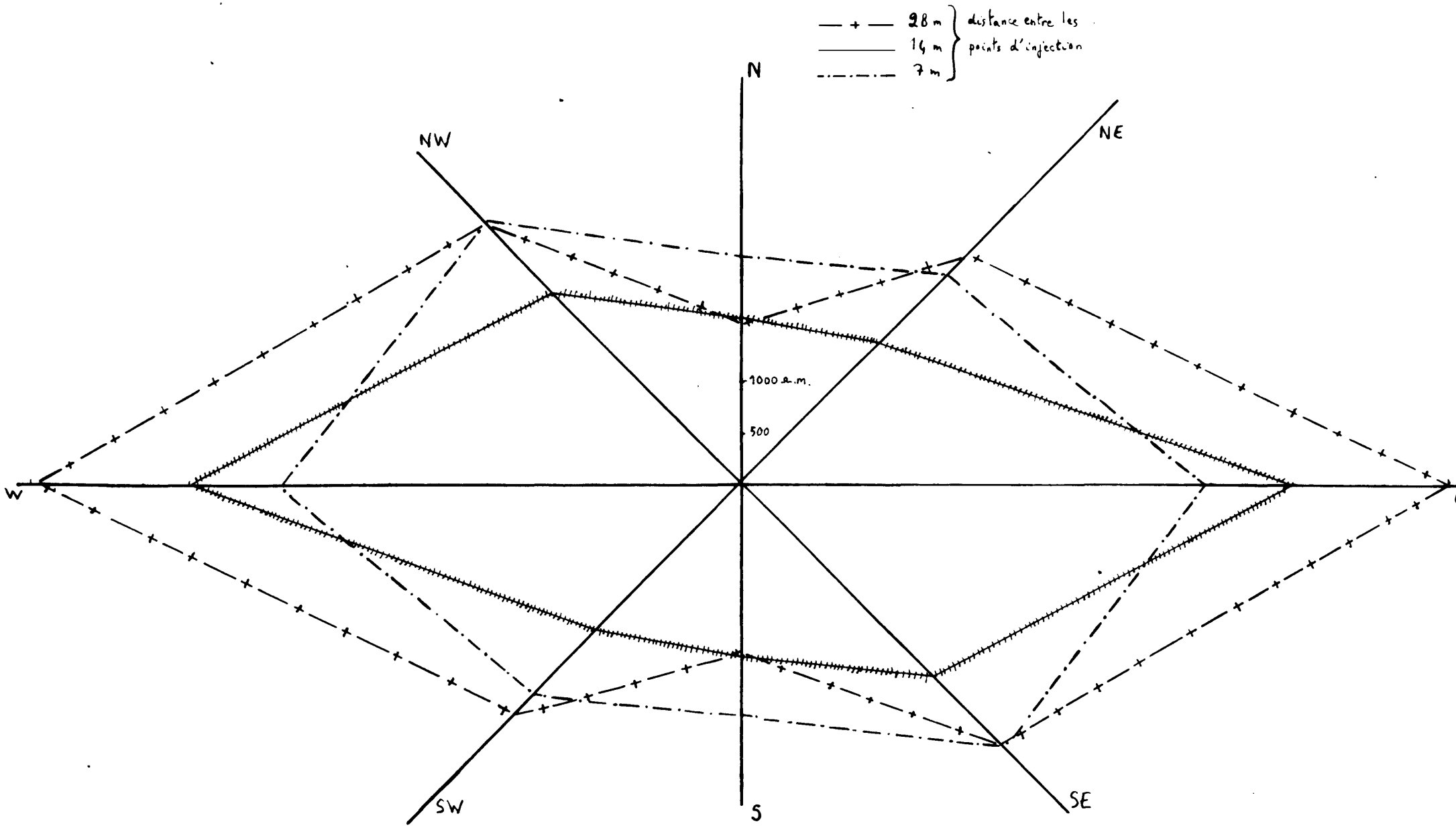
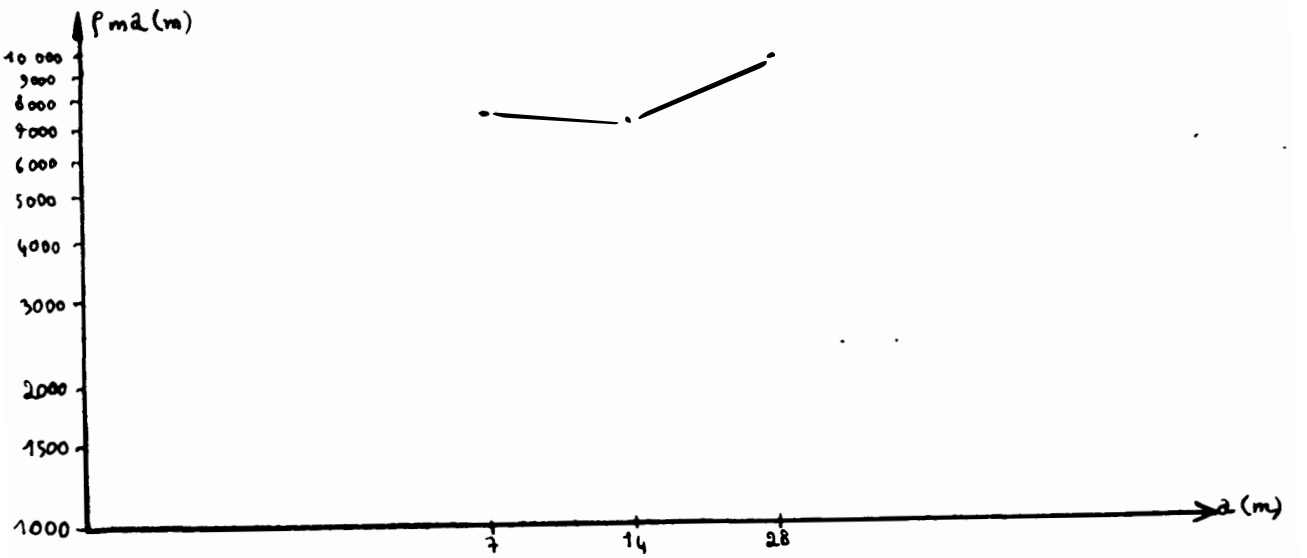
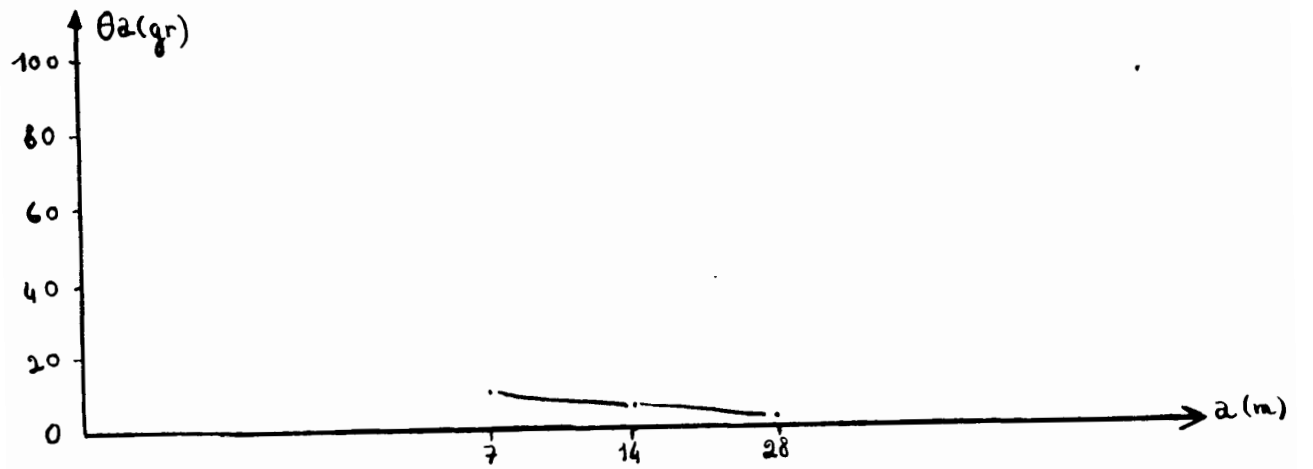


Figure 160 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le Site 6 (C6)





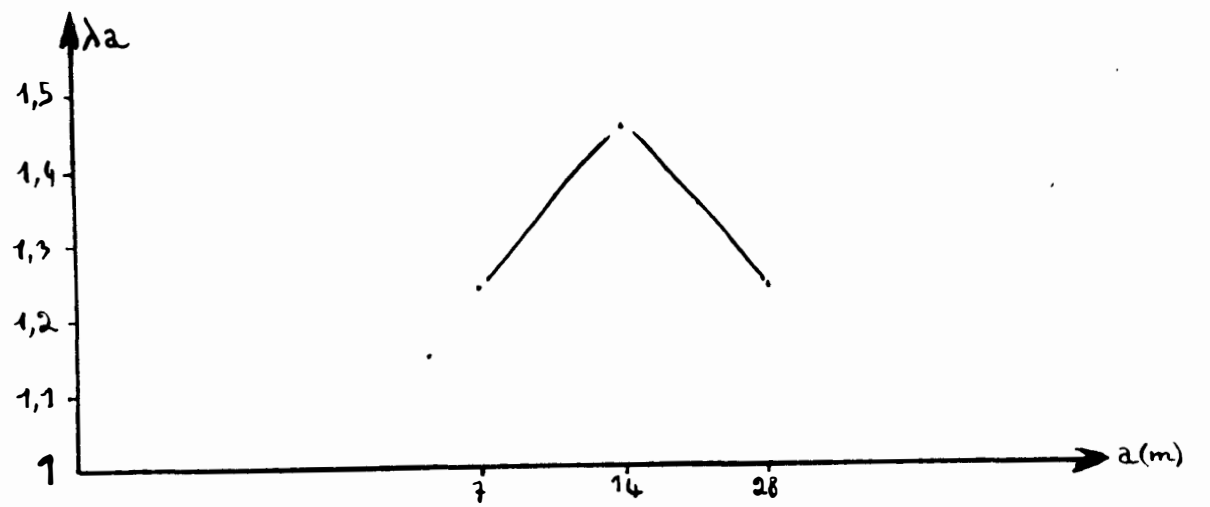


Figure 161 : Courbes d'interprétation du site 6

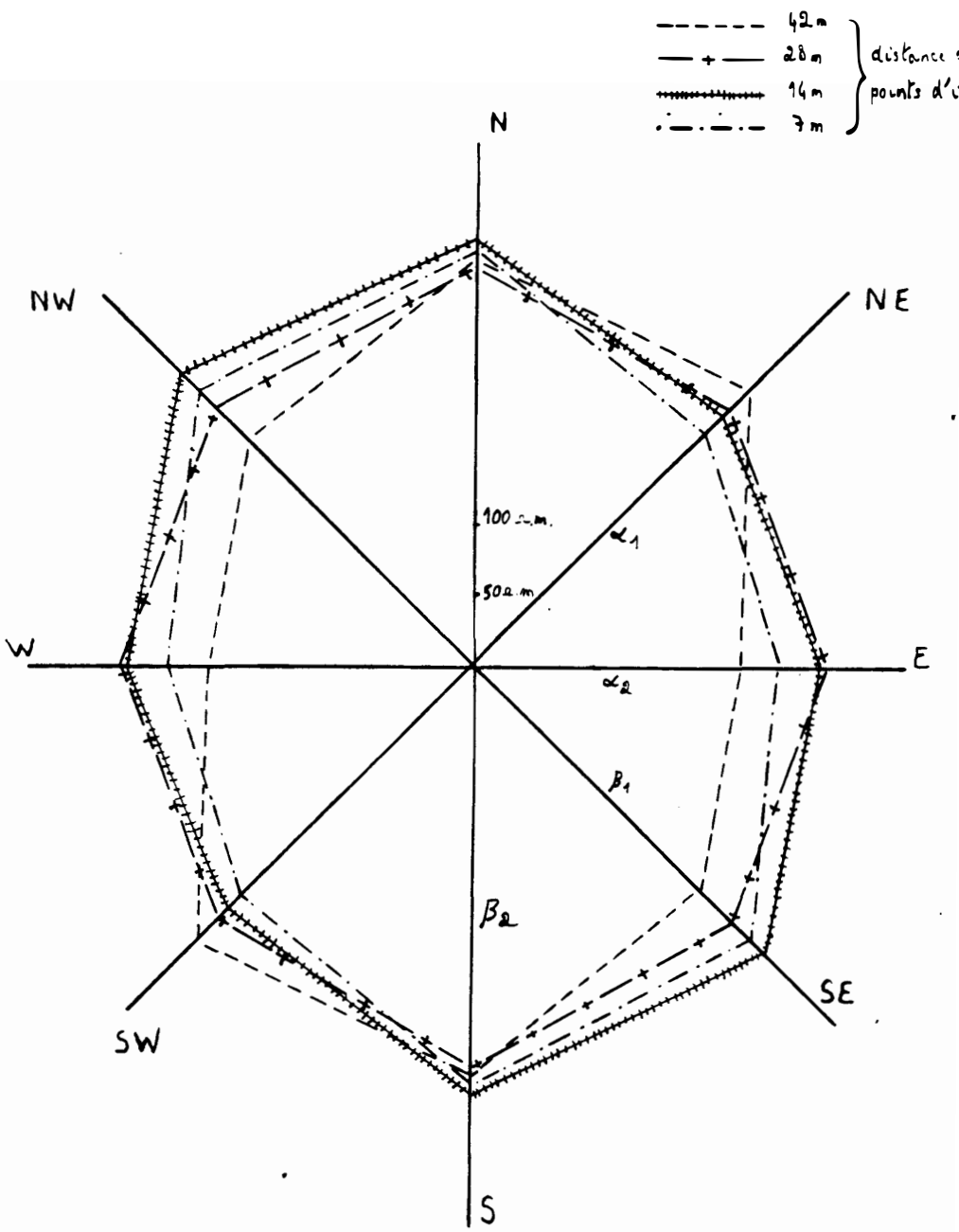
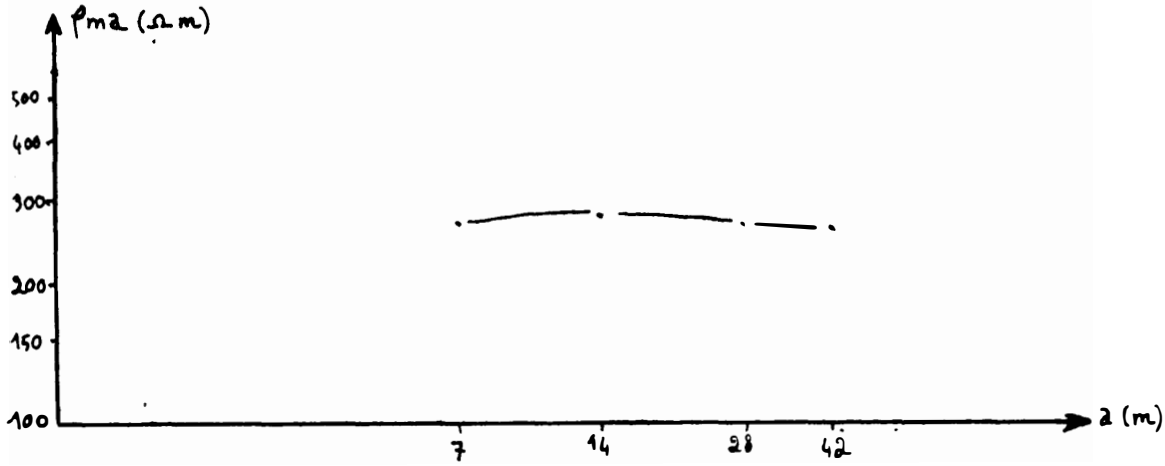
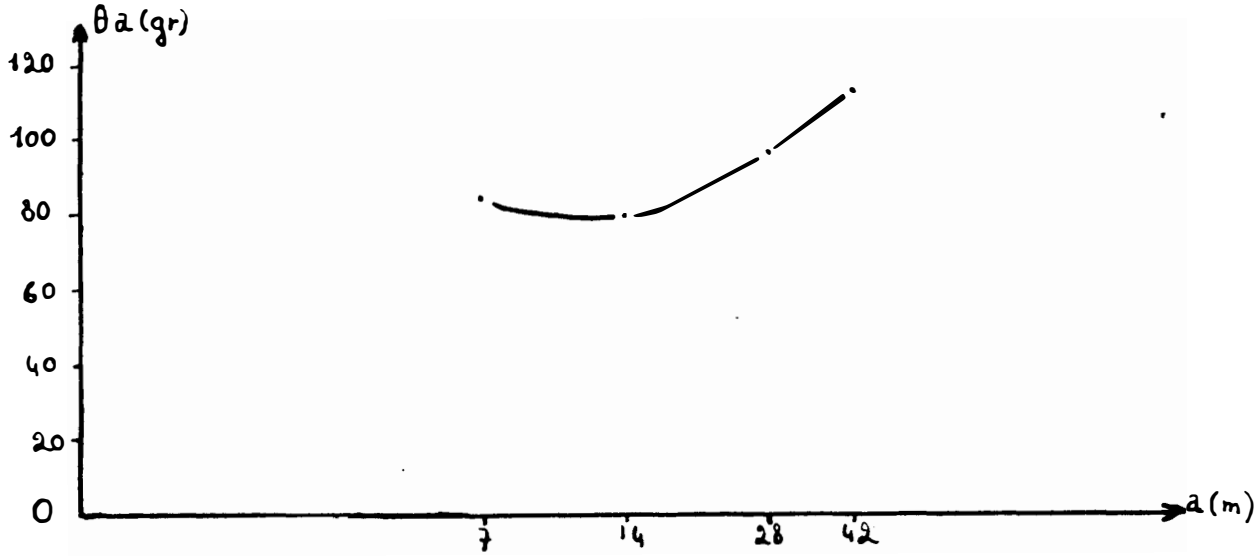


Figure 162 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 7 (C7)





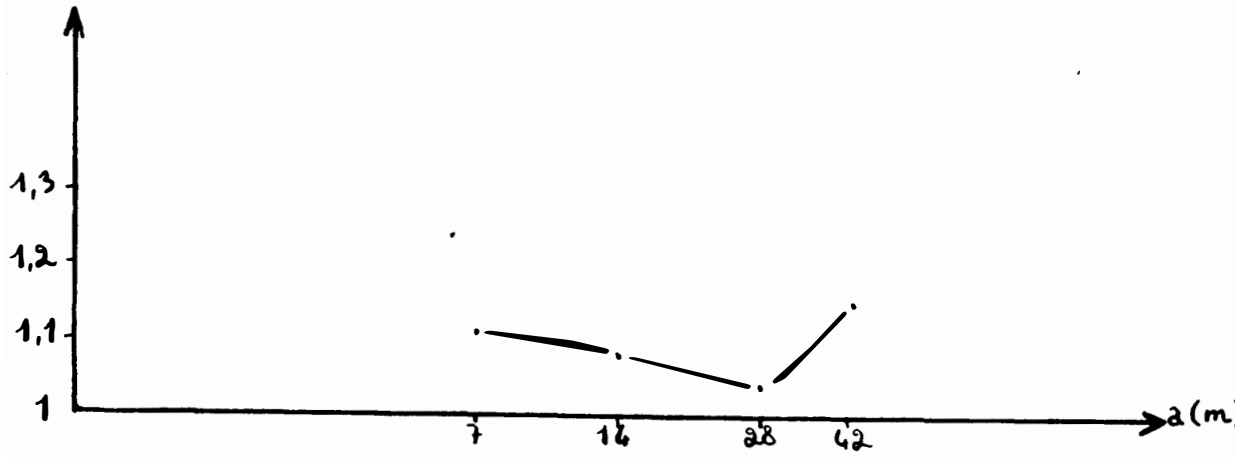


Figure 163 : Courbes d'interprétation du site 7

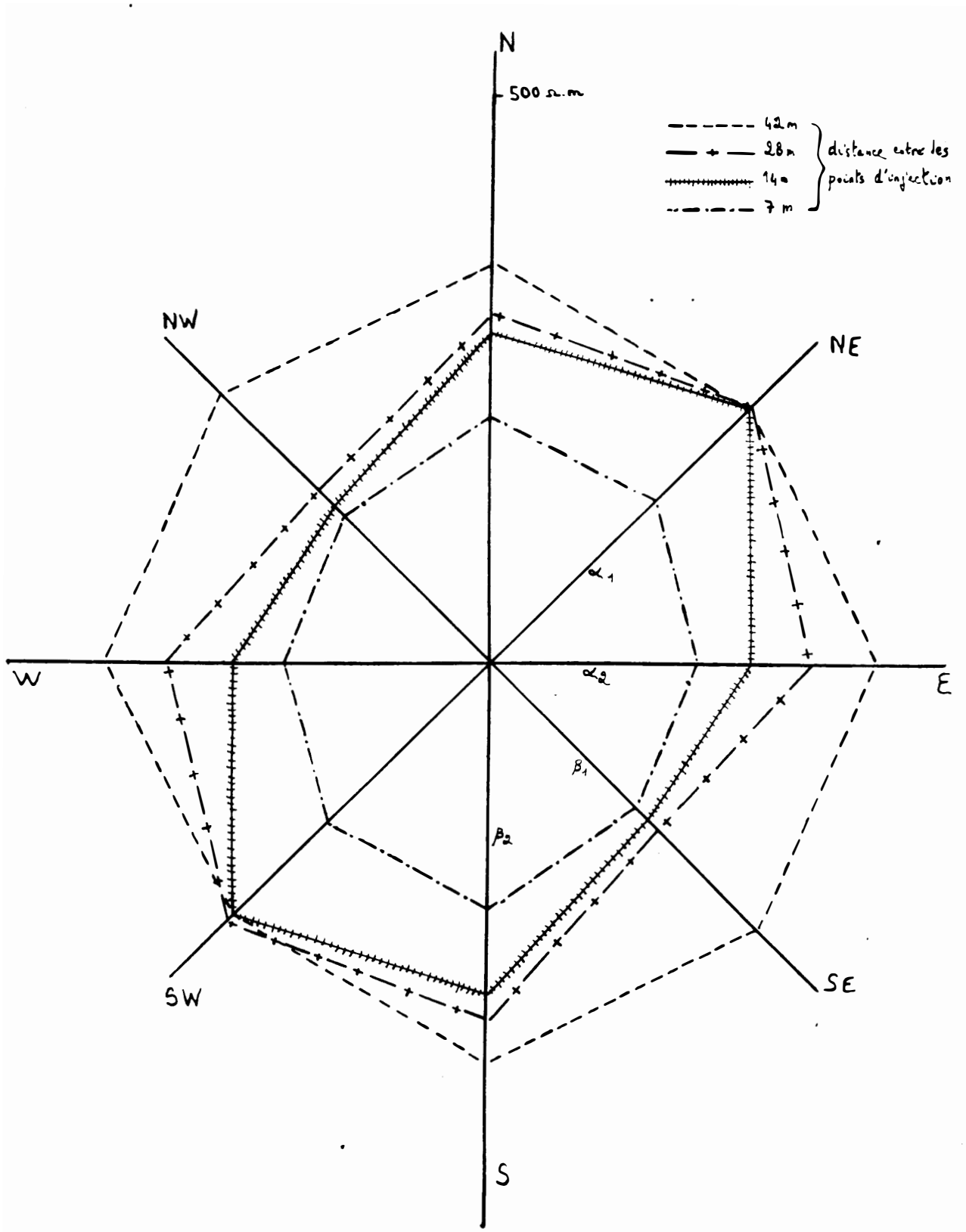
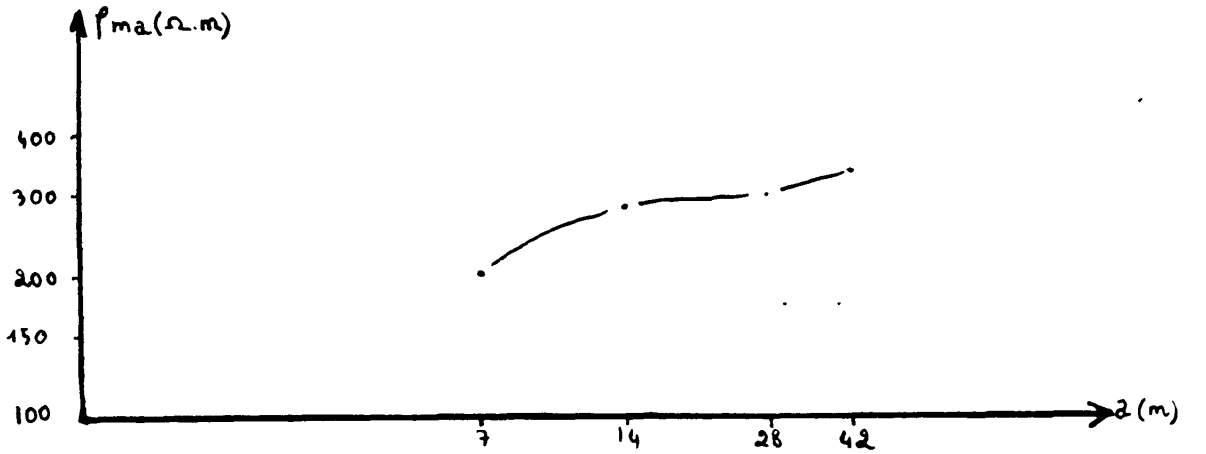


Figure 164 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 8 (C 8)



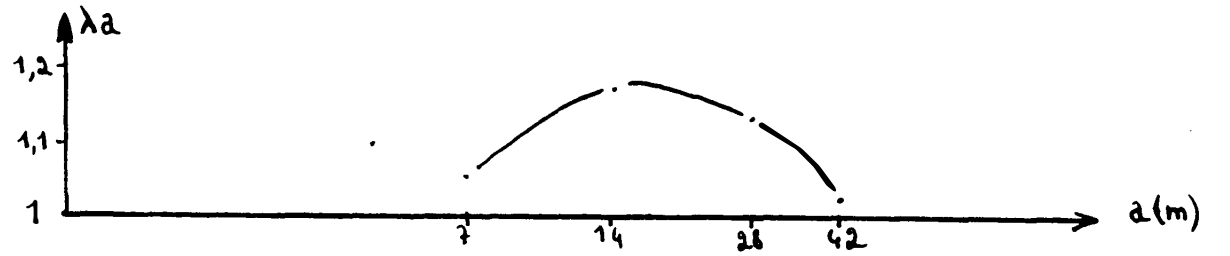


Figure 165 : Courbes d'interprétation du site 8

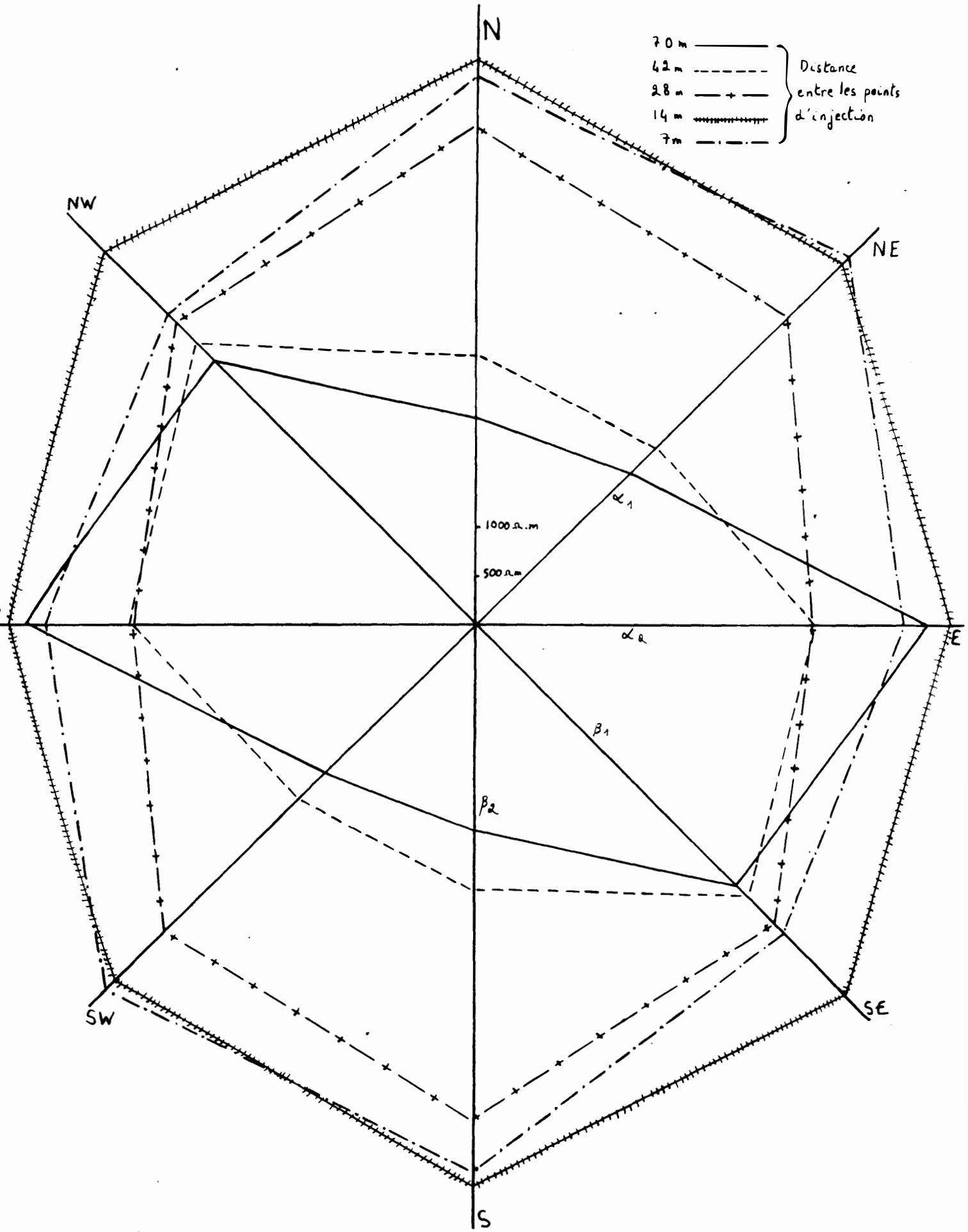
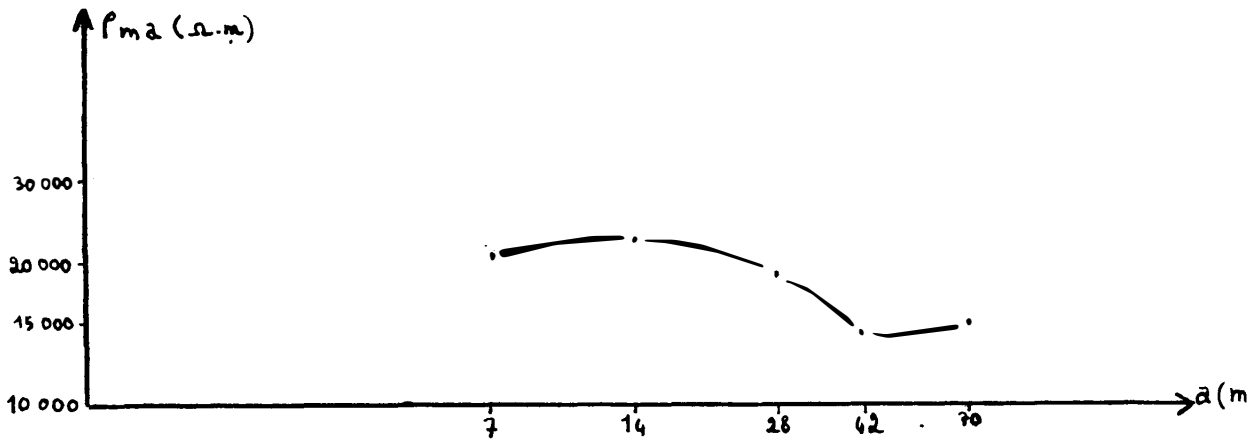
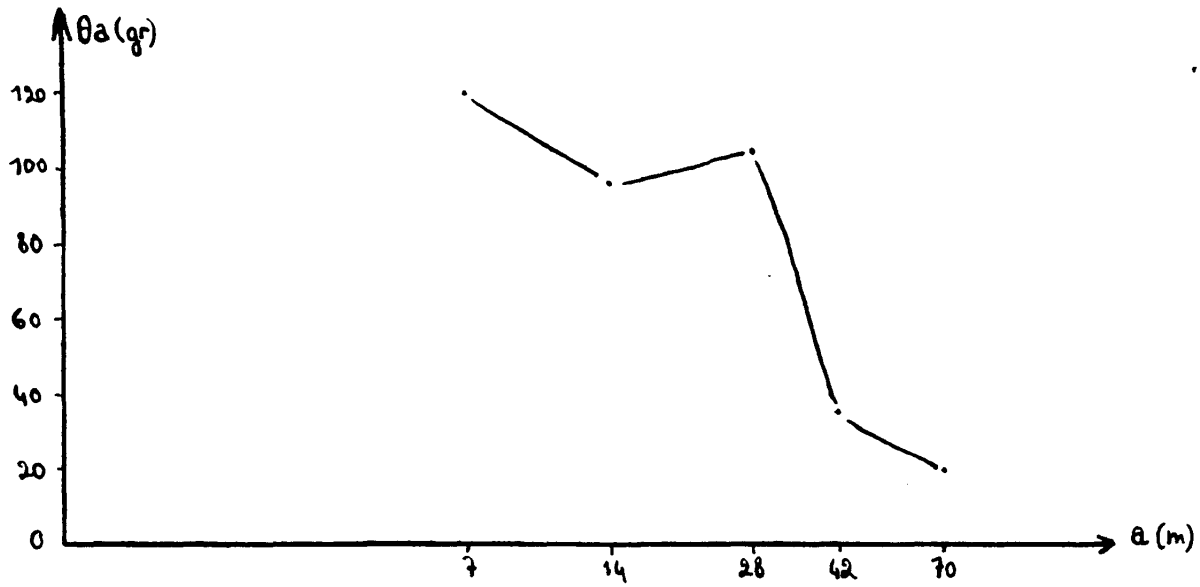


Figure 166: Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 9 (C9)





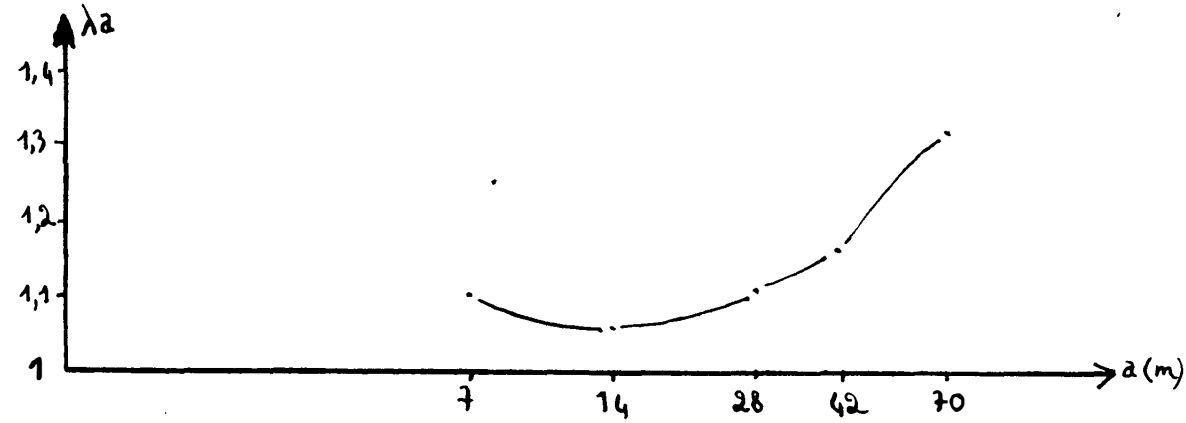


Figure 167 : Courbes d'interprétation du site 9

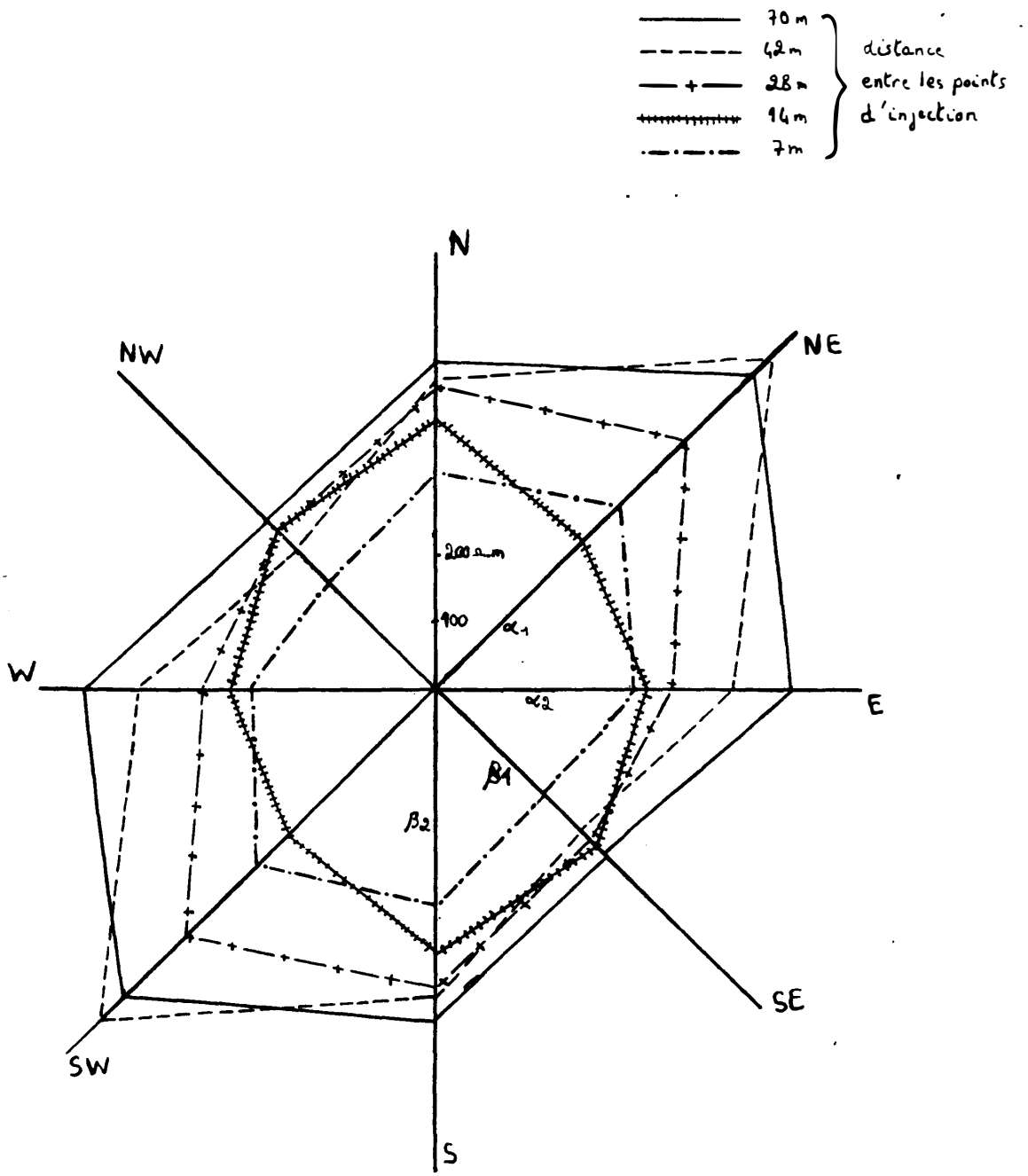
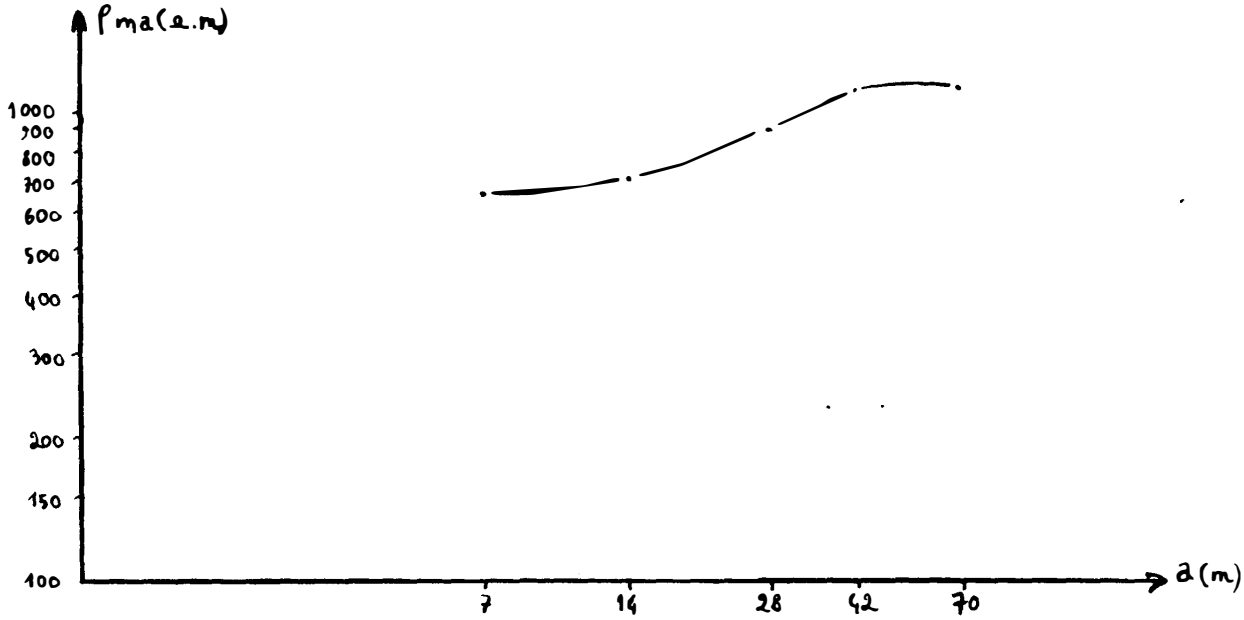
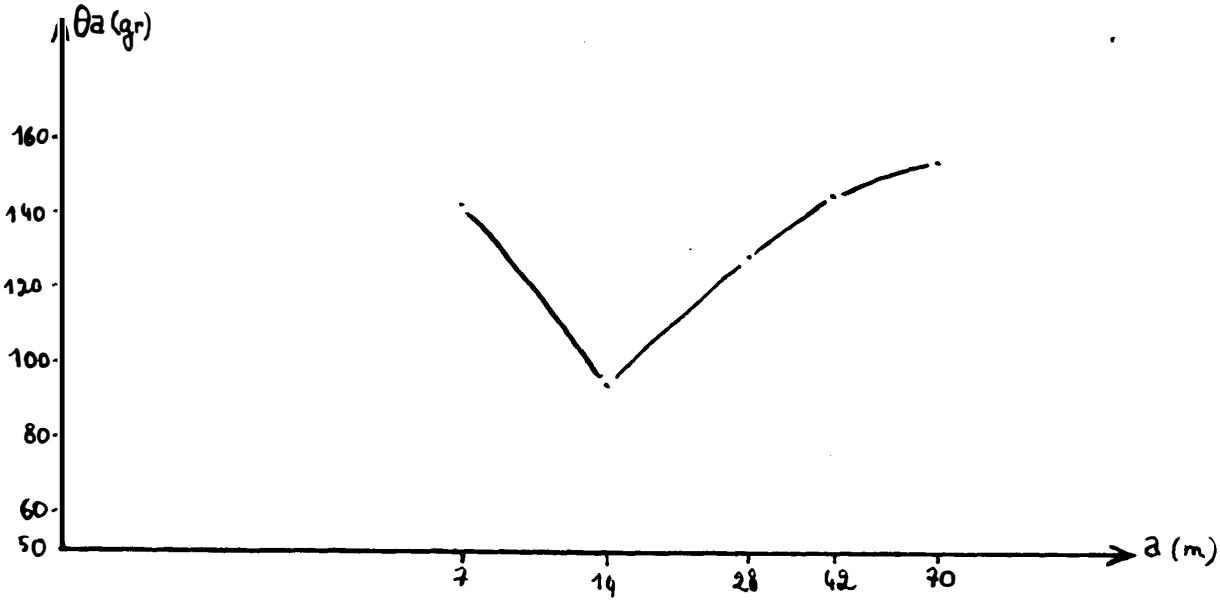


Figure 168 : Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le Site 10 (C 10)





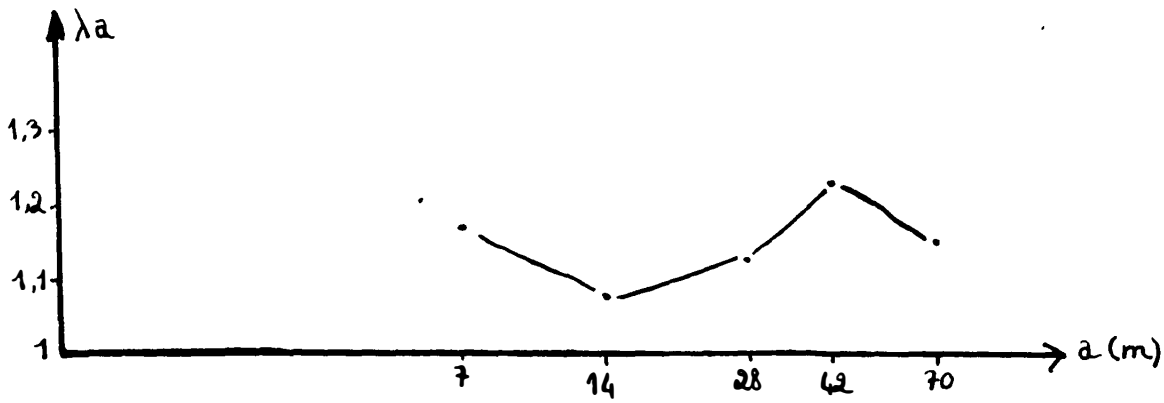


Figure 169 : Courbes d'interprétation du site 10

LEGENDE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHE I

En haut - La vallée de la Baume à son entrée dans les plateaux de piémont jurassiques. En arrière-plan, on distingue les collines triasiques, et, plus loin encore, la ligne sub-horizontale des montagnes cristallines cévenoles.

En bas - Le village de Labeaume, sur la Baume, 3 km en aval de la photographie précédente. Variation latérale très rapide du profil du versant, fréquente dans les gorges jurassiques. Les versants sont abrupts, mais moins élevés que dans les gorges urgoniennes.

PLANCHE II

En haut - Photographie prise vers l'amont d'une vallée affluente des gorges de la Ligne, avec opposition entre une rive droite peu escarpée et une rive gauche plus abrupte parce que située en aval-pendage. Le fond de la vallée est formé d'une dalle rigoureusement plane et inclinée selon le pendage, qui est ici assez prononcé pour l'emporter dans l'inclinaison des versants sur l'opposition rive concave - rive convexe.

En bas - Détail d'un versant de rive droite de la vallée précédente. Opposition, à l'échelle métrique, entre les bancs durs et les bancs tendres, donnant une disposition topographique en escalier soulignée par la végétation.

PLANCHE III

A gauche - La partie aval des gorges de l'Ardèche, vers le belvédère du Ranc Pointu. Photographie prise en basses eaux (juin 1976). Disposition topographique fréquente dans l'Urgonien de la partie aval des gorges : les corniches se trouvent en bas de versant. L'opposition rive convexe - rive concave reste marquée malgré l'enfoncement en canyon, mais la rivière se trouve séparée de l'abrupt du versant de rive convexe par la plate-forme rocheuse du lit majeur, puis par un court versant rocheux incliné à environ 30°.

A droite - La résurgence temporaire de Gournier, en rive droite de l'Ardèche, en période de crue. Le premier plan correspond à la plate-forme de lit majeur de l'Ardèche, élevée de 3-4 m dans ce secteur resséré. La rivière, en crue faible, atteint le niveau de la plate-forme. La grotte est perchée de 3-4 m au-dessus de la plate-forme, ce qui explique son écoulement temporaire.

PLANCHE IV

En haut - Aspect caractéristique des plateaux du Rhône urgoniens, au sud de Bidon. La roche est nue, couverte seulement de quelques éclats de gel, et la végétation se dispose en plaques à la faveur de fissures ou d'amorces de sol squelettique.

En bas - Doline au milieu des lapiés ruiniformes du Bois de la Baume. Sa forme est irrégulière, la végétation est beaucoup plus dense et moins xérophile que sur les plateaux du Rhône.

PLANCHE V

En haut - Lapiaz structural en creux dans les Bois de la Baume, avec retouche sur les bords des fentes par des lapiés de corrosion à très fines cannelures. La surface initiale dans laquelle s'est enfoncé le lapiaz est d'origine structurale (sommet de banc).

En bas - Lapiaz en relief, haut de plusieurs mètres, dans le Bois de la Baume, retouché par des fissures étroites et profondes d'une échelle taxonomique inférieure (lapiaz en creux) et par des cannelures de corrosion pure. L'évolution de ce lapiaz parait plus avancée que celle du lapiaz précédent (dégagement antérieur ?).

PLANCHE VI

En haut - Doline du Cros d'Arène, au sud-est d'Issirac (Gard). Seule grande doline des plateaux ardéchois, sa localisation sur des marno-calcaires tertiaires lui donne une forme régulière, avec des versants presque réglés, couverts d'une végétation dense, surtout sur le versant opposé, exposé au nord.

En bas, à gauche - Installation d'un sondage électrique multidirectionnel (site 1). On distingue l'opérateur à ses instruments, à l'intérieur du véhicule. Les bobines servent à relier les électrodes. Le point 0 se trouve à gauche des bobines. L'opérateur (J.-C. Lachaud) reste à ses instruments pendant que les aides changent les bornes sur les électrodes en fonction de la longueur de ligne souhaitée.

En bas, à droite - Petite kamenitsa circulaire dans les "grès" du Trias inférieur, presque à la base de la série, à la Tour de Brison, au nord-est de Sanilhac. Le diamètre est de 15 cm et l'écoulement s'effectue vers l'angle inférieur gauche de la photographie.

PLANCHE VII

En haut, à gauche - Le Peyraou de Rouveyrols, empli au tiers, le 26 décembre 1974. Le personnage à gauche donne l'échelle.

En haut, à droite - La "Combe de Blanc", trop-plein de surface de la Goule de Sauvas, au niveau de la cote 208, premier virage de la vallée sèche, à angle droit, de la direction sud-ouest - nord - est à la direction nord-ouest - sud-est.

En bas - Entrée de la résurgence du Peyrol -ou Peyraou de Chadouillet-, à Saint-André-de-Cruzières. Pente d'équilibre de galets. En crue, l'entrée disparait intégralement, d'autant plus que la résurgence donne dans le lit de la Claysse. On distingue nettement un secteur de fracturation verticale à partir duquel s'est formé l'orifice. (Photo M. et D. Chabaud)

PLANCHE VIII

Grotte de Champolos. Amorce de la Galerie Nord, à partir de la Salle du Mont-Blanc (voir fig. 89). Stratification très marquée dans les calcaires marneux. On distingue des phénomènes de détente à la base de la paroi de gauche, et une amorce d'effondrement d'un banc épais au plafond de la galerie.

PLANCHE IX

Grotte de Champclos. La Salle du Mont-Blanc, prise de la Galerie Nord. Un grand cône d'éboulis, figé par le concrétionnement, se trouve sous une voûte en cloche formée par effondrement de bancs successifs. Des coulées de concrétion apparaissent entre les bancs calcaires.

PLANCHE X .

En haut - Coude de galerie dans la Cocalière Basse (point topo 28 de la figure 117). Le remplissage de galets, les parois très émoussées par la violence des crues, le concrétionnement peu important sont les signes caractéristiques d'une galerie encore active.

En bas - "Gours" actuellement presque secs, dans le réseau 1 de la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche, au pied de la masse stalagmitique de la "Cathédrale". Ces gours sont peut-être les témoins de la dernière récurrence humide ayant affecté la grotte.

PLANCHE XI

Les cinq photographies des planches XI et XII illustrent la variété des section d'un même conduit actif : la galerie de Sauvas, dans le réseau de Peyrejal (voir fig. 114). Sur la planche XI, des circulations en conduite forcée ont foré une galerie grossièrement tubulaire. La planche du haut montre une section presque circulaire, malgré la présence de discontinuités verticales -au-dessus du personnage- et horizontales -on peut voir à droite une entaille de la paroi à la faveur d'un joint de stratification-.
La planche du bas montre un conduit presque identique, si ce n'est que les discontinuités lui ont donné une section grossièrement losangique, les diaclases et les joints de stratification déterminant les sommets du losange.
Dans les deux cas, le remplissage est presque inexistant, sauf quelques galets (de décrue ?) au sol de la galerie, et le concrétionnement est totalement absent.

PLANCHE XII

Dans la même galerie, un peu plus en amont, les conduits sont plus complexes. La photographie de gauche montre une galerie de section plus verticale, avec une amorce de section en "trou de serrure", que l'on peut distinguer dans la partie supérieure gauche de la photographie de droite. La stratification est nettement mise en valeur. Il y a un peu de concrétionnement au plafond sur la photographie de gauche. Les parois sont couvertes de "coups de gouge" peu marqués. Un remplissage de galets recouvre le sol de la galerie, signe d'une mise en charge moins violente, ou d'une décrue plus progressive.
Encore un peu plus en amont, la photographie du centre montre la remontée vers l'aval du siphon de 5 m (point A de la fig. 114) où un remplissage de galets, bloqué dans la branche montante du siphon, recouvre -et probablement protège- un remplissage de graviers. Les remplissages se déplacent lors des crue, disparaissant parfois totalement, comblant parfois presque entièrement la galerie.

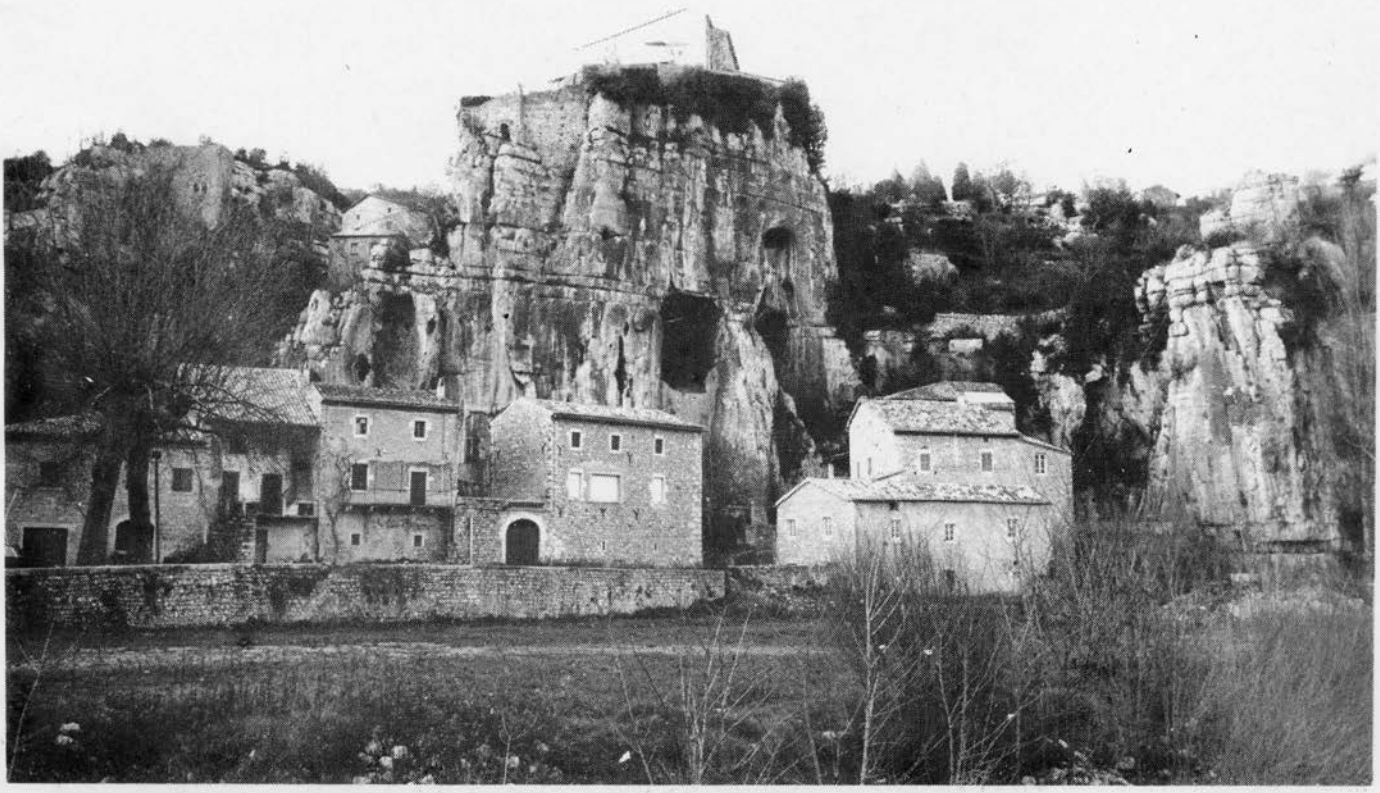


Planche I

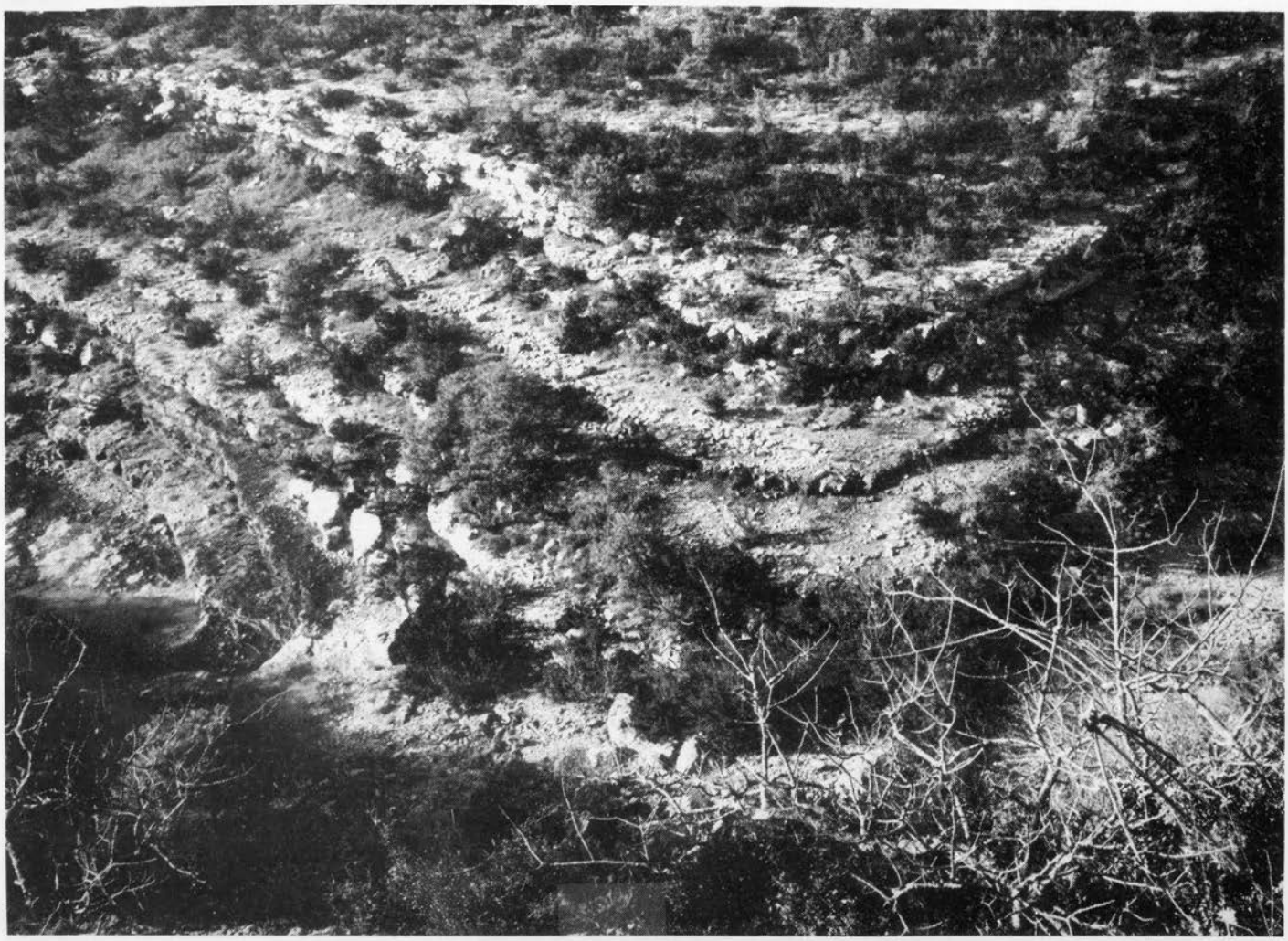


Planche II

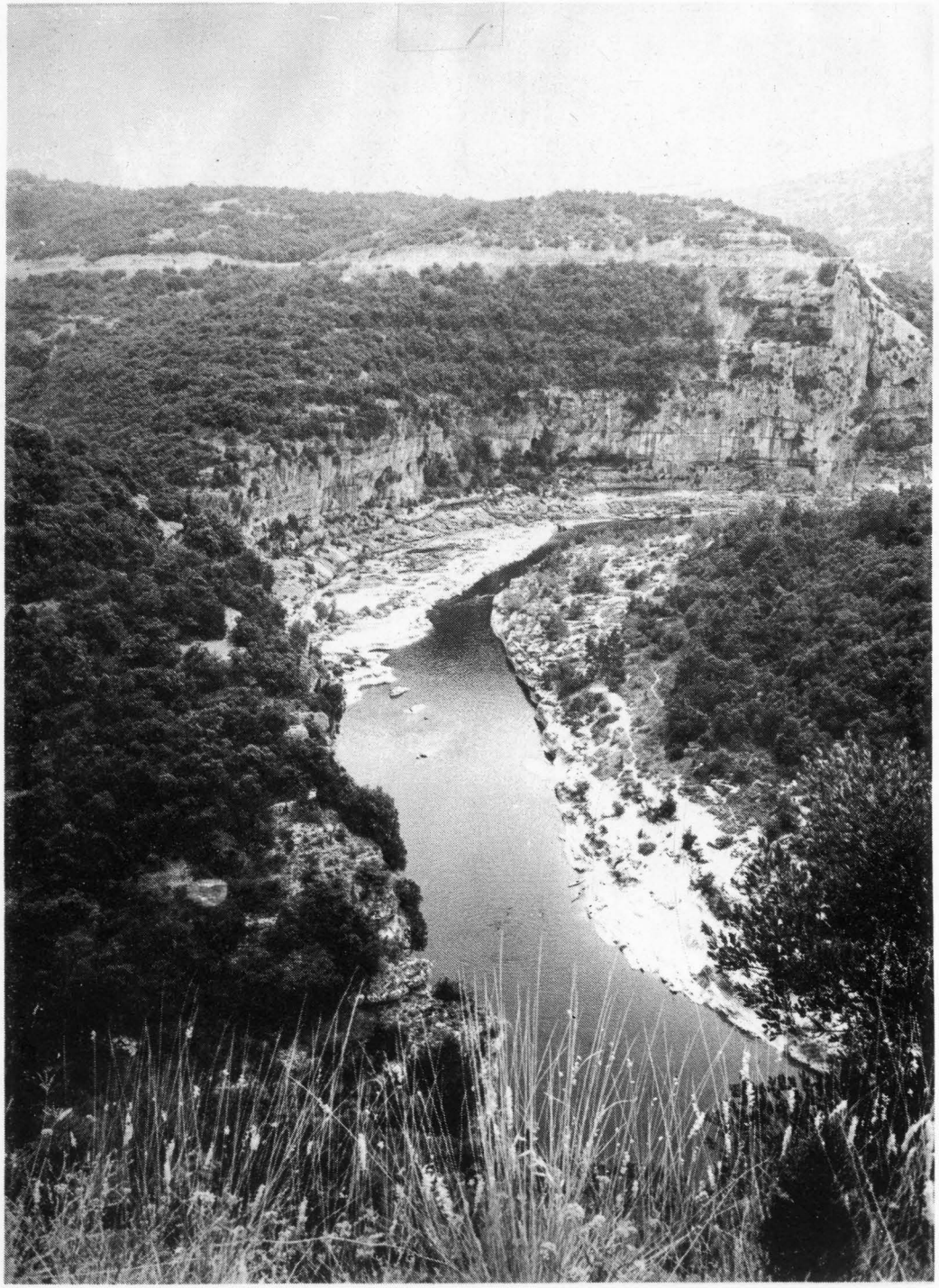


Planche III

Planche IV

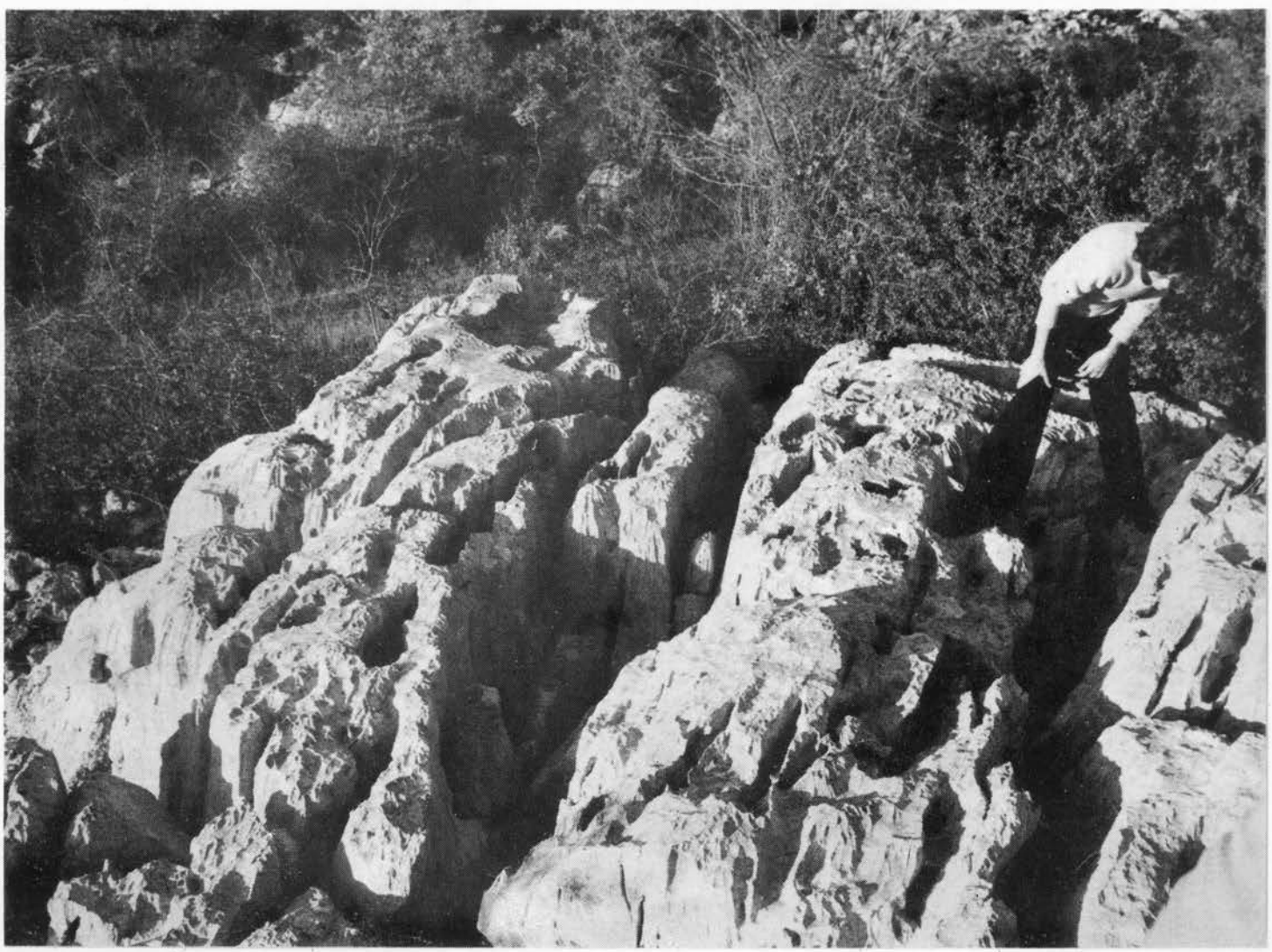
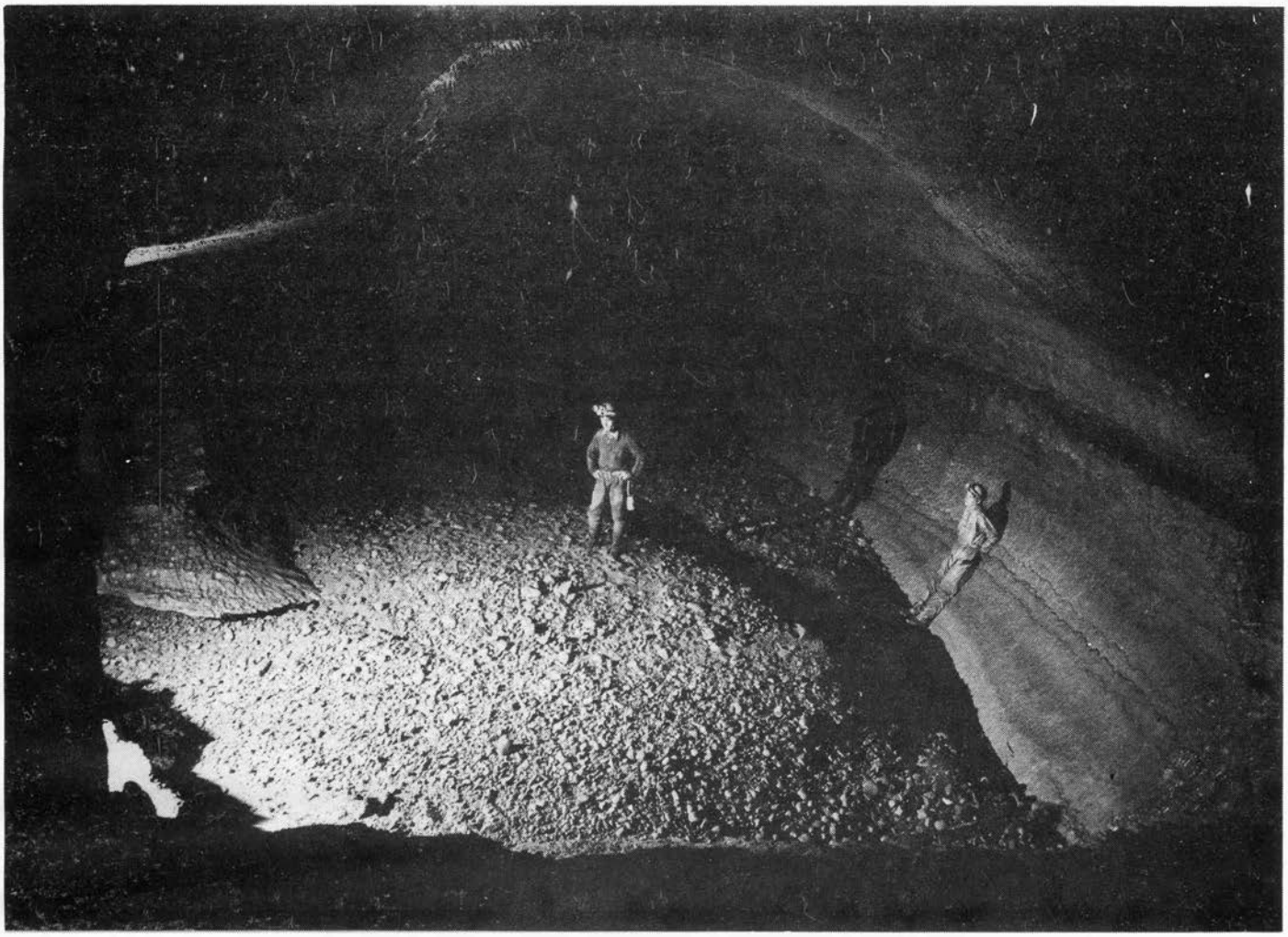


Planche V

Planche VII

Planche VIII

Planche IX



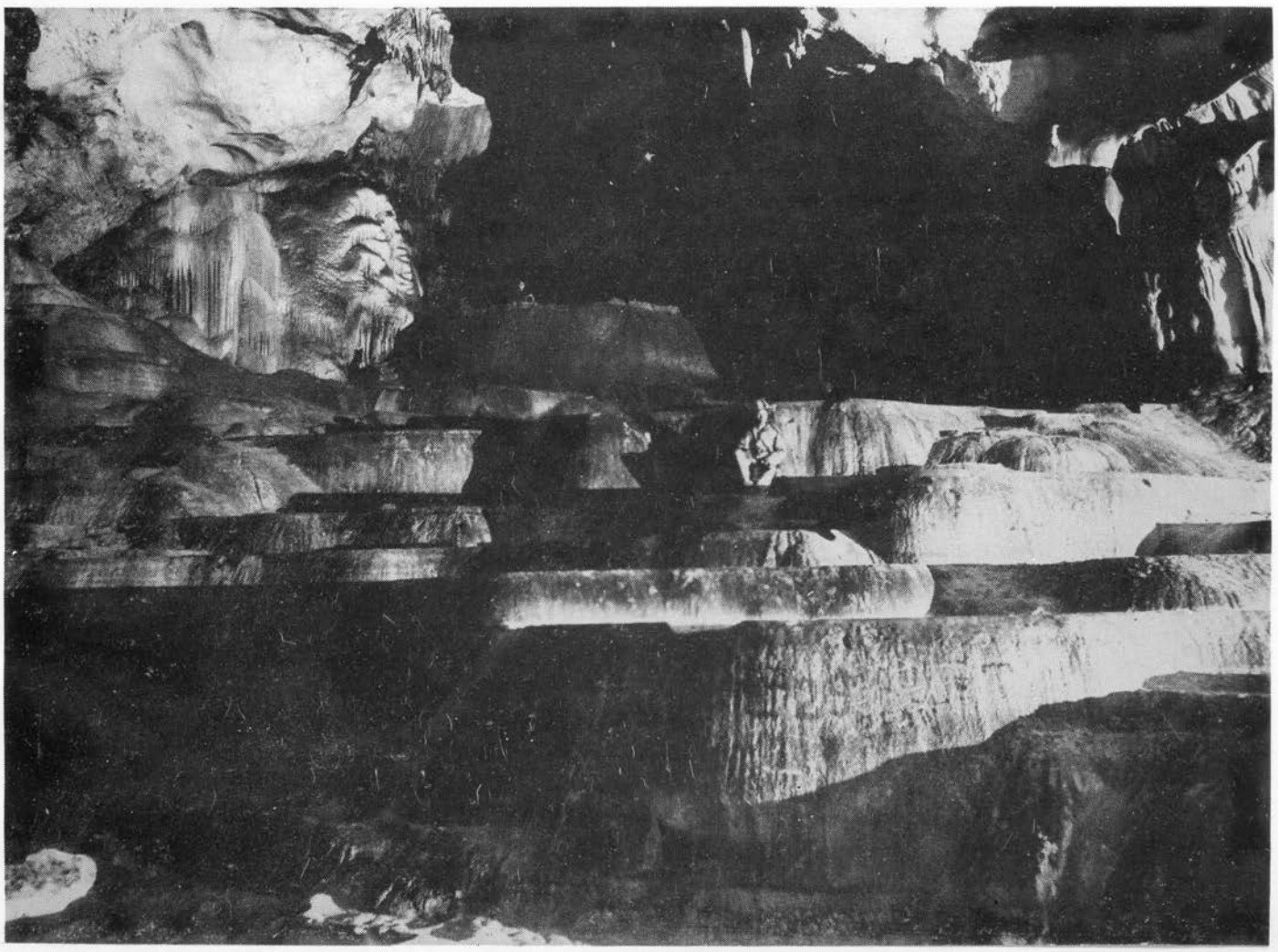
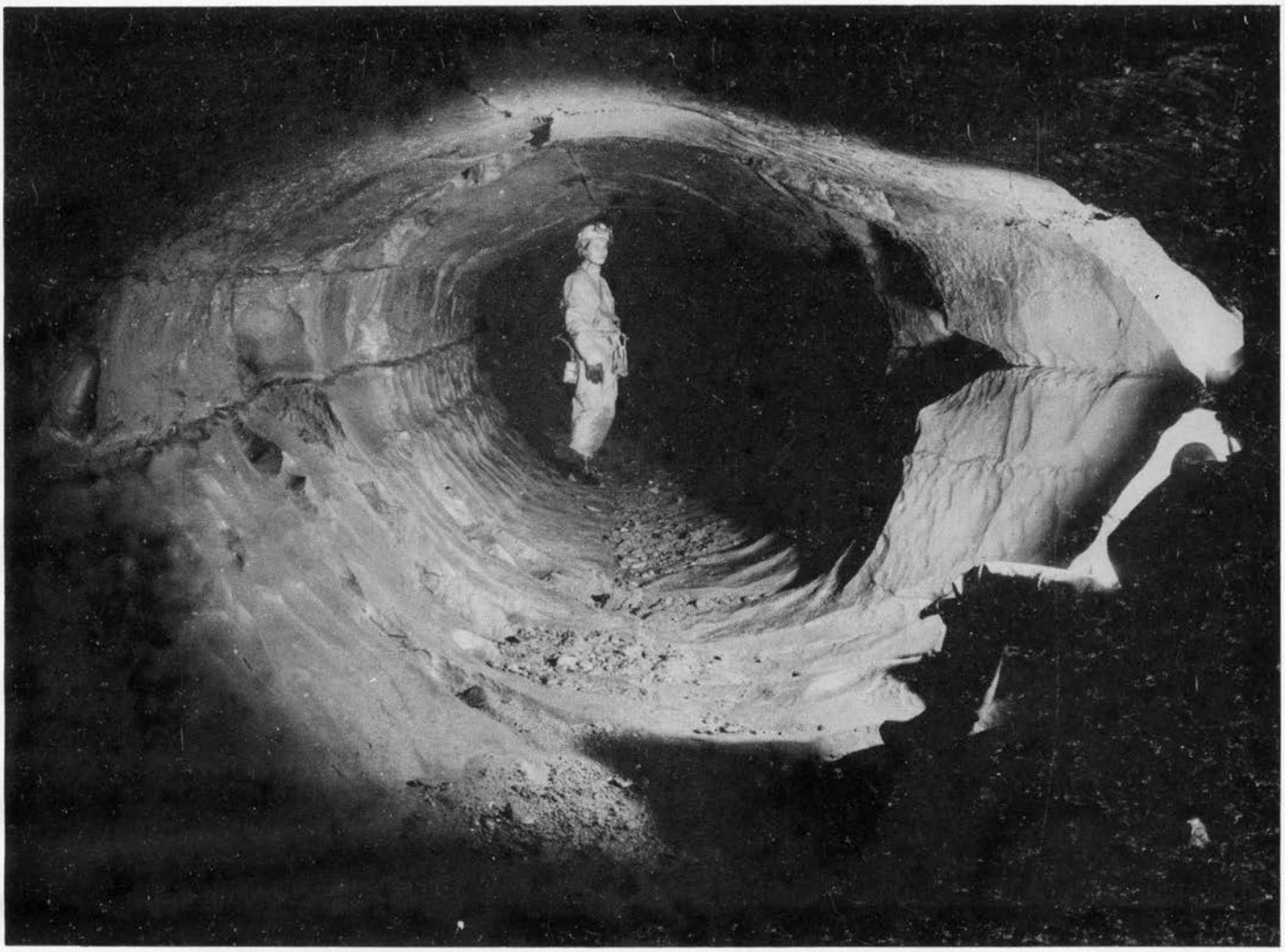


Planche X



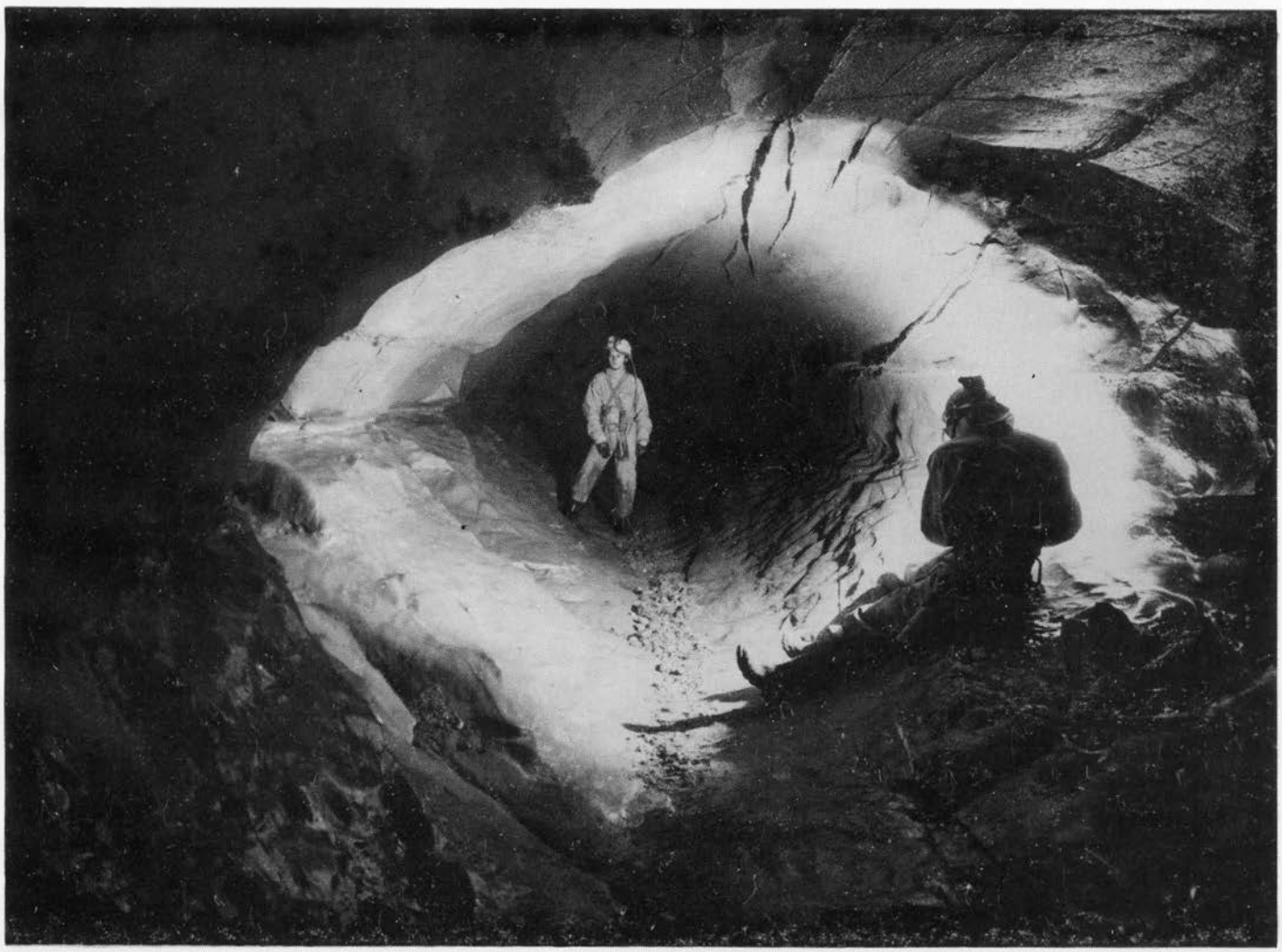


Planche XI

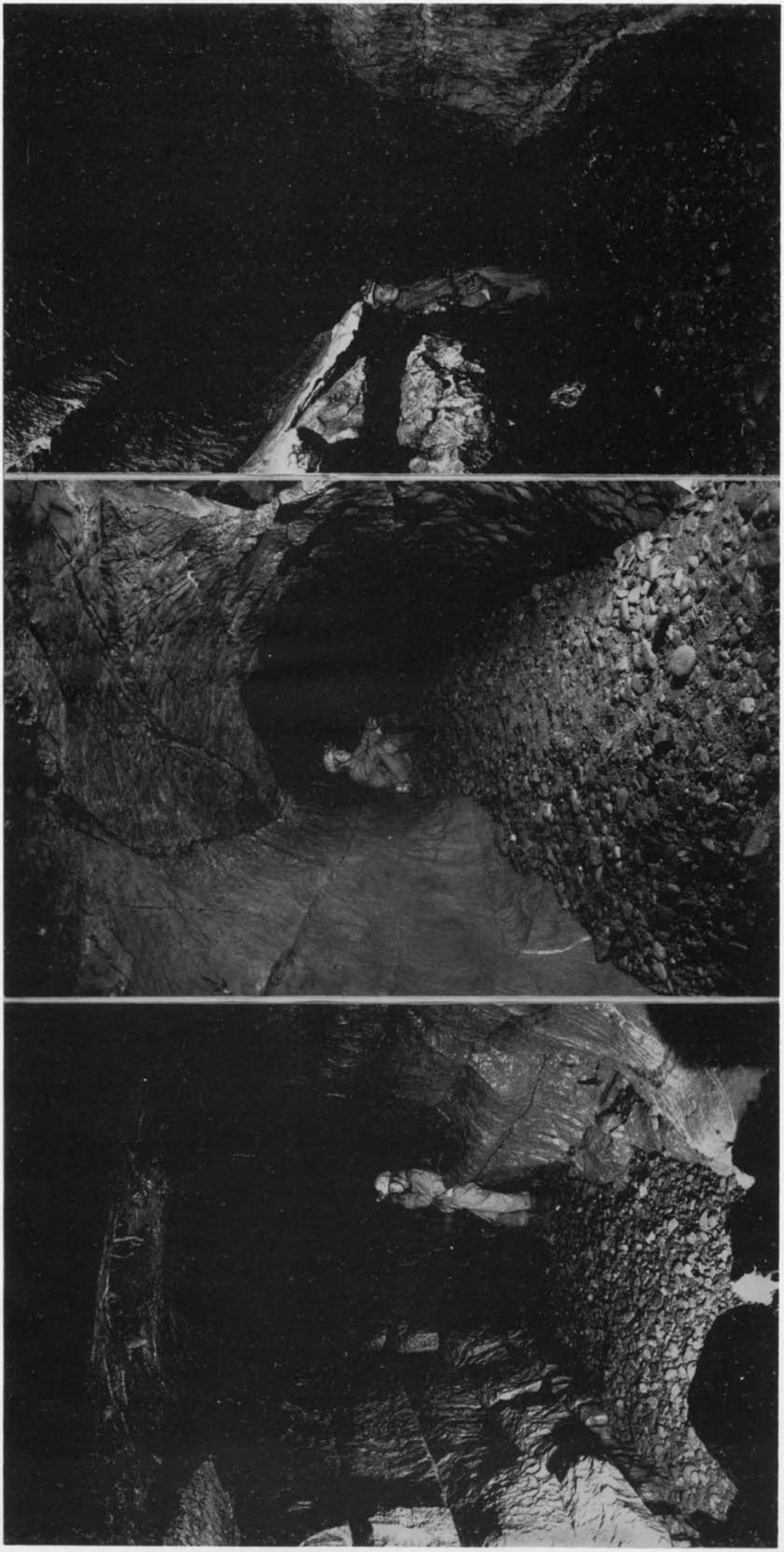


Planche XII

LISTE DES TABLEAUX

I	Moyenne des précipitations de 1951 à 1970, par mois, semestres et années	67
II	Variations des précipitations annuelles dans 7 stations du secteur étudié	68
III	Données pluviométriques de la station de Salyme-Lablachère ..	68
IV	Données climatiques moyennes à Bagnols-sur-Cèze pour la période 1947-1961	69
V	Variations mensuelles interannuelles des précipitations sur 10 ans (1963-1972) (d'après A. Rey, 1975)	70
VI	Records des précipitations journalières (d'après A. Rey, 1975)	73
VII	Les plus fortes précipitations horaires pour la période 1963-1972, avec quelques autres précipitations exceptionnelles à titre de comparaison (d'après A. Rey, 1975)	73
VIII	Nombre et importance des averses de plus de 50 mm en 1967 (d'après A. Rey, 1975)	74
IX	Importance (nombre et quantité) des averses en 24 h selon leur intensité, à Montpezat, pour la période 1880-1949 (d'après A. Rey, 1975)	74
X	Les grandes manifestations orageuses de la fin du XIXéme siècle (d'après A. Rey, 1975)	74
XI	Données climatologiques de la ville d'Aubenas	77
XII	Données climatologiques des températures pour la période 1961-1970 à Bourg-Saint-Andéol	78
XIII	Altitudes, longueurs et pentes des principaux cours d'eau du bassin de l'Ardèche	84
XIV	Principales crues dans le bassin de l'Ardèche pour la période 1925-1900 (d'après A. Rey, 1975)	84
XV	Principales crues dans le bassin de l'Ardèche pour la période 1900-1975 (d'après A. Rey, 1975)	85
XVI	Longueur, pente et dénivelée des principales rivières ardéchoises lors de leur traversée des plateaux calcaires ...	107
XVII	Dénivelée et pente du ruisseau du Granzon à la traversée du bois de Banne	110

XIX	Emoussé des galets dans la vallée du Rieusset, à hauteur de la doline du Cros de Bombelle	113
XXI	Relations fond-surface des différents paramètres influant sur l'écoulement des eaux dans la vallée sèche de la "Combe de Blanc", au-dessus des pertes de la Claysse à la "Goule de Sauvas"	137
XXII	Superficie des différentes parties du bassin versant de la "Goule de Foussoubie"	138
XXIII	Caractéristiques des grottes dans les terrains triasiques ...	231
XXIV	Mesures de dimensions et d'émoussé des galets à l'entrée de la "Goule de Sauvas"	265
XXV	Mesures de dimensions et d'émoussé des galets dans l'"Event de Peyrejal"	266
XXVI	Comparaison entre les moyennes de dimension et d'émoussé des galets à l'entrée ("Goule de Sauvas") et à la sortie ("Event de Peyrejal") de la Claysse souterraine	267
XXVII	Résultats d'une expérience de coloration effectuée à la "Goule de Sauvas" le 20/03/1969	279
XXVIII	Résultats d'analyse des eaux de la Claysse et des principales résurgences du synclinal de Saint-André-de-Cruzières en régime de saison sèche	280
XXIX	Essai de chronologie relative des différents aspects des paysages calcaires ardéchois	327
XXX	Variation de la direction de fracturation mesurée par sondage électrique multidirectionnel, en fonction de la profondeur et des influences tectoniques	362

TABLE DES FIGURES

1	Localisation d'ensemble du secteur étudié	10
2	Localisation des paysages étudiés et principaux lieux cités	11
3	Série stratigraphique des plateaux ardéchois (d'après R. Guérin, 1973 et H. Pascal, 1970)	11
4	Variation de la série calcaire du Jurassique supérieur (d'après H. Pascal, 1970)	14
5	Représentation schématique de la région de Laval-Saint-Romans (terminaison méridionale du plateau calcaire urgonien) (d'après R. Guérin, 1973)	15
6	Coupe schématique du synclinal d'Issirac (d'après R. Guérin, 1973) ..	16
7	Localisation des affleurements de "loess" ou limons éoliens sur les plateaux du Rhône, et des prélévements effectués (interprétation de photographie aérienne au 1/15 000éme, mission I.G.N. 70 FR A960/150 n° 1754)	22
8	Courbe cumulative en coordonnées semi-logarithmiques de l'échantillon prélevé en A (voir fig. 7)	23
9	Courbes cumulatives des échantillons étudiés, en granulométrie grossière, en tenant compte de la proportion de fines	24
10	Courbes cumulatives des échantillons, en ne tenant compte que de la fraction grossière	24
11	Coupe de la carrière de cailloutis au débouché du ravin de Tiourre dans la rivière Ardèche	25
12	Coupe du pont de Laval, en Saint-Remèze	25
13	Dépôts de versant du Ravin de Louby (Saint-Martin-d'Ardèche)	28
14	Poche à remplissage complexe, près de Sauze (aval des gorges de l'Ardèche ; orientation face au nord-ouest)	29
15	Position sur le versant des tufs du ruisseau d'Imbourg	32
16	Contexte géologique et structural des plateaux ardéchois (d'après R. Guérin, 1973)	32
17	Coupe très schématique du Massif Central à la vallée du Rhône (d'après R. Guérin, 1973)	33
18	Failles inverses dans la région de Saint-Remèze : influence du paléorelief (d'après R. Guérin, 1973)	33
19	Mise en valeur par l'érosion d'une fracture tectonique, probablement décrochante, sur l'écaille urgonienne du Communal des Costes ...	38
20	Un exemple de tectonique de distension, la Montagne de la Serre, au sud-ouest de Vallon-Pont-d'Arc, et le plateau de piémont cévenol	39
21	Un exemple de tectonique pyrénéenne : la cuvette de Saint-André-de Cruzières, l'anticlinal de Saint-Paul-le-Jeune et le synclinal de Berrias, relayés vers le nord par le secteur à tectonique de distension du piémont cévenol	39
22	Exemple de tectonique de compression au nord de l'aire étudiée, près de Balazuc	39

23 Représentation schématique de l'ampleur de la subsidence dans les plateaux crétacés au nord de l'Ardèche 42

24 Synclinal alpin, d'axe nord-sud, basculant des failles normales, cirque d'Estre, secteur du Pont d'Arc (d'après R. Guérin, 1973) 42

25 Structure schématique actuelle de l'Urgonien (sans tenir compte de l'érosion) sur les plateaux ardéchois crétacés (d'après R. Guérin, 1973) 43

26 Copeau tectonique à l'WNW de Saint-Remèze (d'après R. Guérin, 1973) mis en place durant les trois grandes phases tectoniques sur une des fractures majeures de la "faille des Cévennes" 43

27 Carte des principaux accidents tectoniques des plateaux ardéchois urgoniens (d'après R. Guérin, 1973 et 1975) 50

28 Plan schématique des grandes zones structurales des plateaux urgoniens (d'après R. Guérin, 1975) 50

29 Croquis structural simplifié de la partie occidentale de l'aire étudiée 50

30 Coupe géologique à travers le Bas-Vivarais calcaire (d'après R. Guérin, 1973) 51

31 Inventaire des remplissages de quelques grottes et abris sous roche du Languedoc et de Provence (d'après J.C. Miskovsky, 1976a) 51

32 Carte en courbes isohyétes des précipitations moyennes annuelles (d'après H. Pascal, 1970 et relevés de la Météorologie Nationale) ... 74

33 Les deux types de précipitations importantes sur les contreforts des Cévennes (d'après A. Rey, 1975) 75

34 Situation atmosphérique typique des précipitations orageuses cévenoles (d'après les articles du numéro spécial de la Houille Blanche, 1959) 75

35 Les précipitations de l'Automne 1958 (d'après R. Guilhot, 1959, in "La Houille Blanche") 78

36 Le régime de l'Ardèche à Sauze pour l'année 1958 (d'après A. Rey, 1975) 78

37 Les crues de septembre-octobre 1958 sur le Chassezac, à Thinettes (d'après "La Houille Blanche", 1959, n° spécial A) 79

38 La plus forte crue connue de l'Ardèche (septembre 1890) 79

39 Aspects superficiels du plateau de Saint-Alban (d'après H. Pascal, 1970) 92

40 Relation entre topographie et karstification sur le plateau de Saint-Alban (d'après H. Pascal, 1970) 93
1) Essai de datation des limites d'érosion et de la karstification
2) Topographie du niveau de base de la "zone calcaire très karstifiée".

41 Coupe du Karst de Saint-Alban (d'après H. Pascal, 1970) 96

42 Disposition des surfaces d'applanissement autour des gorges de l'Ardèche 97

43 Relations entre les cours d'eau et les grands ensembles structuraux en amont des plateaux du Rhône 104

44 Le bassin versant du Granzon jusqu'à sa sortie des plateaux de piémont cévenol 110

45 Pertes du Granzon, à Brahic (Ardèche) : Plan 111

46 Relations entre la résurgence du Vedel et les circulations aériennes du Granzon 114

47 Organisation du drainage autour de l'extrémité occidentale des plateaux de Saint-André-de-Cruzières 114

48 Bassin versant du Rieussec, bassin versant de la Goule de Foussoubie, et phénomènes associés, en surface et en profondeur 115

49 Coupe de la vallée B de la figure 50 124

50 Réseau de vallées au nord de Chandolas 124

51 Vallées sèches de l'extrémité sud-est des plateaux du Rhône 125

52 Coupes topographiques du bassin versant de la Goule de Foussoubie ... 140

53 Profils longitudinaux des talwegs du Rieussec, de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie, de la vallée sèche de la Goule de Sauvas et de la vallée du Granzon 141

54 Comparaison des talwegs se jetant dans la Goule de Foussoubie avec la prolongation vers l'amont du talweg de la vallée sèche de la Goule de Foussoubie 150

55 Fente de lapiaz structural avec élargissement vers le bas 150

56 Aven du Lapiaz, à Saint-Paul-le-Jeune (Ardèche). Plan et coupe (d'après B. Klingenfuss) 151

57 Aven du Crime, à Saint-Paul-le-Jeune (Ardèche). Plan et coupe (d'après B. Klingenfuss) 151

58 Extension des lapiés structuraux et des fractures génératrices de couloirs karstiques sur les plateaux au sud de la Baume 166

59 Champ de dolines du Grand-Patis - Bois du Laoul 167

60 Aven Raynaud : croquis approximatif (coupe)(d'après M. Chabaud) 167

61 Aven de Clairago, à Saint-André-de Cruzières (Ardèche). Plan et coupe (d'après B. Klingenfuss) 170

62 Aven de Reméjadou, à Saint-Alban-sous-Sampzon (Ardèche). Plan et coupe (d'après E.-A. Martel) 170

63 Aven du Rat, à Orgnac (Ardèche). Plan et coupe (d'après levés du Groupe spéléologique Ragaïe) 171

64 Vue perspective et en plan d'une petite arche recouvrant le croisement de deux fissures, au nord-ouest d'Orgnac 170

65 Aven Martin, à Saint-Paul-le-Jeune (Ardèche). Plan, coupe et site de surface (d'après B. Klingenfuss) 171

66 Baume de Ronze, à Orgnac (Ardèche). Plan 172

67 Baume de Ronze, à Orgnac. Coupe développée longitudinale 173

68 Aven de la Cocalière, à Saint-André-de-Cruzières (Ardèche). Plan et coupes (d'après B. Klingenfuss) 176

69 Baume d'Oullins, à Labastide-de-Virac (Ardèche). Plan et coupe développée (d'après Groupe spéléologique Ragaïe) 177

70 Salle supérieure de l'aven de la Forestière, à Issirac (Gard). Plan partiel (d'après R. Cresci) 180

71 Partie souterraine du Peyraou de Rouveyrols, à Beaulieu (Ardèche). Plan (d'après M. Chabaud et R. Divol) 181

72 Emergence du Peyraou de Rouveyrols, à Beaulieu. Plan et coupe (d'après E.-A. Martel) 181

73 Résurgence de Peyrol, à Saint-André-de-Cruzières (Ardèche). Plan (d'après B. Klingenfuss) 192

74 Résurgence de Peyrol, à Saint-André-de-Cruzières. Coupe développée longitudinale (d'après B. Klingenfuss) 192

75 Résurgence de Peyrol, à Saint-André-de-Cruzières. Coupes transversales (d'après B. Klingenfuss) 192

76 Plan et coupe de l'aven d'Orgnac (Ardèche). (d'après J.-C. Trébuchon, cité par Ph. Renault, 1967-68, p. 582) 193

77 A) Taux de croissance d'une stalagmite de l'aven d'Orgnac (d'après J. Labeyrie et collab., 1967) 193
B) Variation de la composition isotopique de l'oxygène d'une concrétion de l'aven d'Orgnac (d'après J. Labeyrie et collab., 1970) 193

78 Variation d'O-18 en fonction de l'âge dans une stalagmite -plus ancienne que celle de la fig. 77- de l'aven d'Orgnac (d'après J.-C. Duplessy et collab., 1970) 193

79 Grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche. Plan (d'après levés et dessins de R. Billard et S.G. Forez) 193

80 Grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche. Plan et coupe développée longitudinale de la galerie principale -réseau 1- (d'après les levés du Service du Génie, reproduits par J. Balazuc, 1956) 193

81 Grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche. Histogramme des directions de galeries (d'après R. Guérin, 1973) 200

82 Remplissages de la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche (d'après J. Blanc et H. Chamley, 1975) 201

83 Goule de Foussoubie. Plan 208

84 Goule de Foussoubie. Détail : Aire centrale d'anastomose des réseaux en plan 209

85 Goule de Foussoubie. Granulométrie du remplissage de la galerie des Pyjamas 210

86 Goule de Foussoubie. Histogramme des directions de galeries (d'après R. Guérin, 1973) 211

87 Plan et coupe de l'Event de Foussoubie (d'après Bournier, du Cailar et Couderc) 216

88 Comparaison des écoulements souterrains et des écoulements de surface à partir de la dépression fermée de la Goule de Foussoubie (croquis schématique) 216

89 Fontaine de Champclos, à Naves (Ardèche). Plan (d'après Chabaud, Divol, Payan, Galdilhe) 217

90 Grotte de Champclos. Coupe de la salle du Mont Blanc 222

91 Grotte de Champclos. Coupes longitudinales du méandre (A) et de la jonction du méandre avec la troisième salle (B) 222

92 Localisation du réseau de Pézenas 223

93 Grotte de Pézenas, à Sanilhac (Ardèche). Plan simplifié (d'après "Spéléos", du G.S. Valentinois, n° 74, 1974) 224

94 Coupe géologique NNE-SSW des collines triasiques entourant le réseau de Pézenas 225

95 Déviation de stalactites par un courant d'air dans la grotte de Pézenas 228

96 Carte géologique simplifiée de l'aire triasique à manifestations pseudo-karstiques 229

97 Grotte de Ribes, à Ribes (Ardèche). Plan (d'après Chabaud et Durieux) 232

98 Petites grottes dans les "grès" du Trias (d'après M. Chabaud et R. Divol). A : Fontaine de Chambajour, à Chambonas. B : source du Pigeonnier, à Payzac. C : Fontaine du Cros, à Saint-Genest-de-Beauzon. D : source de Font-Bonne, aux Assions. E : Fontaine de Chorand, à Payzac 233

99 Fontaine de Champetier, les Assions. Plan 234

100 Aven du Quillard, à Payzac. Plan et coupe 234

101 Baume Dupré, à Faugères (Ardèche). Plan 235

102 Baume du Luth -ou source des Picons-, à Saint-Genest-de-Beauzon (Ardèche). Plan 236

103 Fontaine du Vignal, à Payzac (Ardèche). Plan (d'après Chabaud, Divol, Payan) 237

104 Carte géologique du Karst de Saint-André-de-Cruzières 252

105 Coupe géologique ouest-est du synclinal de St-André-de-Cruzières 253

106 Synclinal de St-André-de-Cruzières. Coupe géologique transversale ... 254

107 Coupes détaillées de la retombée de l'anticlinal des Ramades -ou du Serre Piala- sur la "plaine" de Beaulieu 254

108 Réseaux souterrains et superficiels du synclinal de Saint-André-de-Cruzières 255

109 Aven Crégut, à Saint-Paul-le-Jeune (Ardèche). Plan et coupe longitudinale (d'après B. Klingenfuss) 255

110 Relations en plan entre les réseaux de Sauvas et de Peyrejal (d'après levés G.R.P.S. et S.C. Les Vans) 256

111 Goule de Sauvas. Coupe développée longitudinale (d'après B. Klingenfuss) 257

112 Coupes transversales de l'amont de la Goule de Sauvas (d'après B. Klingenfuss) 258

113 Event de Peyrejal. Coupe développée longitudinale de la galerie aval (d'après B. Klingenfuss) 259

114 Réseau de Peyrejal, à Saint-André-de-Cruzières. Plan (d'après Chabaud, Divol et G.R.P.S.) 260

115 Lapiés structuraux asymétriques dans le réseau de Peyrejal 263

116 Divergence angulaire dans la Cocalière "aménagée" entre pendage et banquettes de remplissage 268

117 Aven de la Cocalière, à Saint-André-de-Cruzières (Ardèche). Plan du réseau inférieur (d'après B. Klingenfuss) 268

118 Grotte de la Cocalière Basse. Coupe développée longitudinale de la galerie principale (d'après B. Klingenfuss) 270

119 Cocalière Basse. Coupes transversales de la galerie principale (d'après B. Klingenfuss) 272

120 Cocalière Basse. Coupes des galeries annexes (d'après B. Klingenfuss) 273

121 Cocalière Basse. Galerie primitive (d'après B. Klingenfuss) 273

122 Cocalière Basse. Les deux galeries annexes amont. (d'après B. Klingenfuss) 273

123 Grotte de la Cotepatière, à St-André-de-Cruzières. Plan (d'après B. Klingenfuss) et emplacement du sondage électrique C3 274

124 Grotte de la Cotepatière. Coupes transversales (d'après B. Klingenfuss) 274

125 Baume de Chazelles, à Saint-André-de-Cruzières (Ardèche). Plan (d'après M. Chabaud et R. Divol) 275

126 Baume de Chazelles : Entrée. Plan et coupe développée longitudinale (d'après B. Klingenfuss) 275

127 Baume de Chazelles : Entrée. Coupes transversales (d'après B. Klingenfuss) 276

128 Event de Peyrejal. Coupe longitudinale sud-est - nord-ouest en relation avec la surface (d'après B. Klingenfuss) 288

129 Les principaux phénomènes karstiques du plateau d'Amancey (Doubs) ... 289

130 Relations entre la rivière souterraine de Chauveroche, la vallée sèche de la "Combe aux Oies" et les reculées environnantes 292

131 Schéma des circulations dans la partie aval de la grotte de Chauveroche 292

132 Un exemple de causalité directe. L'effondrement de la cavité en A forme une doline en B, mais comble la cavité des débris de la voûte 293

133 Croquis orographique de la reculée de Vergetolle (Doubs) 293

134 Bassins versants des pertes d'Eternoz-Déservillers (Doubs) 293

135 Exemples de rapports entre dolines et gouffres (d'après B. Gèze, 1975) : A) Igue del Garrel (Causses du Quercy)
B) Gouffre de la Henne-Morte (Hte-Garonne) 294

136 Les trois types de volumes dans les paysages affectés par des phénomènes karstiques ou pseudo-karstiques 295

137 Influences des données géologiques lors de l'apparition de circulations souterraines, à deux échelles différentes 302

138 Résurgence des Bordes de Crues (Ariège). Coupe 303

139 Perte et résurgence de la grotte de Labouiche, dans le massif du Plantaurel (Pré-Pyrénées) 303

140 Influence des différentes organisations spatiales sur l'évolution du paysage 308

141 Influence de la taxonomie sur les déséquilibres de contact 309

142 Influence du facteur "temps" sur l'excavation d'un massif calcaire .. 316

143 Exemple d'évolution d'un système d'interaction karstique : doline - conduits souterrains - cavité 317

144 Le cadre géographique des réseaux de la région d'Orgnac, en plan et en coupe (d'après B. Gèze, 1975) 322

145 Description des différentes positions du dispositif carré de sondage électrique multidirectionnel 364

146 Méthode de construction de l'ellipse permettant de déterminer la direction de fracturation 364

147 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 1 (C1) 364

148 Courbes d'interprétation du site 1 364

149 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 2 (C2) 364

150 Courbes d'interprétation du site 2 364

151 Mesure des fracturations de la roche par relevé à la boussole dans deux stations de prospection électrique 364

152 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 3 (C3). Distances courtes 364

153 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 3 (C3). Distances longues et sondage de 1,4 m 364

154 Courbes d'interprétation du site 3 364

155 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 4 (C4). Distances courtes 364

156 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 4 (C4). Distances longues 364

157 Courbes d'interprétation du site 4 364

158 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 5 (C5) 364

159 Courbes d'interprétation du site 5 364

160 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 6 (C6) 364

161 Courbes d'interprétation du site 6 364

162 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 7 (C7) 364

163 Courbes d'interprétation du site 7 364

164 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 8 (C8) 364

165 Courbes d'interprétation du site 8 364

166 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 9 (C9) 364

167 Courbes d'interprétation du site 9 364

168 Relevés du sondage électrique multidirectionnel effectué sur le site 10 (C10) 364

169 Courbes d'interprétation du site 10 364

TABLE DES MATIERES

0 - INTRODUCTION 3

0.1 - LE PAYSAGE CALCAIRE 3

0.2 - DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE 6

0.3 - LES DIFFERENTS TYPES DE PAYSAGES 7

0.3.1 - Les plateaux du Rhône crétacés à faciès urgonien 8
0.3.2 - Les plateaux de piémont jurassiques 8
0.3.3 - Les formes marginales 9

1 - PREMIERE PARTIE : LE CADRE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE DE L'ETUDE 11

Chapitre 1.1 - GEOLOGIE STRATIGRAPHIQUE 11

1.1.1 - Stratigraphie et Lithologie 12

1.1.1.1 - Socle anté-triasique et roches volcaniques 12
1.1.1.2 - Le Trias 12
1.1.1.3 - Le Lias 13
1.1.1.4 - Le Jurassique moyen 13
1.1.1.5 - Le Jurassique supérieur 14
1.1.1.6 - Le Crétacé inférieur 14
1.1.1.7 - Le Crétacé supérieur 15
1.1.1.8 - Le Tertiaire ancien (Paléogène) 16
1.1.1.9 - Le Tertiaire récent (Néogène) 17
1.1.1.10- Le Pléistocène (Quaternaire ancien) 18
1.1.1.11- L'Holocène (Quaternaire récent) 18
1.1.1.12- Conclusion : Possibilités de "Karstification" dans les étages des paysages ardéchois 19

1.1.2 - Les formations superficielles 19

1.1.2.1 - Les champs de cailloux 19
1.1.2.2 - Les dépôts meubles du hameau des Crottes 21
1.1.2.3 - Les éboulis de versants 24
1.1.2.4 - Les Groises des plateaux du Rhône 25
1.1.2.5 - Les Groises des plateaux de piémont cévenol 30
1.1.2.6 - Les Tufs 31
1.1.2.7 - Conclusion 32

Chapitre 1.2 - TECTONIQUE ET PALEOGEOGRAPHIE 33

1.2.1 - Localisation structurale 34
1.2.2 - Les rapports entre la lithologie et la tectonique 35
1.2.3 - Les phases tectoniques 36

1.2.3.1 - Les mouvements anté-pyrénéens 36
1.2.3.2 - La phase pyrénéenne 38
1.2.3.3 - La phase oligo-miocène 40
1.2.3.4 - La phase alpine 42

1.2.4 - Les différentes régions structurales 43

1.2.4.1 - Les régions structurales des plateaux urgoniens 43
1.2.4.2 - Le Fossé d'Alès 45

1.2.4.3 - Les régions structurales occidentales 46
1.2.4.4 - Conclusion 47

1.2.5 - Les surfaces d'aplanissement sur les plateaux ardéchois 47

1.2.5.1 - Les surfaces d'aplanissement sur les plateaux du Rhône 48
1.2.5.2 - Les surfaces d'aplanissement des plateaux de piémont cévenol.. 49
1.2.5.3 - Processus et datation des surfaces d'aplanissement 49

1.2.6 - Les données paléogéographiques plio-quaternaires : L'influence des périodes glaciaires 52

Chapitre 1.3 - LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET HYDROLOGIQUES ACTUELLES 63

1.3.1 - Les vents 64
1.3.2 - Les précipitations 65
1.3.3 - Les températures 75
1.3.4 - L'hydrologie 76

1.3.4.1 - Caractéristiques des bassins versants cévenols : le bassin de l'Ardèche 76
1.3.4.2 - Les régimes "ordinaires" de l'Ardèche 79
1.3.4.3 - Les crues dans le bassin de l'Ardèche 80

1.3.5 - Conclusion 83

Chapitre 1.4 - LES AUTRES PARAMETRES INFLUENTS 85

1.4.1 - Le rôle de la végétation et des sols : les données biologiques 86

1.4.1.1 - Les données biologiques dans les paysages calcaires 86
1.4.1.2 - Les données biologiques sur les plateaux ardéchois 87
1.4.1.3 - Conclusion 89

1.4.2 - L'épaisseur relative du calcaire 90

1.4.2.1 - Définition 90
1.4.2.2 - Le rôle de l'épaisseur relative 91

2 - SECONDE PARTIE : LES FORMES SUPERFICIELLES DES PAYSAGES CALCAIRES ARDECHOIS 97

Chapitre 2.1 - LES FORMES DE DECOUPAGE NON KARSTIQUE DES PAYSAGES CALCAIRES : LES VALLEES ALLOGENES ET LEURS VERSANTS 97

2.1.1 - Les vallées pérennes 98

2.1.1.1 - Répartition des vallées pérennes 99
2.1.1.2 - La mise en place des vallées pérennes 99
2.1.1.3 - L'insertion des vallées pérennes 103
2.1.1.4 - L'action érosive actuelle des rivières pérennes 106

2.1.2 - Les vallées non pérennes 109

2.1.2.1 - La vallée du Granzon 109
2.1.2.2 - La vallée du Rieusset 112
2.1.2.3 - La vallée du Rieussec 114

2.1.3 - Les versants des vallées allogènes 115

2.1.3.1 - Les versants des vallées allogènes de piémont cévenol 116
2.1.3.2 - Les versants de la vallée de l'Ardèche dans les plateaux du Rhône 117
2.1.4 - Conclusion : Vallées allogènes et niveau de base 118
Chapitre 2.2 - LES FORMES DE DECOUPAGE NON KARSTIQUE DES PAYSAGES CALCAIRES ARDECHOIS : LES VALLEES AUTOCHTONES 119
2.2.1 - Les vallées en calcaire mince 120
2.2.2 - Les vallées en calcaire moyennement épais 122
2.2.3 - Les vallées en calcaire épais 126
2.2.3.1 - Les vallées autochtones sur les plateaux du Rhône 127
2.2.3.2 - Les vallées autochtones sur les plateaux de piémont cévenol .. 129
2.2.4 - Les versants des vallées autochtones 130
Chapitre 2.3 - UNE FORME DE CONTACT PARTICULIER DES VALLEES ALLOGENES AVEC LE PAYSAGE CALCAIRE : LES PERTES 133
2.3.1 - Les pertes de la Claysse 134
2.3.2 - Les pertes de la "Goule de Foussoubie" 139
2.3.2.1 - Description 139
2.3.2.2 - La vallée sèche supérieure 141
2.3.2.3 - Le bassin de la Goule de Foussoubie. Essai de définition 144
2.3.3 - Conclusion de l'étude des vallées et des pertes 147
Chapitre 2.4 - LES FORMES DE SURFACE A CARACTERE KARSTIQUE 151
2.4.1 - Les micro-formes 152
2.4.1.1 - Les lapiés de corrosion 152
2.4.1.2 - Les kamenitsas 152
2.4.1.3 - Les méga-lapiés, ou lapiés structuraux 153
2.4.2 - Les couloirs karstiques 157
2.4.2.1 - Définition 157
2.4.2.2 - L'exemple des plateaux de la Baume 158
2.4.3 - Les dolines 160
2.4.4 - Les poljés 164
2.4.5 - Conclusion 165
3 - TROISIEME PARTIE : LES FORMES SOUTERRAINES 167
Chapitre 3.1 - LES FORMES SOUTERRAINES SIMPLES 167
3.1.1 - Introduction 168
3.1.2 - Les Avens 169
3.1.2.1 - L'aven de Reynaud 169
3.1.2.2 - L'aven de Clairago 170
3.1.2.3 - L'aven du Reméjadou 170
3.1.2.4 - L'aven du Rat 171
3.1.2.5 - L'aven Martin 172
3.1.2.6 - La "Baume de Ronze" 173
3.1.2.7 - L'aven de la Cocalière 175
3.1.2.8 - Avens et paysage 175

3.1.3 - Les Grottes "inactives" 176

3.1.3.1 - Distinction grotte-Baume 176
3.1.3.2 - L'aven de la Forestière 179
3.1.3.3 - La grotte de la Madeleine 181
3.1.3.4 - Evolution des cavités "inactives" 183

3.1.4 - Les réseaux actifs. Pertes et résurgences 184

3.1.4.1 - Les pertes 184
3.1.4.2 - Les émergences 187
3.1.4.2.1 - Les émergences vauclusiennes 187
3.1.4.2.2 - Les émergences non vauclusiennes 189
3.1.4.3 - Les galeries actives 190
3.1.4.4 - La "résurgence" du Peyrol 190

Chapitre 3.2 - LES SYSTEMES SOUTERRAINS COMPLEXES : LES GRANDS RESEAUX INACTIFS DE L'AVEN D'ORGNAC ET DE SAINT-MARCEL-D'ARDECHE 193

3.2.1 - Le réseau de l'Aven d'Orgnac 195

3.2.1.1 - Localisation 195
3.2.1.2 - Description 195
3.2.1.3 - Les datations du concrétionnement de l'aven d'Orgnac 196

3.2.2 - Le réseau de Saint-Marcel-d'Ardèche 198

3.2.2.1 - Localisation 198
3.2.2.2 - Description 198
3.2.2.3 - Genèse du réseau 200

3.2.3 - Conclusion : Les karstifications anciennes des plateaux ardéchois 203

Chapitre 3.3 - LES SYSTEMES SOUTERRAINS COMPLEXES : LE RESEAU DE LA GOULE DE FOUSSOUBIE - EVENT DE FOUSSOUBIE .. 205

3.3.1 - Description du réseau 206

3.3.1.1 - La zone d'entrée 206
3.3.1.2 - La galerie principale amont 207
3.3.1.3 - La galerie principale aval 208
3.3.1.4 - Les réseaux inférieurs 209
3.3.1.5 - Les réseaux supérieurs 210

3.3.2 - Les aspects morphologiques du réseau 211

3.3.2.1 - L'âge de la grotte 211
3.3.2.1.1 - Interprétation tectonique 211
3.3.2.1.2 - Interprétation morphologique 212
3.3.2.2 - Les rapports morphologiques entre les différentes parties du réseau 213
3.3.2.3 - Le décalage chronologique poljé - réseau souterrain 215

Chapitre 3.4 - LES FORMES MARGINALES, PHENOMENES "KARSTIQUES" DANS LES MARNO-CALCAIRES ET DANS LES TERRAINS TRIASIQUES 217

3.4.1 - Introduction 218
3.4.2 - Les phénomènes karstiques dans les Marno-calcaires : la source de Champclos 218

3.4.3 - Les phénomènes karstiques dans les intercalations dolomitiques du Trias : le réseau de Pézenas 223
3.4.3.1 - Localisation et géologie 223
3.4.3.2 - Morphologie du réseau 224
3.4.4 - Les phénomènes "karstiques" dans le Trias non dolomitique ... 229
3.4.4.1 - Généralités 229
3.4.4.2 - Les grottes "calcaires" 230
3.4.4.3 - Les cavités "mixtes" 234
3.4.4.4 - Les cavités "mixtes" sur assise marneuse 235
3.4.4.5 - Les cavités dans le grès sur assise marneuse 236
3.4.4.6 - Les cavités dans le grès sans assise nette 238
3.4.4.7 - Le système complexe de la Fontaine du Vignal 240
3.4.4.8 - Le modelé superficiel 242
3.4.4.9 - Conclusion : essai de définition d'un paysage du Trias ardéchois 244
3.4.5 - Conclusion 250
4 - QUATRIÈME PARTIE : L'INFLUENCE DU VOLUME DANS LA GENESE ET L'ORIGINALITE DES PAYSAGES CALCAIRES 251
Chapitre 4.1 - UN EXEMPLE DE PAYSAGE CALCAIRE A FAIBLE EPAISSEUR RELATIVE : LE KARST DE SAINT-ANDRE-DE-CRUZIÈRES .. 251
4.1.1 - Géologie 252
4.1.1.1 - Stratigraphie et lithologie 252
4.1.1.2 - Tectonique 253
4.1.2 - Le modelé superficiel 254
4.1.2.1 - Les formes karstiques 254
4.1.2.2 - Les formes non karstiques 255
4.1.3 - Les formes souterraines : introduction 255
4.1.4 - Les formes souterraines superficielles 256
4.1.5 - Le réseau Goule de Sauvas - Event de Peyrejal 257
4.1.6 - Le réseau Cocalière - Cotepatière 268
4.1.7 - La Baume de Chazelles 274
4.1.8 - Les relations entre les réseaux souterrains 276
4.1.9 - Les rapports fond-surface dans le synclinal 281
4.1.10 - Conclusion : l'évolution paléogéographique du paysage calcaire du synclinal de Saint-André-de-Cruzières 284
Chapitre 4.2 - L'INFLUENCE DE LA KARSTIFICATION SUR LA FORMATION ET L'EVOLUTION DES PAYSAGES CALCAIRES 287
4.2.1 - Orientation de l'étude 289
4.2.2 - Les relations entre formes de fond et formes de surface 289
4.2.2.1 - Les rapports de causalité 289
4.2.2.1.1 - Les rapports de causalité commune 289
4.2.2.1.2 - Les rapports de causalité directe 291

4.2.2.2 - Les "Systèmes d'Interaction karstique" 293
4.2.2.2.1 - Définition et propriétés 293
4.2.2.2.2 - Rôle de la taxonomie 293
4.2.2.2.3 - Rôle du paysage environnant le système 294

4.2.3 - L'importance du volume dans les paysages calcaires 295

4.2.3.1 - Volume et taxonomie 296
4.2.3.2 - Relativité du volume dans les aires calcaires 296
4.2.3.3 - Volume et géologie 302

4.2.4 - La notion de déséquilibre de contact 303

4.2.4.1 - Un exemple de déséquilibre : les relations ruisseau des Planches - Goule de Foussoubie 304
4.2.4.2 - Caractéristiques des déséquilibres de contact 305
4.2.4.3 - Les types de déséquilibre de contact 307
4.2.4.3.1 - Les différentes organisations spatiales des déséquilibres ... 307
4.2.4.3.2 - L'influence des différentes organisations spatiales sur l'évolution du paysage 309
4.2.4.3.3 - Déséquilibre de contact et taxonomie 312

4.2.5 - Les divergences directionnelles entre formes de fond et formes de surface 314

4.2.5.1 - Les divergences d'azimut 314
4.2.5.2 - Les divergences d'extension 314

4.2.6 - Les particularités du paramètre "Temps" dans les paysages calcaires 315

4.2.6.1 - Volume et temps 316
4.2.6.1.1 - Temps et mise en valeur du volume 316
4.2.6.1.2 - Taxonomie temporelle et volume 317
4.2.6.1.3 - Temps et volume à l'échelle des petites formes : les variations instantanées 318
4.2.6.2 - Temps et rapports fond-surface 319
4.2.6.3 - Temps et déséquilibre 320
4.2.6.4 - Conclusion : l'influence du volume sur le "temps" 323

5 - CONCLUSION 325

Bibliographie 333 Glossaire 343

ANNEXE - Les relevés géophysiques par prospection électrique 353
- Etude des sites prospectés sur les plateaux ardéchois 356
- Domaine de validité de la méthode 361

Légende des planches photographiques 365

Liste des tableaux 369

Table des figures 371

Table des matières 379

Bibliographie 333

Glossaire 343