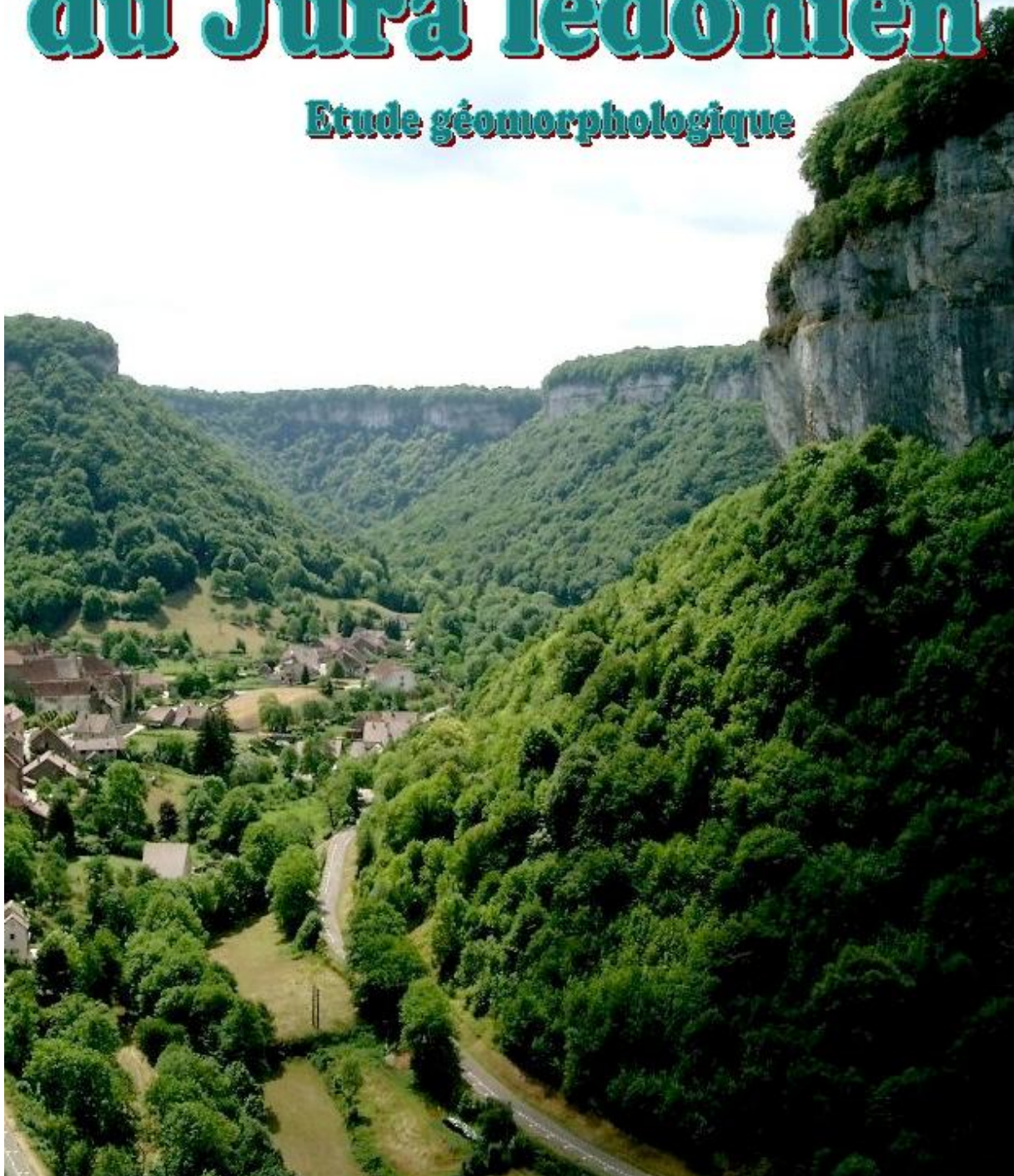


**Jean-Claude Frachon**

# **Les reculées du Jura lédonien**

**Etude géomorphologique**





Jean-Claude FRACHON

# Les reculées du Jura lédonien

Étude géomorphologique

Spéléo-Club du Jura  
2004



## AVERTISSEMENT

Cette étude a été réalisée en 1969, dans le cadre d'un mémoire pour l'obtention de la Maîtrise d'Enseignement de géographie, à l'Université de Besançon (Doubs).

Il n'en existait jusqu'à présent que quelques exemplaires dactylographiés, déposés à la bibliothèque universitaire. D'abord confidentiel, ce travail fut porté à la connaissance des spécialistes par la parution d'un condensé en 38 pages, à l'initiative de l'Institut de Géographie de Besançon, dans les *Annales littéraires de l'Université de Besançon* en 1975<sup>1</sup>. Il acquit aussitôt une certaine notoriété grâce à l'analyse flatteuse de Philippe Renault, publiée dans *Spelunca*<sup>2</sup>, revue de la Fédération Française de Spéléologie, la même année (voir page 4).

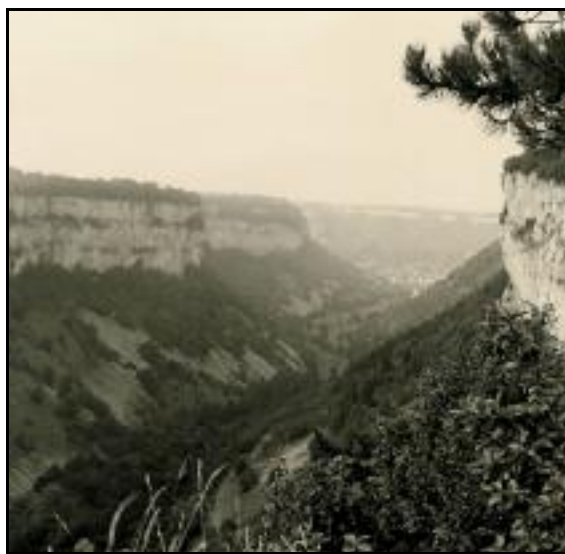
Le phénomène des reculées ayant été jusqu'alors fort peu étudié, cette publication devenait une référence incontournable sur le sujet. De nombreux chercheurs, géographes ou géologues, ont depuis sollicité l'auteur pour obtenir un exemplaire du texte intégral, qu'il était dans l'incapacité de leur fournir.

C'est la raison d'être de la présente édition, qui vise à combler cette lacune.

Nous avons choisi de publier le texte original, sans le modifier sur le fond, bien qu'il date de 1969. Seules quelques retouches ont été apportées aux illustrations, et les cotes relatives aux réseaux souterrains ont été actualisées en fonction des explorations récentes. Il n'est sans doute pas exempt d'erreurs ou d'interprétations hâtives, et il pêche évidemment par l'ignorance des travaux postérieurs. Mais, pour l'essentiel, nous restons en accord, 35 ans plus tard, avec la teneur de nos analyses.

On voudra bien excuser la présentation modeste de ce fascicule : notre seule ambition est de rendre accessible notre étude à ceux que la géomorphologie jurassienne intéresse. Nous espérons ainsi leur être utile.

Jean-Claude Frachon



*Reculée du Dard, vue du belvédère de Crançot*

*Cette étude n'a pu être menée à bien que grâce au concours de MM. J.-C. Wieber et D. Mathieu, enseignants au laboratoire de géographie de l'Université de Besançon, qui ont bien voulu diriger notre travail, de P. Pétrequin, dont l'aide nous fut précieuse lors des prospections sur le terrain, et de R. Petiot, qui s'est chargé de certains travaux de laboratoire. Nous leur adressons nos plus vifs remerciements.*

---

1. *Étude géomorphologique des reculées du Jura lédonien*, in *Éléments de Géographie comtoise*, Annales littéraires de l'Université de Besançon, Cahiers de Géographie de Besançon n°24 (Paris, Les Belles Lettres, 1975), pages 77-115, 12 fig.

2. *Spelunca*, bulletin de la Fédération Française de Spéléologie (Paris), n° 1-1975, p.36

J.C. FRACHON - **Les reculées du Jura lédonien**. Mém. Maîtrise - Inst. Géogr. Besançon, 184 pages, 12 pl. ph., 36 fig. et tab.

Ce mémoire de maîtrise présente le volume et l'intérêt d'une très bonne thèse de 3<sup>e</sup> cycle portant sur un sujet dont l'intérêt dépasse largement les limites géographiques précisées dans le titre. Tout le monde a vu des reculées, mais très peu de chercheurs ont cherché à expliquer la genèse de cette forme. L'auteur s'est audacieusement lancé dans cette entreprise et grâce à son expérience spéléologique, combinée avec un sens critique très sûr, a tenu cette gageure. Dans une première partie il définit le cadre géographique et géologique des reculées de la Cuisance, de la Glantine, de la Seille (Baume-les-Messieurs) et de la Vallière qui sont étudiées dans le chapitre 2. La deuxième partie, en 70 pages, cherche à comprendre comment de telles entailles ont pu se creuser en bordure du plateau. Après avoir rappelé quelques théories classiques il montre pourquoi les explications traditionnelles, - effondrements de galeries de grottes, recul du front d'un cirque excavé par une résurgence -, ne peuvent rendre compte

de cette forme typiquement karstique et pourtant étudiée jusqu'à ce jour sans tenir compte des lois qui commandent l'évolution d'un réseau spéléologique. Ensuite il propose une explication, très convaincante, s'appuyant sur l'observation des cascades de la vallée du Hérisson : le massif calcaire étant en relief au-dessus d'une région déprimée, les cours d'eau circulant sur le plateau entaillent la bordure de celui-ci par érosion régressive. Au bout d'un certain temps qui commande l'importance de cette entaille, c'est-à-dire la longueur de la reculée, les circulations à la surface du plateau deviennent souterraines, l'évolution de la reculée est bloquée, la cascade n'étant plus fonctionnelle et les éboulements de falaises transforment un site de chute en "bout du monde" tel qu'il est possible de l'observer actuellement. L'auteur complète ce mémoire par un chapitre sur les glaciations quaternaires dans le Jura en apportant quelques informations nouvelles tirées de l'analyse du remplissage de plusieurs grottes. Il serait regrettable que ce document demeure enfoui dans la poussière d'une bibliothèque universitaire et il faut souhaiter sa publication.

Philippe RENAULT

## INTRODUCTION

La présente étude concerne le Jura lédonien<sup>3</sup>, c'est-à-dire la bordure occidentale de la chaîne du Jura, d'Arbois à Lons-le-Saunier (fig.1).



Fig.1- Localisation du secteur étudié

Le contact entre le plateau jurassien et les plaines de la Saône comporte, dans ce secteur, une zone de transition profondément originale : le *Vignoble lédonien*, région de collines disséquées par l'érosion, que l'on ne retrouve ni au nord ni au sud. Nous utiliserons cette appellation de *Vignoble*, de préférence à celle de *faisceau lédonien*, qu'il convient de réserver à la zone plissée entre Lons-le-Saunier et Saint-Amour.

Le plateau lui-même et cette zone du Vignoble sont échançrés de vallées encaissées, transversales aux grandes lignes du relief, et que les habitants du pays nomment *reculées*, terme passé dans le vocabulaire géomorphologique. Par leur profond encaissement et leur orientation, ces vallées s'imposent comme un des éléments majeurs du paysage. Paradoxalement, les auteurs les ayant étudiées en détail sont peu nombreux, et rares sont les travaux touchant au Jura qui leur consacrent plus de quelques lignes. Seuls trois articles méritent d'être retenus : ceux de E. Benevent (1932), de D.

Duplessis-Kergomard et J.Martin (1968) qui étudient la vallée de la Seille, et celui de R.Lebeau (1947) qui traite de l'ensemble des reculées du Vignoble. Mentionnons par ailleurs les courts chapitres abordant le sujet dans les ouvrages de G.Chabot (1927) et A.Journaux (1956)<sup>4</sup>.

Aussi nous a-t-il paru intéressant d'entreprendre une analyse approfondie de cette forme de relief, en étudiant les exemples locaux des reculées du Vignoble lédonien, pour tenter ensuite de généraliser nos observations en les étendant à la notion géomorphologique du phénomène. Notre secteur de recherche s'étend aux quatre vallées de la Cuisance, la Glantine, la Seille, et la Vallière. Ce travail se consacre essentiellement aux reculées proprement dites, c'est-à-dire au tracé amont des vallées, à l'intérieur du plateau et du Vignoble ; toutefois il est évident qu'il couvre également le bassin d'alimentation des rivières, soit la totalité du plateau lédonien, ainsi que nous le montrons.

Cette zone de prospection peut paraître exagérément vaste (plus de 1 800 km<sup>2</sup>) dans le cadre d'un simple mémoire : toutefois, en limitant notre étude à une seule reculée, nous risquons de ne considérer qu'un phénomène très local et de manquer de points de comparaison pour la compréhension de certains faits. Aussi avons-nous préféré étendre nos investigations à l'ensemble de ces quatre reculées. Inversement, on notera que nous n'y avons pas inclus les vallées de la Sorne (sud de Lons-le-Saunier) et de la Furieuse (Salins-les-Bains), dont les parties amont forment pourtant des reculées : certains auteurs les groupent avec celles du Vignoble lédonien, en y ajoutant même parfois la haute vallée du Lison (R. Lebeau, 1947). Il est plus exact en fait de considérer (fig.2) que la Sorne appartient au

3. L'adjectif « lédonien » désigne ce qui est relatif à Lons-le-Saunier, chef-lieu du département du Jura.

4. Les références renvoient à la liste bibliographique en fin de volume.

faisceau lédonien, tandis que Furieuse et Lison naissent dans le faisceau salinois. Leur environnement géologique (zones plissées) et leur bassin d'alimentation diffèrent donc totalement de ceux des reculées que nous avons choisi d'étudier. Aussi

avons-nous limité notre cadre de recherche à l'unité morphologique plateau lédonien-Vignoble, dont les caractères structuraux et hydrographiques forment un ensemble cohérent.



# PREMIÈRE PARTIE



# I

## PLATEAU, VIGNOBLE ET REÇULÉES



Avant d'aborder l'étude des reculées proprement dite, il convient de préciser les grands traits du relief et de la structure de l'ensemble morphologique dans lequel elles s'inscrivent : plateau lédonien et Vignoble.

## 1.1—PLATEAU LÉDONIEN ET VIGNOBLE

### 1.11 - Description topographique et géologique

Le plateau de Lons-le-Saunier (fig.2) s'allonge sur 40 km du nord-est au sud-ouest, pour une largeur moyenne de 10 km, entre la Bresse et le Vignoble à l'ouest, et le plateau de l'Ain<sup>5</sup> à l'est. Vers l'est il est limité plus précisément par la chaîne de l'Euthe, longue série de hauteurs le dominant de 50 à 100 m, selon un alignement qui s'étend sur 100 km pour une largeur parfois inférieure à 200 m. Au sud, il se termine en faisceau aux environs d'Orgelet, où lui succède alors le faisceau plissé lédonien. Au nord-ouest il est coupé obliquement par le faisceau salinois (Mont Poupet), tandis qu'au nord-est il devient plus étroit et se raccorde à l'extrémité méridionale des plateaux de Levier et de Nozeroy. Vers l'ouest, le plateau domine la Bresse de 100 à 200 m par un talus escarpé, précédé à l'ouest par la zone des collines du Vignoble et festonné de reculées.

Ainsi délimité, le plateau apparaît comme une surface plane, d'une altitude moyenne de 550 m, dont l'uniformité est peine troublée par de vastes dépressions fermées et des vallonnements, sauf au nord où les combes de la région Molain-La Châtelaine offrent des pentes plus vigoureuses.

Des coupes transversales (fig.3) mettent en évidence l'horizontalité presque parfaite du plateau d'ouest en est. Des coupes menées longitudinalement montrent en revanche que les altitudes décroissent du nord-est au sud-ouest : elles passent de 600 m à La Châtelaine à 530 m à Publy, avec

une légère dépression (510 m) à hauteur de La Marre. G.Chabot (1927, p.148-149) note l'existence de cette gouttière, et en discute longuement l'origine. Il y accorde semble-t-il trop d'importance, et omet de mentionner la décroissance nord-sud des altitudes, qui est un trait plus apparent de la topographie.

Dans le détail, le relief est fait d'une juxtaposition de dolines et de hauteurs rocailleuses, burinées de lapiaz. On note surtout l'absence totale de cours d'eau, même de faible importance : cet aspect typiquement karstique trahit la nature calcaire du sous-sol. Le plateau de Lons-le-Saunier est en effet constitué de calcaires du Jurassique moyen (fig.3 et 5) se décomposant comme suit : au sommet, le Bathonien supérieur oolithique, dépassant rarement 50 m. Au milieu, quelques mètres de marno-calcaires du Bathonien inférieur. Puis les calcaires à entroques et niveau de silex du Bajocien (100 à 120 m). L'ensemble repose sur le Lias : calcaire gréseux de l'Aalénien puis marnes toarciennes. Le pendage général est faiblement incliné vers l'est : du côté de l'Euthe, le toit du Lias est à une cote inférieure à celle où il affleure au rebord du plateau (fig.3). D'autre part les couches plongent du nord-est au sud-ouest, selon la pente topographique.

Le plateau est par ailleurs affecté d'ondulations généralement de vaste amplitude, accompagnées de failles alignées longitudinalement de N-S à NNE-SSW. Ces failles limitent des compartiments parallèles, de plus en plus étroits à mesure qu'on se rapproche de la bordure occidentale. Parfois elles sont groupées par deux et déterminent de minces lanières plissées, encadrées de deux blocs non plissés : il s'agit des « effondrements directionnels » de A.Bonte (1943), appelés plus tard « pincées » par L. Glangeaud (1944) puis « effondrements en

---

5. Appellation adoptée par M.Dreyfuss (1935), préférable à celle de « plateau de Champagnole » antérieurement admise.

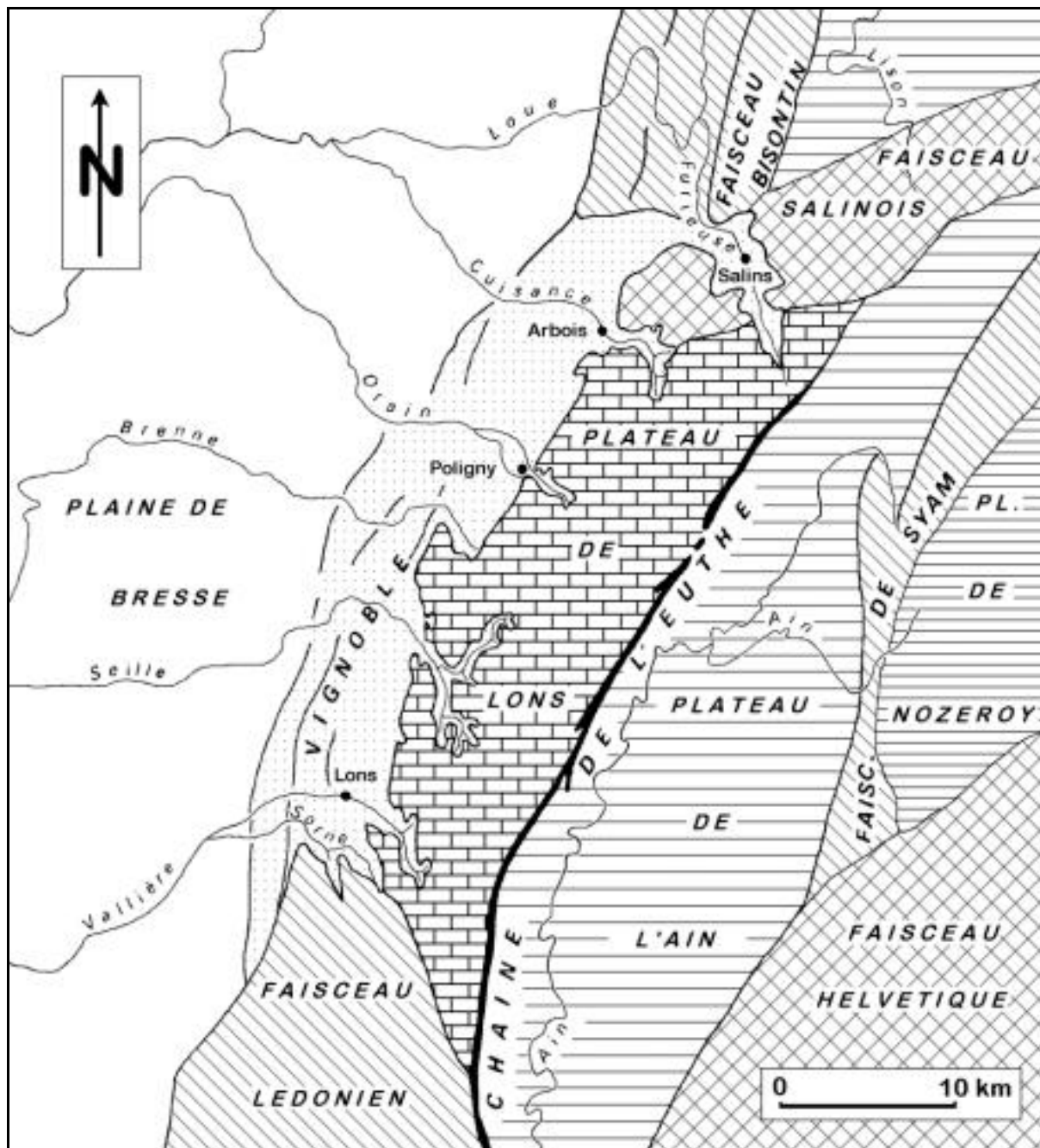


Fig.2 – Unités morpho-tectoniques

coin » (J.Goguel et A.Bonte, 1951) <sup>6</sup>.

Les plus importants de ces accidents sont ceux qui limitent le plateau à l'est (Euthe) et à l'ouest (pincée bordière qui va, avec quelques interruptions, d'Arbois à Lons-le-Saunier). Ce système de failles et de pincées longitudinales est lui-même recoupé obliquement par d'importants décrochements, orientés SE-NW, qui souvent af-

fectent toute la largeur du plateau et se prolongent dans la zone du Vignoble. Nous verrons plus loin l'interprétation tectonique que l'on peut donner à cette structure très particulière. Mais dès maintenant un fait important est à noter : la surface du plateau n'est pas structurale. Les ondulations et les abrupts de failles sont nivelés (fig.3), les alternances de Bajocien et de Bathonien ne se traduisent pas dans la topographie. Il est donc évident, comme l'observait G.Chabot (1927, p.146), que "cette surface sensible-

6. L'appellation la plus couramment utilisée est « pincée » : c'est celle que nous adopterons.

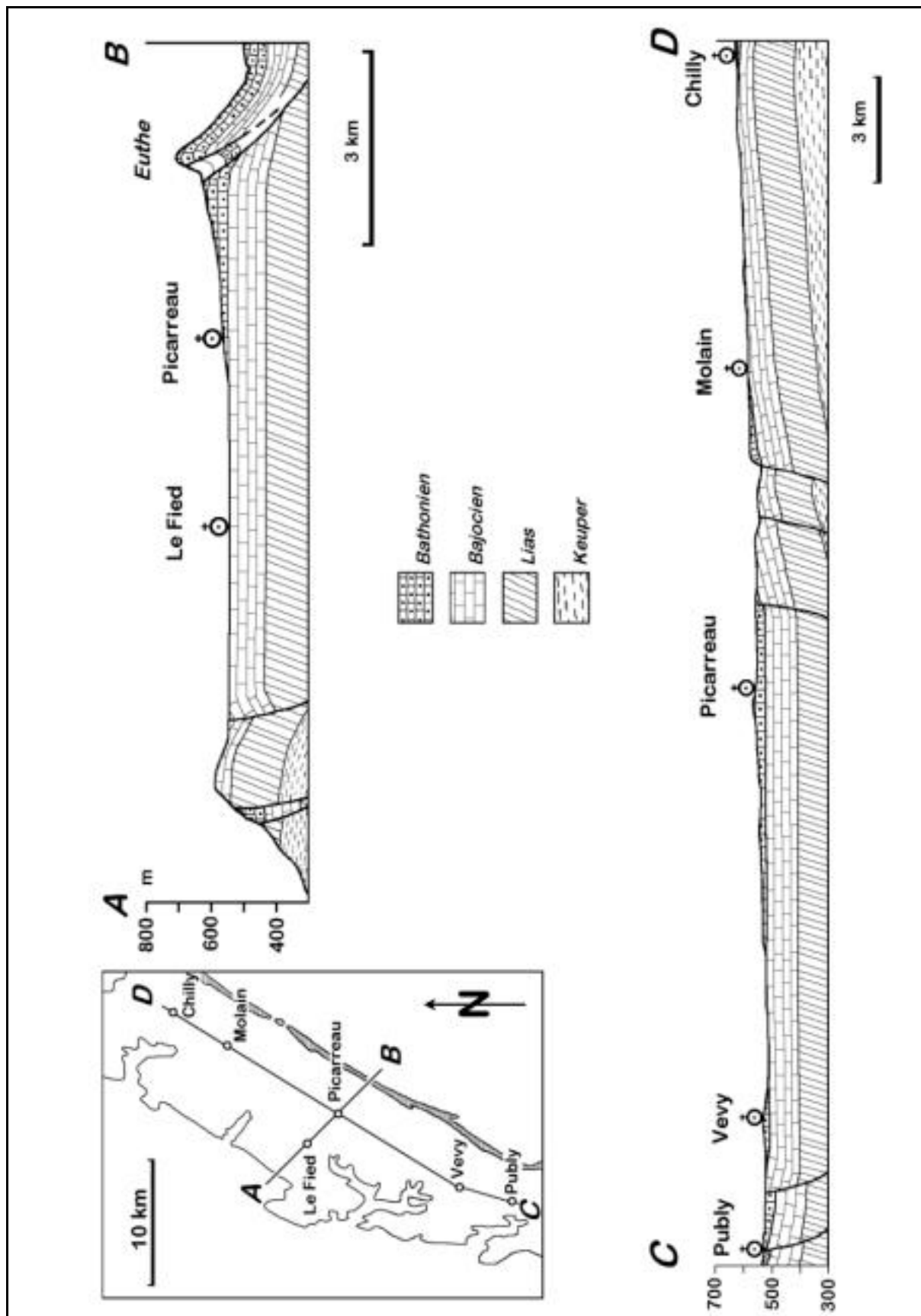


Fig.3 - Plateau lédonien : coupes géologiques schématiques

ment plane est une surface de d'érosion". Nous aborderons plus loin le problème de sa datation, qui est intéressant pour situer chronologiquement la mise en place des reculées.



Fig.4 - Plateau lédonien : vu depuis Picarreau

La zone du Vignoble s'interpose entre le plateau lédonien et la plaine de Bresse. Vers l'ouest elle disparaît sous les argiles et cailloutis bressans, selon une ligne Villers-Farlay, Sellières, Beaufort. Elle est constituée de plusieurs chapelets de collines à sommet pointu, alignées parallèlement au rebord du plateau (fig.2) qui la limite vers l'est. Dans l'ensemble, les altitudes sont très inférieures (150 à 250 m) à celles du plateau. La disposition géologique de ses buttes est fréquemment semblable à celle du

plateau : une table bajocienne à bords abrupts surmontant les pentes douces des marnes du Lias et du Trias. Parfois pourtant le chapeau bajocien est absent : c'est notamment le cas pour les collines les plus proches du plateau. Les conditions structurales expliquent cette morphologie particulière : comme le plateau, la zone du Vignoble est affectée de failles longitudinales (fig.5) qui délimitent des lanières étroites, de plus en plus affaissées d'est en ouest. Il en résulte que les compartiments les plus occidentaux, moins hauts, ont été moins disséqués par l'érosion : la table bajocienne y est conservée. À l'est au contraire, le Lias demeuré à une altitude suffisante a facilité la destruction de la corniche calcaire. Aussi les collines situées immédiatement en bordure du plateau, où seules les couches marneuses sont conservées, sont-elles les plus douces et les moins élevées. De la même manière, le plongement général des couches du NE au SW fait que les collines sont plus nombreuses et plus vigoureuses au sud, près de Lons-le-Saunier, qu'au nord où le Lias est plus élevé en altitude (R.Lebeau, 1947).

Nous allons voir toutefois que la structure profonde de l'ensemble Vignoble-plateau est très particulière. Ces données structurales sont importantes pour la compréhension du relief et pour l'établissement d'une chronologie morphotectonique, qui nous permettra ultérieurement de situer les reculées dans un cadre paléogéographique.



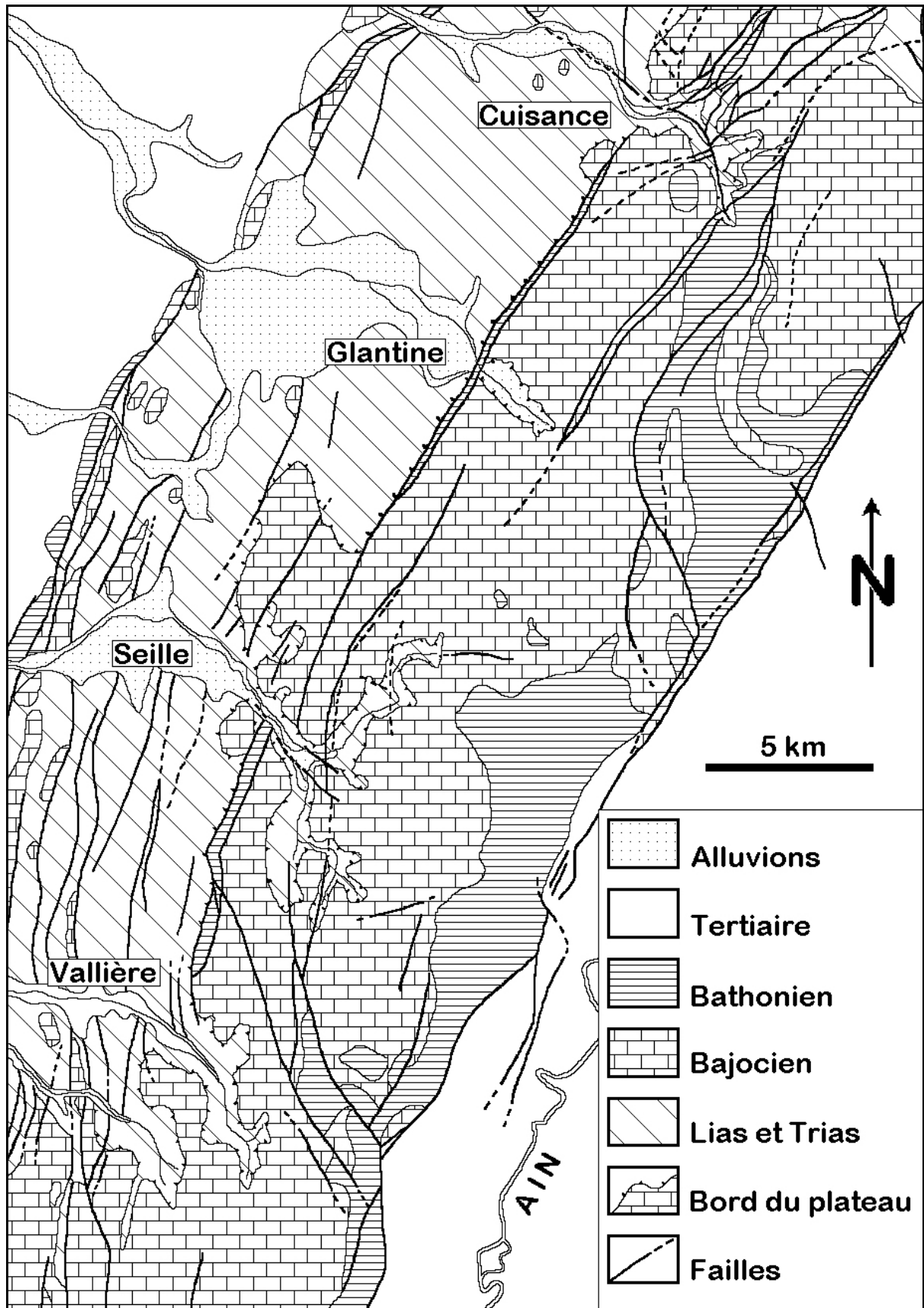


Fig.5 – Plateau lédonien : carte géologique simplifiée

## 1.12 - Interprétation tectonique et paléogéographique

Jusqu'à une date récente, les auteurs (R. Lebeau, 1947 ; J.-H. Mathieu, 1948 ; etc.) considéraient que la structure du plateau et du Vignoble lédonien était une adaptation directe aux accidents cassants du socle hercynien : c'était le « style comtois » de L. Glangeaud (1949). Le plateau aurait été fragmenté à l'Oligocène par les cassures du socle, contemporaines de l'affaissement de la fosse bressane, qui déterminait lui-même la fracturation de la zone du Vignoble, sous l'effet d'un effort d'extension. Puis la poussée horizontale du Miocène supérieur (phase de plissement du Haut Jura) aurait donné naissance aux décrochements qui ont tronçonné les accidents antérieurs. Les pincées résulteraient pour leur part d'une combinaison des deux facteurs : l'extension oligocène aurait déterminé des effondrements linéaires, que la poussée du Miocène aurait comprimés et plissés.

Des sondages profonds réalisés à partir de 1952 dans la zone du Vignoble sont venus modifier ces théories. Ces sondages ont révélé un charriage de toute la bordure du Vignoble sur la Bresse : le Trias et le Jurassique reposent sur le Miocène tertiaire bressan, sur une longueur de 23 km pour une largeur variant de 3 à 5 km (P. Michel, G. Appert et al., 1953). Ce charriage est post-pontien, ainsi que l'attestent deux sondages :

- celui de Courlans 1 qui a rencontré les marnes pontiennes à - 348 m, sous le Trias
- celui de Ratte qui a montré l'existence d'un bourrage des marnes pontiennes à l'avant de la nappe charriée, alors que les terrains pliocènes ne sont pas bouleversés.

L'existence d'un charriage implique un mouvement d'ensemble de la couverture : il en résulte que la structure faillée visible en surface n'est pas ou n'est plus directement liée aux cassures profondes du socle, mais plutôt à des phénomènes de distension dus au charriage. Certaines failles peuvent être d'âge oligocène, mais elles ont

subi un rejeu et ont été tronçonnées par des décrochements lors du charriage.

Cela pose surtout le problème de la datation relative de la surface d'érosion du plateau. L'hypothèse de l'antériorité de la surface par rapport au charriage ayant été envisagée et rejetée (A. Caire, 1955), il semble admis que la surface d'aplanissement est postérieure au chevauchement du Vignoble sur la Bresse (A. Caire, 1957). En effet, outre qu'il est difficile d'imaginer que la surface n'ait pas subi plus de déformations dans l'hypothèse de l'antériorité, on constate qu'elle nivelle des reliefs (pincée bordière notamment) dont la mise en place est liée ou antérieure au chevauchement. Toutefois il est probable que cette surface s'est élaborée immédiatement après le charriage, à partir du niveau de base bressan ; il semble qu'elle corresponde à un épicycle à la fin du Pontien, et qu'elle soit plus précisément ponto-pliocène.

En résumé, l'ensemble plateau-Vignoble peut être défini comme suit :

- **Un plateau** aux limites structurales très précises (pincée de l'Euthe à l'est, rebord bressan à l'ouest). De nature calcaire, à relief de détail et hydrographie de type karstique, il est affecté d'accidents cassants longitudinaux (failles et pincées) et transversaux (décrochements). Sa surface topographique plane correspond à une surface d'érosion sans doute ponto-pliocène (fin du Pontien).

- **Une zone de collines** s'interposant entre le plateau et la plaine bressane, d'altitude moyenne inférieure de 150 à 250 m à celle du plateau. En forme de chapelets longitudinaux, parallèles à la bordure du plateau, ces collines sont très disséquées par la tectonique et l'érosion.

C'est dans cet ensemble morphologique que s'inscrivent les reculées, dont nous allons à présent préciser les caractères généraux, pour en aborder ensuite la description détaillée.

## 1.2—LES RECULÉES

### 1.21 - Caractère généraux

La nature karstique du plateau fait que sa surface est totalement dépourvue de cours d'eau. Son drainage s'effectue souterrainement, et ses eaux viennent resurgir à la base du rebord occidental, c'est-à-dire à contre-pendage. En effet, du côté de l'est la pincée de l'Euthe forme barrage étanche, de même que les faisceaux salinois au nord et lédonien au sud (voir ci-dessous, chapitre 4.2). Les résurgences principales naissent à l'amont de vallées encaissées, qui échancrent la bordure du plateau en gorges longues de plusieurs kilomètres. Ce sont les reculées classiques de la Cuisance (Arbois), de la Glantine (Poligny), de la Seille (Voiteur), et de la Vallière (Lons-le-Saunier). Leur répartition le long de la bordure bressane et leur tracé sont en rapport évident avec la structure géologique (fig. 6) : nous préciserons ces relations lors des descriptions détaillées du chapitre 2 et dans la seconde partie.

À l'aval, avant de gagner la plaine bressane et de se jeter dans la Saône, les cours d'eau traversent la zone des collines du Vignoble, transversalement aux axes du relief. Il ne s'agit plus de gorges, mais de vallées classiques, qui s'évasent en larges bassins dans les zones marneuses facilement attaquables, et s'encaissent à nouveau lors du franchissement des guirlandes de collines calcaires. Ce fait apparaît clairement à la lecture de la carte géologique, où il est mis en évidence par la disposition des alluvions.

C'est ainsi que la Cuisance s'élargit dans la plaine de Villette puis se resserre à hauteur de Vadans ; l'Orain, avec son affluent la Glantine, s'évase à Villerserine et Tourmont, pour s'encaisser à Brainans ; la Seille s'élargit à l'aval de Domblans et se resserre à Arlay ; la Vallière s'élargit de même manière à Lons-le-Saunier jusqu'à l'étranglement de Montmorot.

Ce tracé transversal des rivières sem-

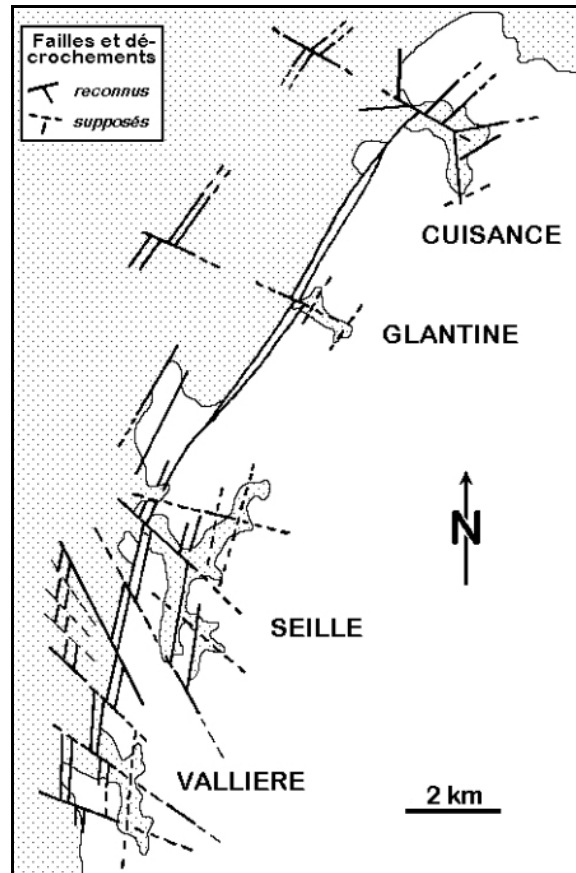


Fig.6 - Adaptation du tracé des reculées à la structure

ble a priori inadapté au relief d'ensemble. R. Lebeau (1947) fournit une explication structurale séduisante : il voit un abaissement d'axe des anticlinaux traversés, sur le parcours de chaque vallée. Cette affirmation ne repose guère sur des faits observables, sinon pour la Seille à Arlay et la Vallière à Montmorot. Plutôt que ces hypothétiques abaissements d'axes, les décrochements mis en évidence par les levés géologiques (fig.6) nous semblent avoir joué le rôle directionnel primordial : il y a finalement adaptation du tracé des vallées à la structure, dans la traversée du Vignoble. En définitive, si ce tronçon aval des cours d'eau pose des problèmes morphologiques intéressants, il nous semble erroné de le rattacher sous le nom de « reculée » à la partie amont en gorge, comme le fait R. Lebeau. Nous choisissons donc de réserver le vocable de reculée à la gorge pénétrant dans le plateau, et c'est à cette partie seule que nous

consacrerons la suite de notre étude.

## 1.22 - Problèmes de définition

À ce stade préliminaire de notre étude, c'est arbitrairement que nous appliquons le terme de reculée aux quatre vallées du Jura lédonien. Il existe en fait, ailleurs, d'autres formes topographiques (combes, gorges d'érosion régressive, etc.) possédant les mêmes caractéristiques, mais décrites sous d'autres dénominations. Une démarche préférable aurait peut-être été de partir d'une définition géomorphologique de la reculée, pour déterminer dans quelle mesure les vallées étudiées y correspondent, et alors seulement, employer le terme de « reculée » pour les caractériser. Or il s'avère que malgré nos dépouillements bibliographiques, nous n'avons pu trouver publication d'une seule définition concise et complète du phénomène : c'est ainsi que G. Chabot (1927) ne parle que d'une "*échancrure dans un escarpement calcaire*", M. Derruau (1965) d'une "*vallée en cul-de-sac*", etc. Le vocabulaire karstique publié récemment par le C.N.R.S. (P. Fénelon, 1967) fournit une description plus

satisfaisante : "*...gorge assez courte, de quelques kilomètres au plus, et se terminant vers l'amont par un cirque... Ces cirques sont découpés dans des strates calcaires à parois verticales et dans des couches marneuses formant talus. Ils sont souvent en rapport avec un accident tectonique, failles ou pli. Au pied des escarpements jaillit une émergence...*". Cette définition ne rend cependant pas entièrement compte des données structurales et hydrographiques. D'autre part elle est suivie d'une interprétation géomorphologique très discutable, que nous analyserons dans la seconde partie.

Devant cette carence, nous devons attendre l'issue de notre étude détaillée de chacune des reculées jurassiennes pour tenter, dans la seconde partie, de généraliser nos observations et de réunir les éléments d'une réelle définition.

En résumé, les reculées jurassiennes sont les points de résurgence des circulations souterraines du plateau lédonien. Ce sont des vallées transversales aux lignes du relief, dont seules les branches amont, en gorges à l'intérieur du plateau, constituent les reculées proprement dites. Cette forme reste d'ailleurs à définir clairement dans le vocabulaire géomorphologique.

## II

### LES REÇUES DU JURA LÉDONIEN



Nous étudions ci-dessous les reculées une à une, dans l'ordre de leur localisation du nord au sud. Les problèmes d'ensemble seront abordés dans la seconde partie.

## 2.1—RECLÉE DE LA CUISANCE

### 2.11 – Topographie et structure

La reculée de la Cuisance s'ouvre à l'est d'Arbois, en oblique par rapport au rebord du plateau (fig.9). Elle présente un tracé coudé : de sud-nord à l'amont, entre les Planches-près-Arbois et Mesnay, elle prend une orientation ESE-WNW entre Mesnay et son débouché aval, à Arbois. Vers l'amont elle est fermée par le cirque du Fer à Cheval, aux falaises irrégulières, fait d'une alternance de pitons rocheux et de couloirs d'éboulis. Un autre cirque, plus remarquable avec ses falaises supérieures à 200 m de hauteur, échancre la rive droite de la vallée, à l'est des Planches-près-Arbois (fig.7).



Fig.7 - Le cirque des Planches et la source est

La reculée est encaissée de plus de 200 m dans le plateau : son fond passe, d'amont en aval, de 360 m à 280 m d'altitude, tandis que le plateau demeure à 560-580 m. Sa longueur totale est de 5,5 km. Sa largeur est extrêmement variable : de 800 à 1 700 m ; en effet, si le versant occidental, en rive gauche, offre un tracé régulier, le versant oriental est digité en de nombreux thalwegs disposés en éventail, dont le plus important

est celui du Grand Mont à l'est du hameau du Vernois.



Fig.8 – Reculée de la Cuisance vue vers l'aval. Noter la dissymétrie des versants. Le niveau de 320 m est visible à gauche du village (Mesnay), au pied de la pente boisée.

Outre les différences de tracé, on constate une dissymétrie du profil des versants (fig.8), plus vigoureux en rive gauche qu'en rive droite. De plus, leur raideur s'atténue d'amont en aval : aux Planches-près-Arbois, les corniches calcaires dépassent parfois 100 m de hauteur, alors qu'à Arbois les pentes sont dépourvues de falaises. Cette disposition est directement liée à la structure géologique, ainsi que l'ont souligné R.Lebeau (1947) et J.Gard (1950).

La vallée suit une ligne de faille courbe (fig.5) qui lui a donné son orientation. Sur cette faille directrice se greffent en éventail, au nord et à l'est, un certain nombre de cassures secondaires qui vont se rattacher au nord-est au système du faisceau salinois. C'est sur ces fractures latérales que se sont installés les thalwegs de la rive droite. La structure géologique a déterminé d'autre part l'allure et le profil transversal des versants. D'une manière générale, la

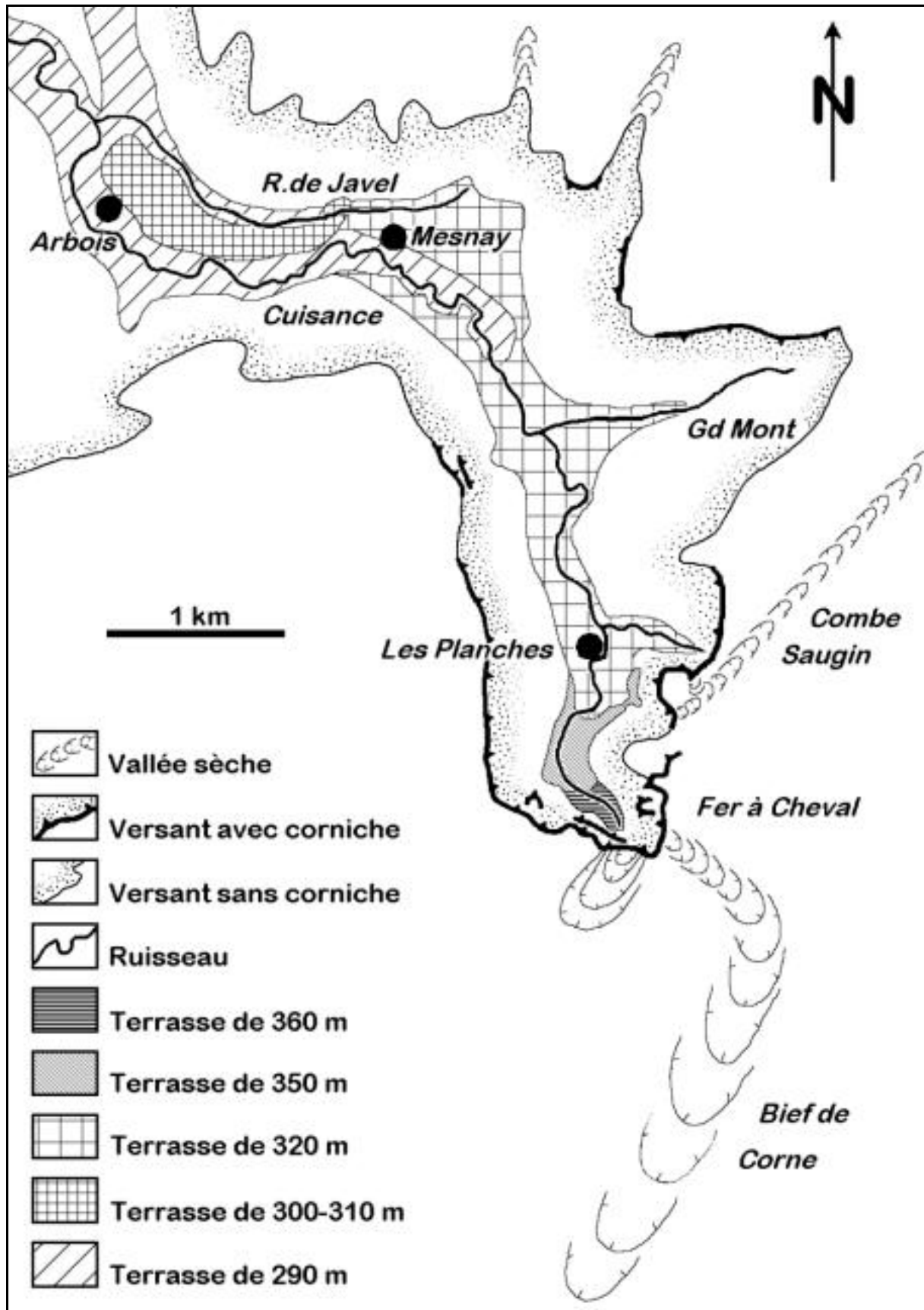
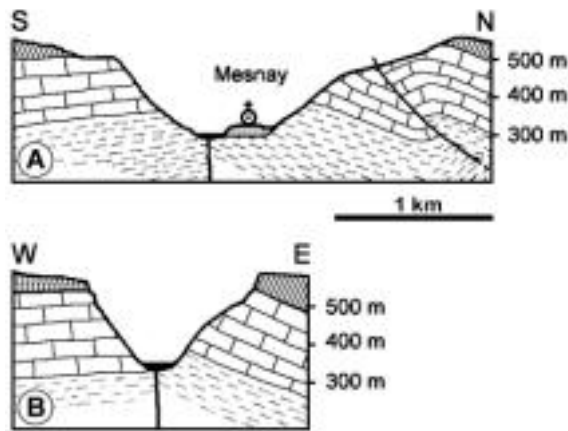


Fig.9 – Reculée de la Cuisance



faille longitudinale suivie par la vallée décale les deux rives en stratigraphie et pendage (fig.10). Il en résulte une dissymétrie d'ensemble des versants ouest et est.



g.10 – Reculée de la Cuisance : profils transversaux. A : coupe passant par Mesnay et la fontaine des Oiseaux. B : coupe en amont des Planches (Champ du Toux).

La rive gauche est faite d'un compartiment affaissé en pendage vers le sud-est. D'amont en aval, le versant comporte de hautes falaises bathoniennes puis bajociennes, qui s'amenuisent et disparaissent, à mesure que le plan structural se relève. L'éperon calcaire qui apparaît rive gauche, en face du Grand Mont, s'explique par l'existence d'une petite pincée, transversale à l'axe de la vallée, dont la lame bathonienne est restée en relief.

La rive droite en revanche est faite d'une juxtaposition de blocs faillés, perpendiculaires à l'axe de la vallée, plus élevés structurellement que la rive gauche, et basculés en général vers le sud-est. Le Lias y monte souvent très haut, notamment dans les thalwegs, tandis que les éperons calcaires descendent, selon le pendage, jusqu'au fond de la vallée : éperons de Côte Madame, la Crésille, Gravelle, Verreux, etc. Parfois ces compartiments sont bombés en anticlinal : ainsi celui que crève en demi combe le ruisseau du Grand Mont, ou encore la voûte à grand rayon de courbure échancrée par le cirque des Planches.

Vers l'amont, à l'intérieur du plateau, ces conditions structurales se modifient : le cirque du Fer à Cheval vient buter sur un

système de rides synclinales, bordées de failles et d'une pincée (fig.5), alignées SW-NE, donc obliques par rapport à l'axe N-S de la reculée. Parmi ces rides synclinales, les principales sont la Combe Saugin au nord, et le Bief de Corne au sud (fig.9). Nous considérons ces deux dépressions comme des vallées sèches, bien qu'il soit difficile de faire la part du rôle joué par la structure et par l'érosion dans leur élaboration.

En résumé, l'allure topographique de la reculée de la Cuisance semble liée à des conditions structurales (système de failles, pendages), qui se modifient dans le prolongement de la vallée, à l'intérieur du plateau. Nous verrons plus loin l'importance de ce fait.

## 2.12 - Hydrographie

La Cuisance possède deux sources distinctes, d'égale importance, dont l'une seulement est située à l'extrême amont de la reculée.

La **source sud** (altitude 370 m), captée, naît dans un vaste talus d'éboulis, surmonté par le cirque du Fer à Cheval. En période de crue, plusieurs sources temporaires, plus élevées en altitude, forment trop-pleins. Après une cascade d'une dizaine de mètres sur le pierrier, le ruisseau s'écoule sur le fond plat de la vallée ; il descend deux gradins successifs séparés par des cascades d'une dizaine de mètres chacune, et gagne le confluent avec la source est, à l'aval des Planches-près-Arbois.

La **source est** (altitude 350 m) sort de la grotte des Planches (voir ci-dessous, chapitre 2.14). Une zone de cascades de 20 m de dénivellation conduit ses eaux en fond de vallée où elles confluent avec celles de la source sud.

À l'aval, la Cuisance s'écoule en méandres sur le fond plat de la vallée, selon une pente générale très faible (0,4 % jusqu'à Mesnay, 1 % au-delà). Ce parcours est à peine accidenté de cascades peu importantes, correspondant à l'étagement en gradins

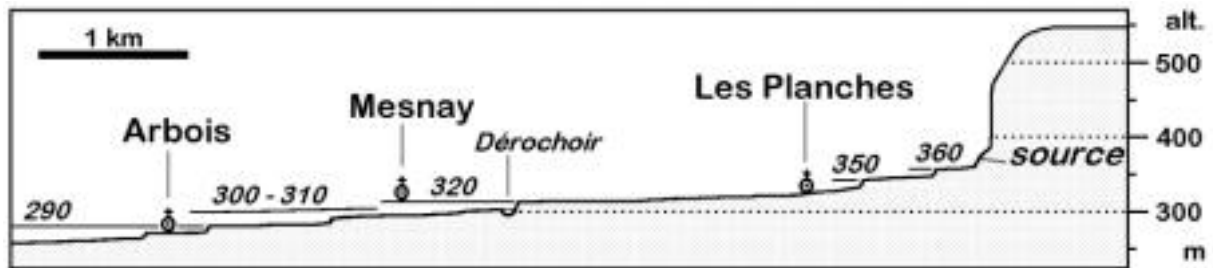


Fig.11 – Reculée de la Cuisance : profil longitudinal

du lit majeur (fig.11) ; les deux principales sont celle du Dérochoir (6 m), près de la cartonnerie de Mesnay, et celle des Boucheries (4 m), à Arbois <sup>7</sup>.

De ses sources à Arbois, la rivière est grossie d'un certain nombre d'affluents, dont chacun ne dépasse guère quelques litres-seconde : elle reçoit les ruisseaux du Grand Mont, en rive droite, et du Gravier, en rive gauche, entre les Planches-près-Arbois et Mesnay, puis le ruisseau de Javel en rive droite, à Arbois. Il en résulte un débit total moyen, à l'aval d'Arbois, de l'ordre de  $2,75 \text{ m}^3/\text{s}$  (variations de 1 à  $7 \text{ m}^3/\text{s}$ ) pour la période de nos observations, de janvier à juin 1969 (voir ci-dessous, chapitre 4.13). Il s'agit de débits d'hiver et printemps : une moyenne annuelle serait évidemment plus faible.

Les débits moyens des sources est et sud sont sensiblement égaux :  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  pour la période de nos observations. Toutefois leurs régimes respectifs sont différents : à l'étiage, la source sud est la plus importante ( $0,75 \text{ m}^3/\text{s}$ ). En crue elle se stabilise aux alentours de  $1,5 \text{ m}^3/\text{s}$ , tandis que la source est passe à  $2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette différence de régime est sans doute en relation avec le caractère composite du bassin d'alimentation. On peut en effet distinguer d'une part une alimentation commune aux deux sources, et d'autre part une alimentation propre à chacune d'elles.

Le bassin d'alimentation commun englobe la forêt domaniale des Moidons, entre

la chaîne de l'Euthe à l'est, la vallée de la Furieuse au nord et la région de Molain au sud. Il s'agit d'une zone de lapiaz boisés, en partie couverte d'argile de décalcification. Le drainage y est diffus, il existe peu de pertes individualisées importantes, sauf au pied de la chaîne de l'Euthe et sur le tracé des failles.

Le secteur d'alimentation propre à chacune des deux sources est délimité par la structure locale (failles et rides synclinales : voir ci-dessus, chapitre 2.11). La source est draine la Combe Saugin (fig.9), ainsi que l'atteste l'orientation SW-NE de la fissuration du plateau, à laquelle correspond d'ailleurs l'axe de la grotte des Planches. Cette alimentation a été mise en évidence par la coloration du 30 décembre 1926 à l'entonnoir de la Mare (E.Fournier, 1931), réapparue deux jours plus tard à la source sud. De plus, les explorations spéléologiques ont révélé l'existence de nombreux gouffres et entonnoirs, sur les versants et au fond de la vallée sèche. Ces cavités sont autant de pertes fossiles (voir ci-dessous, chapitre 2.14), fonctionnant encore actuellement comme points d'enfouissement des eaux de précipitation. La source sud draine, quant à elle, plusieurs dépressions synclinales (Combe aux Moines, Combe Noire, Pré aux Noyers, etc.) dont la principale est celle du Bief de Corne. Plusieurs gouffres et dolines jalonnent les rebords de ces dépressions, en direction du cirque du Fer à Cheval, témoignant de l'ancien sens d'écoulement. Mais le fond lui-même des rides synclinales est occupé par d'épais dépôts d'alluvions glaciaires quaternaires (voir ci-dessous, chapitre 2.13), qui assurent une rétention des eaux de précipitation et une régularisation de leur enfouissement.

7. À l'aval d'Arbois, le Cuisance débouche dans la plaine triasique entre Grozon et Vadans, et s'écoule vers le nord-ouest en direction de Mont-sous-Vaudrey, pour se jeter dans la Loue quelques kilomètres plus à l'ouest.

Il résulte de ce caractère composite de l'alimentation que les débits respectifs des deux sources varient en fonction de l'étendue du secteur qu'elles drainent, et de la rapidité de l'enfouissement dans ce secteur : faible surface mais enfouissement rapide dans la Combe Saugin, vastes surfaces mais percolation lente au Bief de Corne.

Cet intéressant mécanisme d'alimentation justifierait une étude plus poussée. Mais les moyens et le temps nous ont fait défaut pour réaliser les colorations, mesures pluviométriques, jaugeages, etc. qui seraient nécessaires.

## 2.13 - Alluvions anciennes

Nous avons pu mettre en évidence, dans la reculée de la Cuisance, un certain nombre de terrasses alluviales ou niveaux d'érosion, pour la plupart inédits, et dont la fig.9 donne une cartographie sommaire. D'amont en aval nous avons distingué cinq niveaux :

### 2.13.1—Niveau de 360 m

Terrasse plane, occupant toute la largeur du fond de vallée, soit 200 m, et s'étendant entre la source sud, à l'amont, et la cascade des Tufs, à l'aval (à-pic d'une dizaine de mètres fait de tufs, franchi en cascade par la rivière).

### 2.13.2—Niveau de 350 m

Terrasse identique à la précédente, située en contrebas, et s'achevant comme elle par un à-pic de 10 m fait de tufs.

L'absence de coupe autre que les barrages de tuf dans ces deux niveaux ne permet pas d'en préciser davantage la nature et l'épaisseur<sup>8</sup>.

### 2.13.3—Niveau de 320 m

C'est le plus étendu. Il débute à l'aval

du précédent, et s'étend sur toute la largeur de la vallée, jusqu'à la cartonnerie de Mesnay, à la cascade du Dérochoir. À l'aval, il est entamé par la Cuisance au niveau de 290 m, mais on le retrouve latéralement sous forme de banquettes, sur la rive gauche jusqu'au lieu-dit "En Paillette", et sur la rive droite où il supporte le village de Mesnay (fig.8). À cet endroit d'ailleurs, il entame le versant bajocien en un replat d'érosion, tandis qu'ailleurs il se présente sous forme d'une de terrasse alluviale.

Dans plusieurs coupes profondes (fondations de maisons à Mesnay et berges de la Cuisance), nous avons constaté que cette terrasse est constituée d'une juxtaposition anarchique de lentilles sableuses et tufacées, et de lentilles de galets de petites dimensions (diamètre de 0,5 à 3 cm) d'allure fluviale. La meilleure coupe est fournie par la cascade du Dérochoir, où cette structure est visible sur 6 m de hauteur. Il semble toutefois que le pourcentage de tuf augmente vers la base : une plongée en scaphandre dans la vasque, au pied de la cascade nous a mis en présence d'un bassin ovale, profond de 11 m, aux parois faites exclusivement de tufs. À -5 m se fait une arrivée d'eau, dans le tuf également, en sous-écoulement sous le lit amont de la rivière ; à -11 m, on est au contact avec le Lias. Cette coupe du Dérochoir confère donc au remplissage alluvial, à cet endroit, une épaisseur maximum de 17 m.

### 2.13.4—Niveau de 300-310 m

Il est visible entre Mesnay et à Arbois, dans le prolongement de celui de 320 m, sur la rive droite. Il se présente sous forme d'une terrasse, à surface irrégulière variant entre 300 et 310 m d'altitude, encadrée au nord par le ruisseau de Javel qu'elle domine de 5 m, et au sud par la Cuisance qu'elle domine d'une quinzaine de mètres. Vers l'est, à l'amont, elle se raccorde insensiblement au niveau de 320 m, tandis qu'à l'aval elle s'achève par une brusque rupture de pente dans le quartier de Verreux, à Arbois.

Deux excellentes coupes nous en ont

---

8. On trouvera une interprétation de ces tufs dans un ouvrage paru postérieurement à notre étude : *Travertins quaternaires de la reculée des Planches près d'Arbois (Jura)*, par M.L.Mahdoudi (D.E.A., Université de Dijon, 1985).

été données par des travaux de terrassement, lors de la construction de la piscine de Javel (automne 1968), et surtout d'une cave de la fruitière vinicole d'Arbois (printemps 1969). Ces coupes ont malheureusement disparu à l'heure actuelle sous le béton. La coupe de la fruitière présentait la stratigraphie suivante (fig.12) : en surface 0,5 m d'argile de décalcification (colluvions probables), puis 4 m de blocs et galets calcaires, peu émoussés, pouvant atteindre un diamètre de 40 à 60 cm, disposés sans stratification dans une matrice argilo-sableuse. Au sommet, sur une épaisseur supérieure à 1 m, ces éléments sont fortement pédogénétisés. L'ensemble repose sur les marnes bleues du Lias. La coupe de la piscine, bien que moins profonde (2 m), offrait une stratigraphie identique.



Fig.12 – Dépôts glaciaires du niveau de 300 m. Coupe de la Fruitière vinicole d'Arbois (h=4 m).

Il s'agit là, d'après la taille, la morphologie et la disposition des éléments, d'alluvions de type glaciaire, ainsi que l'avaient supposé A.N.Parandier (1891), M.Piroutet (1925) et J.Gard (1950), au vu de coupes superficielles. Nous verrons plus loin qu'on peut rattacher cette terrasse à une phase risienne, comme la plupart des dépôts glaciaires du plateau lédonien.

### 2.13.5—Niveau de 290 m

Il débute à la base de la cascade du Dérochoir. Il se présente sous forme de

banquettes alluviales que l'on peut suivre sur les berges de la Cuisance, 2 ou 3 m au-dessus du lit mineur actuel, jusqu'à l'aval d'Arbois, au confluent avec le ruisseau de Javel. Des coupes dégagées par la Cuisance dans ses méandres concaves montrent qu'il s'agit essentiellement d'alluvions de type fluviatile classique : galets de petites dimensions (jusqu'à 10 cm), à fort indice d'émoussé (plus de 600), bien stratifiés, alternant avec des sables et des graviers. Une analyse granulométrique sommaire nous a donné les chiffres suivants :

Galets	(plus de 20 mm)	: 26 %
Graviers	(plus de 2 mm)	: 31 %
Sables	(plus de 0,02 mm)	: 37 %
Limons	(plus de 0,002 mm)	: 5,2 %
Argiles	(moins de 0,002 mm)	: 0,8 %

On retrouve ce niveau de 290 m latéralement, vers le nord, le long de la route nationale 83 d'Arbois à Mouchard : il s'agit là non plus d'une terrasse alluviale, mais d'un replat probablement en partie structural dans le Lias couvert d'une faible épaisseur d'éboulis de pente.

En plus des cinq niveaux que nous venons de décrire, signalons l'existence d'un replat, de part et d'autre du ruisseau du Grand Mont, entre 380 et 400 m d'altitude. Il semble que ce niveau soit purement structural, aussi ne l'avons-nous pas cartographié.

D'autre part, à l'aval d'Arbois, la Cuisance débouche dans la plaine de Villette, où ses méandres s'encaissent de 3 ou 4 m dans un niveau alluvial situé vers 260 m d'altitude et qui se prolonge, en s'abaissant, jusqu'à Mont-sous-Vaudrey, où il se trouve à 220 m. Cette terrasse est extérieure à la reculée proprement dite, et ne figure pas sur notre carte (fig.9). Toutefois il est intéressant de signaler que nous y avons trouvé, à proximité de l'aérodrome d'Arbois, un niveau de gros blocs roulés (diamètre supérieur à 0,5 m) mêlés à des argiles et limons fluviatiles, à 3 m de profondeur : il pourrait s'agir de fluvioglaciaire remanié, peut-être en provenance de la terrasse de 300 m.

Cette trouvaille est à rapprocher des cailloutis signalés comme probablement glaciaires par A.Delebecque (1909) puis J.Gard (1950) dans la tranchée du chemin de fer, au nord de la gare d'Arbois, ainsi que des cailloutis et poudingues signalés également par A.Delebecque (1909) au sud de Vadans.

Enfin rappelons qu'à l'amont de la reculée, le plateau comporte de nombreux dépôts alluviaux, qui tapissent les dépressions allongées, dont la plus importante est le Bief de Corne. Ce dernier site recèle des alluvions glaciaires, les plus abondantes et les mieux conservées de tout le plateau lédonien (voir ci-dessous, chapitre 4.3). Ces dépôts débutent à l'est et au sud de la Châtelaine, et se prolongent sur plus de 5 km vers le sud-ouest. Des carrières d'extraction de matériaux offrent de bonnes coupes, dont quatre au moins sont intéressantes :

**Coupe 1** (fig.13 et 15)

Couche 1 (0,30 m) : humus et terre végétale  
 Couche 2 (0,60 m) : galets de type glaciaire, jusqu'à 0,20 m de diamètre, sans stratification  
 Couche 3 (2 m) : alternance de petits galets (0,15 m), de graviers et de sables bien lités, à stratification inclinée de 20° vers le sud.



Fig.13 – Bief de Corne : coupe 1

Nous interprétons cette coupe comme un niveau fluvio-glaciaire de type deltaïque (couche 3) raviné par un niveau morainique (couche 2) correspondant à une avancée glaciaire.

**Coupe 2** : même stratification que la coupe 1. En plus, on note des poches d'argiles de décalcification, profondes parfois de plus de

1,50 m, au sein de la couche 2. Ces argiles, d'origine probablement colluviale, renferment d'abondantes granules de manganèse.

**Coupe 3** : même stratigraphie que la coupe 1, mais la couche 2 est ici surmontée d'un niveau épais de plus de 2 m, à petits galets très émoussés, interstratifiés avec des sables et des graviers. Ce niveau est affecté d'une puissante cryoturbation, sous forme de poches (fig.14) et de redressement des éléments à la verticale.



Fig.14 – Bief de Corne : coupe 3

**Coupe 4** (fig.15)

Couche 1 (0,30 m) : argiles de décalcification (colluvions)  
 Couche 2 (1,20 m) : sable à passées gréseuses  
 Couche 3 (2,00 m) : couche identique à la couche 2 la coupe 1.

Dans ces deux dernières coupes, le niveau morainique est raviné par une couche de type fluvio-glaciaire, d'allure même lacustre dans le cas de la coupe 4, correspondant à une phase de récession.

La présence de granules de manganèse, la forte cryoturbation, et la grésification des sables témoignent d'une évolution ancienne, d'origine probablement interstadaire ou même interglaciaire. Nous montrerons plus loin qu'il convient de rattacher ces dépôts à la phase rissienne des glaciations quaternaires, tandis qu'à la phase würmienne, le plateau lédonien ne semble avoir connu que des conditions périglaciaires (colluvionnement, cryoturbation), sans nouvelle avancée glaciaire.

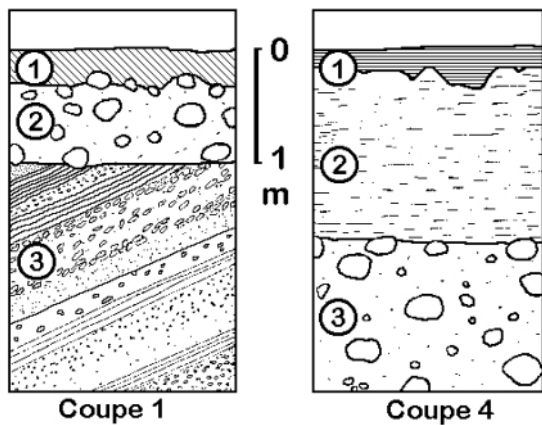


Fig.15 – Bief de Corne

## 2.14 - Karst

Dans la reculée de la Cuisance et sur le plateau qui la domine s'ouvrent de nombreuses cavités pénétrables aux spéléologues : ces réseaux souterrains, plus que les formes superficielles souvent altérées par des actions postérieures à leur mise en place, sont susceptibles d'apporter des éléments pour la connaissance du passé géomorphologie de la région. De ces cavités, qu'il serait fastidieux de toutes décrire, nous ne retiendrons que celles qui présentent un intérêt particulier dans le cadre de notre étude.

Nous avons vu que sur le plateau, de nombreux gouffres contribuent à l'enfouissement des eaux. Dans la Combe Saugin

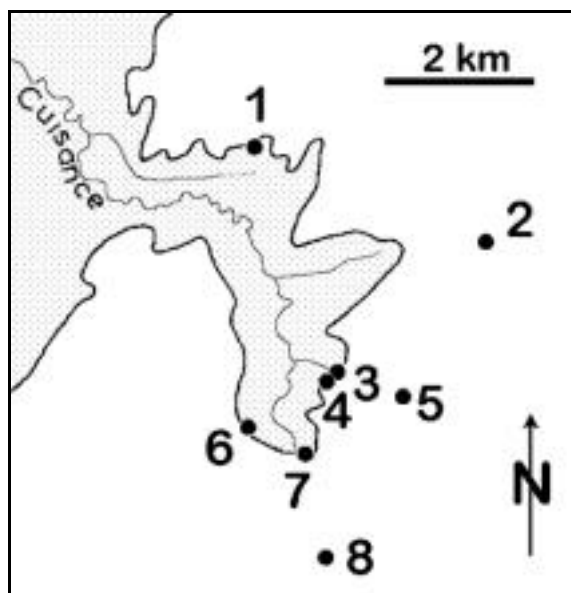


Fig.16 – Cavités de la reculée de la Cuisance

s'ouvrent de véritables « goules » fossiles, telles que le Creux Coulon, profond de 55 m (fig.16, n°2). Dans le secteur de La Châtelaine, on rencontre surtout des classiques fissures de dissolution, de type lapiaz, d'une profondeur de 5 à 20 m<sup>9</sup>. Plus au sud, dans le Bief de Corne et ses abords, on trouve des gouffres importants, tel que celui de la Maison Gribouille (865,00 - 212,22 - 525), profond de 69 m, où nous avons trouvé des galets de type glaciaire, tandis que les parois en encorbellement portent les traces d'une importante érosion tourbillonnaire (fig.16, n°8).

Cet ensemble de cavités témoigne d'intenses circulations de surface, aujourd'hui disparues : soit ruisseaux classiques, soit torrents sous-glaciaires. Si ce karst de plateau est actuellement fossilisé, les cavités servent pourtant encore de points d'enfouissement des eaux de précipitation. Par leur position topographique souvent en dépression, elles assurent le drainage et la concentration des ruissellements, et il n'est pas rare de voir se former en période de pluie de véritables ruisselets souterrains, à une vingtaine de mètres sous la surface.

Dans la reculée elle-même s'ouvrent de nombreuses grottes. La plupart ne présentent guère d'intérêt morphologique en elles-mêmes, si ce n'est la grotte de la Vieille Grand-Mère à Mesnay (fig.16, n°1), dont nous utiliserons la stratigraphie des remplissages pour la datation des dépôts glaciaires du plateau (voir chapitre 4.3). L'étagement en altitude des orifices, concentrés entre 380 et 430 m, n'est pas plus significatif : il correspond au contact Lias-Bajocien.

Mentionnons toutefois les cavités associées aux deux sources de la Cuisance.

A la source sud (fig.16, n°7), quelques boyaux de faibles dimensions, fonctionnant en mise en charge lors des crues, montrent, par leur petite taille et leur rôle de trop-pleins, que le cours d'eau souterrain est encore à la recherche de son niveau de base,

9. à l'exception du gouffre des Griffes (fig.16, n°5), profond de 69 m, exploré à partir de 1975.

et circule toujours dans des conduits insuffisamment élargis pour son débit actuel.

A la source est, la grotte des Planches (865,10 – 214,68 - 330) se développe sur 1 350 m<sup>10</sup> en direction SW-NE (fig.16, n° 3). Elle présente trois galeries étagées, disposées parallèlement sur un même interstrate fortement incliné. La galerie la plus élevée est fossile, la galerie centrale est semi-active, tandis que la plus basse est parcourue en permanence par le ruisseau souterrain (J.C.Frachon, 1964).

Dans le cirque qui surmonte la grotte débouchent d'autres cavités fossiles. Les plus intéressantes sont le gouffre Sans Fond et la grotte du Château de la Châtelaine (fig.16, n°4) qui traversent de part en part sur une trentaine de mètres un encorbellement des falaises.

Cet étagement des cavités témoigne d'un enfouissement progressif à la recherche d'un niveau de base<sup>11</sup>.

Cet enfouissement a été rapide, ainsi que le montre l'état de conservation des niveaux les plus supérieurs, où les dépôts glaciaires ou périglaciaires font notamment défaut.

En résumé, deux faits dominent dans l'allure du karst local. D'une part, l'existence d'anciens points d'enfouissement sur le plateau, actuellement fossilisés. D'autre part, aux points de résurgence actuels, des conduits karstiques jeunes, encore en plein enfouissement en direction du niveau de base.

## 2.15 - Interprétation géomorphologique

Grâce à ces observations d'ordre géologique, topographique, hydrographique et karstique, nous pouvons émettre quelques hypothèses expliquant la géomorphologie

de cette vallée.

Sa localisation dans l'ensemble du plateau lédonien est sans doute liée, comme son tracé, à la structure géologique faillée, mais aussi à des facteurs hydrographiques : la forêt des Moidons et les ondulations anticlinales qui la bordent constituent une zone de drainage des eaux de précipitation, qui ont eu naturellement tendance, comme l'indique la convergence des vallées sèches, à se collecter selon les accidents structuraux et ont ainsi pu élaborer la vallée actuelle.

Dans le détail, nous avons vu que le tracé et le profil des versants était en rapport direct avec la structure et la lithologie. Le profil longitudinal est, quant à lui, caractérisé par un étagement en terrasses, que nous avons décrites plus haut (chapitre 2.13). Sauf pour le niveau de 300-310 m, fait d'alluvions glaciaires, les niveaux notés ont l'allure classique des terrasses fluviales emboîtées, en relation avec des phases alternées d'érosion et d'alluvionnement. Dans cette hypothèse, la vallée aurait connu au moins quatre épisodes de creusement-accumulation successifs, dont les terrasses de 360, 350, 320 et 290 m sont les témoins chronologiques. À proximité de la cascade du Dérochoir, le creusement maximum se situe à la cote 300 m environ, où le Lias est visible. L'épaisseur maximum admissible d'alluvions serait de 50 m environ (cote 350 m), probablement moins (17 m au Dérochoir).

Par corrélation, il est possible de situer chronologiquement ces niveaux, si on admet que la terrasse de 300-310 m est rissienne. Le niveau de 320 m, qui s'appuie sur elle à l'amont, lui est postérieure, ainsi bien sûr que celui de 290 m qui entame les précédents. Les deux terrasses situées à l'amont de la vallée, bien que plus élevées en altitude (350-360 m), sont elles aussi probablement postérieure au Riss : on peut en effet difficilement imaginer qu'elles aient été respectées par l'écoulement glaciaire de fond de vallée dont la terrasse rissienne de 300-310 m est un témoin.

L'étagement des terrasses de 350 et 360 m pourrait résulter d'une reprise d'éro-

---

10. De nouvelles explorations, à partir de 1989, ont porté son développement à plus de 3 300 m.

11. Cette interprétation est confirmée par la découverte, en 1994, de la vaste grotte du Tunnel (voir la fig.16, n°6), située à 540 m d'altitude.

sion dans le barrage morainique de Mesnay (voir ci-dessous), si celui-ci s'élevait antérieurement jusqu'à 360 m au moins. Mais d'autres éléments (allure du karst, forme des cirques et des versants) nous font supposer que le cirque des Planches, à la source est de la Cuisance, constituait une tête de vallée antérieure chronologiquement au cirque du Fer à Cheval. Le tronçon de vallée située entre la source sud et le confluent marquerait un recul récent de la vallée dans cette direction : le karst y est moins élaboré que dans le cirque des Planches, le cirque est plus irrégulier et encombré d'un fort talus d'éboulis. Dans cette hypothèse, les terrasses de 350 et 360 m seraient bien postérieures à celles situées en aval, et sans relation avec elles. Par ailleurs, les escarpements qui les bordent, masqués par des tufs, ne permettent pas d'observation géologique précise ; mais il faut remarquer qu'ils se trouvent dans le prolongement de failles transversales à la vallée, décelables dans le versant ouest. Là réside sans doute l'explication de l'étagement de ces deux terrasses. Il en va de même pour la cascade du Dérochoir, située sur le prolongement d'une faille venant du nord-est.

Notre interprétation d'ensemble pourrait, en résumé, être la suivante :

- La vallée s'est sans doute élaborée

au quaternaire ancien ou au pliocène inférieur (voir seconde partie, chapitre 4). En effet, la grotte de la Vieille Grand-Mère, à Mesnay, renferme un remplissage rissien ou antérieur, ce qui démontre la présence d'un karst de versant antérieur ou contemporain du Riss, et implique un creusement de la vallée déjà notable à cette époque (altitude de la grotte : 380 m, altitude du plateau au-dessus d'elle : 500 m environ).

- Au Riss un glacier de vallée s'est installé et a probablement surcreusé le thalweg préexistant (absence d'alluvions anté-Riss sous la moraine, dans la coupe de la fruitière vinicole d'Arbois).

- Lors de la récession, ce glacier a abandonné une moraine obturant la vallée près de Mesnay, au moins jusqu'à la cote 310-320 m. À l'arrière de ce barrage s'est créé un colmatage alluvial à la cote 320 m, à caractère lacustre ou deltaïque, comme le montrent l'horizontalité ou la stratification entrecroisée des dépôts.

- Par reprise d'érosion, le barrage morainique a été peu à peu dégagé sur son flanc sud, sans doute essentiellement lors des périodes d'intense ruissellement, à la fin du Riss ou à la fin du Würm.

- Le niveau de 290 m correspond à une phase de stabilisation (alluvionnement), et est à son tour entamé par une reprise d'érosion subactuelle.



Fig.17 – Reculée de la Cuisance : à gauche, le cirque des Planches, au fond, celui du Fer à Cheval.



## 2.2—RECLÉE DE LA GLANTINE

### 2.21 – Topographie et structure

La vallée de Poligny, ou « Culée de Vaux », drainée par la Glantine, est la plus courte des quatre reculées (fig.19). Elle s'ouvre à 9 km au sud-ouest de celle de la Cuisance, perpendiculairement au rebord bressan. Elle offre un tracé rectiligne, orienté SE-NW, dont l'*Atlas aérien* (P. Deffontaine et M.J.B.Delamarre, 1964) donne une vue saisissante. La reculée est longue de 3 km pour une largeur variant de 500 à 800 m ; elle est encaissée en moyenne de 150 m dans le plateau, situé vers 560 m d'altitude.

Cette disposition d'ensemble est redevable en grande partie aux conditions structurales : la reculée est installée sur un décrochement, mis en évidence dans les levés géologiques (fig.6), qui en détermine l'orientation et la rectitude. D'autre part les pendages du Jurassique moyen plongent de quelques degrés de part et d'autre de la reculée, vers le nord-est et le sud-ouest, en un bombement anticlinal peu prononcé : la « Culée de Vaux » occupe donc une position qui s'apparente à une demi-combe.

Toutefois, vers l'amont de la vallée, le pendage se modifie et plonge fortement, de 8 à 13° vers le sud-est : ainsi que nous le verrons, cette accentuation de pendage bloque vers l'amont l'évolution de la reculée, qui s'y achève en bout du monde par un cirque rocheux haut de 70 m.

À son débouché aval, à Poligny, elle s'étrangle, tandis que ses flancs s'élèvent à hauteur du Trou de la Lune au nord et de la Croix du Dan au sud ; il s'agit là de la pinçée bordière signalée plus haut (chapitre 1.11), qui forme une dorsale traversée en cluse par la vallée. La butte isolée de Grimont appartient également à cette lanière bathonienne.

Dans l'intervalle, seuls trois courts thalwegs latéraux viennent échancre les flancs rectilignes de la reculées. On note

d'autre part sur le plateau quelques vallées sèches peu marquées (fig.19). L'existence et la disposition de ces vallons peuvent s'expliquer par la fissuration d'ensemble du plateau, perpendiculaire à l'axe de la vallée, et peut-être par d'anciens écoulement glaciaires (voir seconde partie).

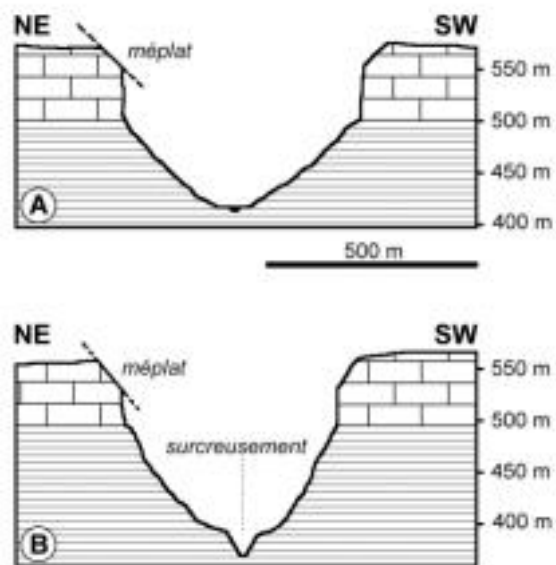


Fig.18 – Profils transversaux. A : en amont de Vaux-sur-Poligny. B : en aval de Vaux-sur-Poligny.

Les versants de la reculées ont un profil qui résulte de la superposition classique Lias-Jurassique moyen : les pentes inférieures du Lias, inclinées de 25 à 30 %, sont surmontées de falaises ébouleuses du Bajocien, hautes de 30 à 40 m. La partie sommitale de ces corniches comporte un méplat (fig.18 et 20) dont nous verrons plus loin la signification morphologique.

### 2.22 - Hydrographie

La Glantine naît par de multiples petites sources sortant des pentes d'éboulis du Bajocien, au pied du cirque amont de la vallée, vers 460 m d'altitude. Le débit total de ces sources, éminemment variable, peut passer de quelques litres par seconde à 3 m<sup>3</sup>/s. La moyenne des débits pendant la du-

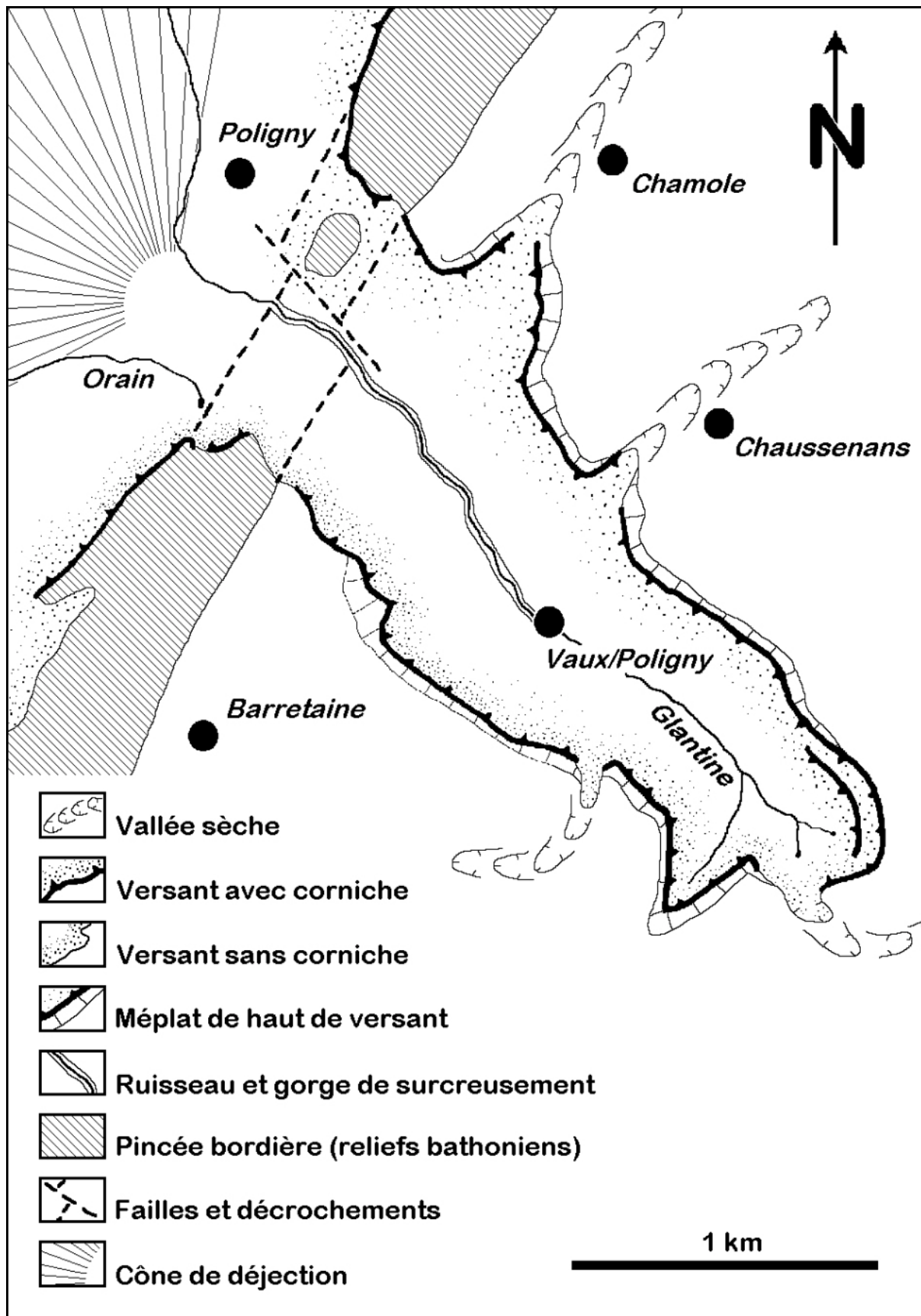


Fig.19 – Reculée de la Glantine



Fig.20 – Versant NE de la Culée de Vaux. Noter le méplat sommital.

rée de nos observations est de  $2,25 \text{ m}^3/\text{s}$  ; il s'agit de débits d'hiver et de printemps (voir chapitres 4.13 et 4.22).

Le bassin d'alimentation est difficile à préciser : des colorations ont déterminé que les pertes du secteur de Bonnefontaine étaient tributaires de la Seille, celles de la région de Montrond alimentaient la Seille, tandis que la dépression fermée de Besain était tournée vers l'Ain. Par élimination, on peut limiter le bassin de la Glantine à la partie sud de la forêt de Poligny et au bois de Malrochers. C'est une zone rocheuse, fortement lapiazée et criblée de gouffres (voir chapitre 4.21), accidentée de dépressions allongées nord-sud portant le nom local de « combes » : Combe aux Lares, Combe des Prés Bergerets, Combe Froide. Une coloration effectuée à la perte des Prés Bergerets le 10 avril 1963 est d'ailleurs réapparue deux jours plus tard aux sources de la Glantine.

De ses sources à Vaux-sur-Poligny, la Glantine serpente sur le fond évasé de la vallée (fig.18 A), selon une pente moyenne de 3,5 % (fig.22) ; ce pourcentage est beaucoup plus important que celui de la Cuisance qui atteint, rappelons-le, à peine 1 %. À l'aval de Vaux-sur-Poligny, après une cascade de 10 m suivie de plusieurs autres ressauts (fig.21), elle s'encaisse dans une gorge de surcreusement élaborée dans le Lias, et s'écoule ainsi jusqu'à Poligny, selon une pente encore plus accentuée, de 5,5 % en moyenne. On est là en présence d'un phénomène de reprise d'érosion, encore inachevée, ainsi que l'attestent le profil très



Fig.21 – Cascade de Vaux-sur-Poligny.

encaissé de la gorge de surcreusement et la pente à fort pourcentage.

Sur ce tracé, la Glantine reçoit quelques petits affluents en provenance des thalwegs latéraux, qui s'ouvrent en contrebas de Chamole, Chausseuans et Champvaux. Leur débit est insignifiant.

Au débouché de la reculée, à Poligny, un autre cours d'eau prend curieusement sa source au pied de l'éperon surmonté par la Croix du Dan : il s'agit de l'Orain, qui a un débit moyen plus modeste que la Glantine, en moyenne  $0,35 \text{ m}^3/\text{s}$  pendant la durée de nos observations. S'il ne draine pas la reculée proprement dite, il contribue au processus d'érosion qui s'y effectue : abaissement du niveau de base local, transport d'éléments provenant des pentes sus-jacentes, etc. Il se jette dans le Doubs, après avoir reçu la Glantine aux environs de Tourmont.

Son bassin d'alimentation semble tout à fait distinct de celui de la Glantine, bien qu'il en soit très proche : d'une part les colorations n'ont jamais réapparues simultanément aux deux sources, d'autre part les résultats d'analyses physico-chimiques de leurs eaux respectives sont très différents (voir chapitre 4.13). Il draine vraisemblablement la pincée bordière au sud de Poligny, aux environs de Barretaine et Plasne, ainsi que l'atteste notre coloration des égouts de Barretaine, en 1965, réapparue à la source de l'Orain, dans la fromagerie Brun.

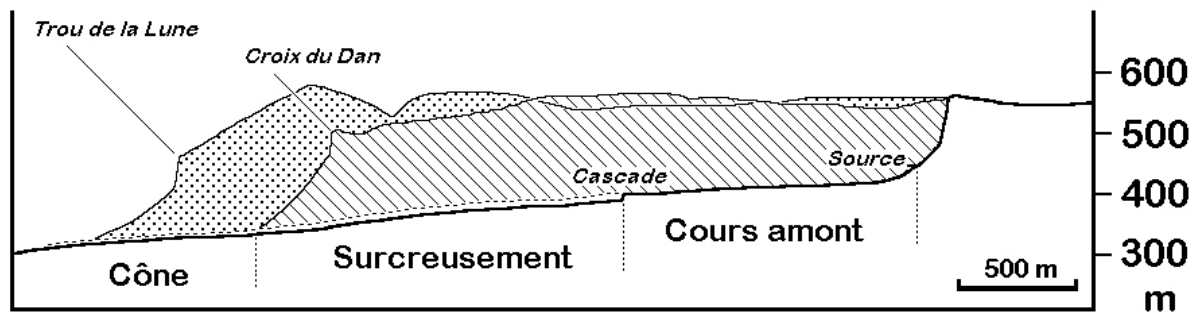


Fig.22 – Reculée de la Glantine : profil longitudinal

## 2.23 - Alluvions anciennes

La caractéristique essentielle de la reculée de Vaux est de ne receler aucune terrasse ancienne. Le replat qui borde de part et d'autre la gorge de surcreusement n'est qu'un replat d'érosion, constitué de Lias à peine couvert par endroits d'éboulis de pente ; aucun élément ne permet d'en dater l'élaboration, qui est peut-être subactuelle. Dans toute la reculée, nos recherches n'ont mis en évidence aucun dépôt alluvial ancien, si on excepte une énorme coupe de groises litées, épaisse de 14 m, au-dessus de la source de l'Orain, mais dont la stratigraphie ne nous a apporté aucun élément de datation. Des groises du même type se rencontrent au pied des falaises bordières du plateau, au nord et au sud du débouché de la reculée, mais pas dans la vallée elle-même.

Par contre, sur le plateau dominant la reculée et dans les thalwegs qui y débouchent, nous avons découvert divers dépôts glaciaires quaternaires, que nous attribuons au Riss (voir chapitre 4.3). Les dépôts les plus caractéristiques sont ceux des deux vallées sèches proches de Chamole et de Chausseuans, notamment à hauteur du gouffre de la Côte (voir chapitre 2.24) dont l'orifice a piégé une masse importante de galets, et celui des Bouchalets, au-dessus de la source de la Glantine, décrit plus loin (chapitre 4.32).

D'autre part la topographie révèle la présence, au débouché aval de la reculée, d'un vaste cône de déjection (fig.19), sur lequel est en partie bâtie la ville de Poligny.

Ce cône, dont le bombement maximum atteint 10 m, apparaît clairement dans le paysage, et plus clairement encore à la lecture des photographies aériennes. C'est lui qui a déterminé localement le tracé de la Glantine et de l'Orain : à partir de Poligny, au lieu de rejoindre immédiatement l'Orain, la Glantine est rejetée au nord, sur le flanc septentrional du cône, tandis que l'Orain décrit une courbe au sud. Ce n'est qu'à l'aval du cône que les deux cours d'eau se rejoignent, près de Tourmont, là où le cône s'atténue et disparaît.

L'absence de coupes profondes ne nous permet pas de préciser la nature des alluvions qui le composent. En surface il est fait de galets roulés de petites dimensions, de 5 à 15 cm, de type fluviatile, très lavés, avec une absence presque totale de matrice.

Plus à l'aval, A.Delebecque (1909) signalait des dépôts glaciaires aux environs de Villerserine et Brainans. Une belle coupe en est actuellement visible, en bordure de la route Tourmont-Villerserine, qui traverse en tranchée une terrasse dominant l'Orain de 5 m, au lieu-dit "L'Essart". Cette coupe montre des alluvions indiscutablement glaciaires : absence de tri et de stratification, matrice argilo-sableuse, galets polis et striés atteignant 30 cm de diamètre, et même deux blocs dépassant chaque un demi-mètre cube, au poli caractéristiques et aux angles étoilés par compression.

On se rend compte, en résumé, qu'il y a contradiction entre l'abondance de ces alluvions glaciaires à l'amont et l'aval de la reculée, à laquelle s'ajoute la présence d'un cône de déjection, et l'absence totale de dépôts anciens à l'intérieur de la vallée. Nous

tenterons plus loin d'en fournir une explication.

## 2.24 - Karst

Nous avons vu que le bassin d'alimentation de la Glantine était fait de lapiaz comportant de nombreux gouffres, dont l'énumération serait fastidieuse. Nous verrons dans la seconde partie l'importance et le rôle géomorphologique de ce karst du plateau.

À l'intérieur même de la Culée de Vaux s'ouvrent diverses cavités, dont trois méritent d'être décrites (fig.23).

### **Trou de la Lune** (fig.23, 1) (857,74 - 209,65 - 482)

Vaste auvent long de 10 m, placé sur la faille orientale de la pincée bordière. G. Gardet (1940) y voit le témoignage d'une érosion glaciaire, ce qui est une curieuse interprétation. Il s'agit plutôt d'une simple baume de gélifraction, placée sur la zone de broyage de la faille (J.C.Frachon, 1965 a).

### **Gouffre de la Côte** (fig.23, 2) (858,27 - 209,55 - 520)

Exploré par le GRS Polinois, ce gouffre de 36 m de profondeur s'ouvre en pied de falaise, sur le flanc oriental du thalweg de Chamole, presque à l'altitude des grottes de versant. Cette situation topographique ne s'explique que par un recoupement du gouffre par le thalweg, ce type de cavité n'ayant pu s'élaborer qu'à la surface du plateau. D'autre part on note la présence de galets roulés de forte taille, coincés dans la diaclase d'orifice. Ces alluvions sont semblables aux dépôts glaciaires qui tapissent le thalweg en amont : il semble que le gouffre ait fonctionné en piège lors de l'extension glaciaire rissienne.

### **Rivière de la Baume** (fig.23, 3) (858,29 - 209,25 - 521)

Cette rivière souterraine que nous avons explorée et décrite (J.C.Frachon, 1965 a) se développe sur 1.850 m, selon un

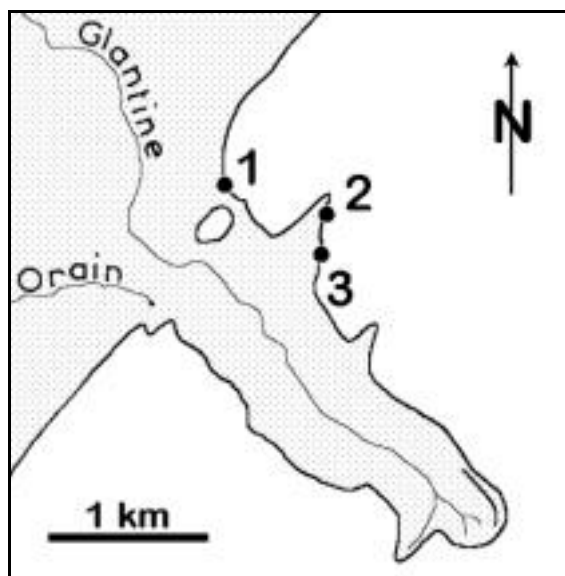


Fig.23 – Cavités de la reculée de la Glantine

tracé sensiblement parallèle au versant nord-est de la reculée de Vaux<sup>12</sup>. Ses galeries très dégradées et renfermant un concrétionnement de gypse, sont d'un type ancien, partiellement fossilisé. Son porche d'entrée, placé à une quinzaine de mètres de hauteur dans la falaise bajocienne, a été entièrement colmaté par des éboulis de gélifraction calibrés, sans doute au Quaternaire, sous climat périglaciaire. Cette masse d'éboulis est actuellement suspendue par coinçage entre les parois du porche, la partie inférieure du remplissage ayant été soutirée par gravité.

Il semble bien, d'après la position du porche et l'allure des éboulis tranchés à l'aplomb de la voûte, que la grotte ait été tronçonnée par le recul des falaises. Le tracé général de la cavité, parallèle au versant de la reculée, semble également attester son recoupement par la surface topographique. La rivière de la Baume s'est donc vraisemblablement élaborée en fonction d'un niveau de base plus éloigné et plus élevé que le versant actuel de la reculée de Vaux.

Ce fait est d'ailleurs confirmé par la présence de plusieurs petites grottes de versant, qui ne s'ouvrent pas la base du Bajocien, mais 10 ou 20 m plus haut : cela im-

12. Des explorations postérieures à notre étude ont porté le développement connu à 3 600 m.

plique un abaissement récent du niveau de base, encore inachevé comme le montrent les sources actuelles de la Glantine. En ce point, malgré de persévérants travaux de désobstruction, les spéléologues du GRS Polinois ne sont parvenus qu'à d'étroits boyaux, rapidement terminés en fissures impénétrables. Il semble que ces sources soient encore à la recherche d'un niveau de base, cet enfouissement progressif étant incompatible avec l'élaboration d'un conduit karstique élargi en galeries, pénétrable à l'homme.

## 2.25 - Interprétation géomorphologique

Par les conditions structurales, nous avons déjà en partie expliqué la disposition d'ensemble de la reculée de Vaux, courte et rectiligne.

Elle est placée sur un décrochement tectonique, perpendiculaire au rebord occidental du plateau lédonien, ce qui lui donne son orientation. D'autre part, elle se trouve en position de combe, au sommet d'un vaste bombement anticlinal. Les pentes divergentes ralentissent le recul des abrupts latéraux, et favorisent peu leur festonnement. Vers l'amont nous avons vu que se produisait, aux environs du cirque terminal actuel, une augmentation du pendage qui prend une valeur de 8 à 13° vers le sud-est. Par conséquent on peut penser que l'évolution du cirque vers l'amont est bloquée, ou au moins ralentie. L'existence d'un vallon latéral vers le sud-ouest semble indiquer que c'est dans cette direction que se poursuivra le recul de la tête de vallée.

Toutes ces observations concernant le modelé de détail concourent à nous faire admettre que le creusement de la vallée, du moins dans une de ses dernières phases, s'est fait en relation avec un rejeu tectonique localisé du plateau.

La présence du méplat au sommet des corniches semble indiquer une reprise d'érosion généralisée des versants : le méplat serait un témoin du profil de l'ancien versant,

entamé ensuite par le recul des falaises <sup>13</sup>.

Le recoupement du karst par la surface topographique évoqué ci-dessus suggère le même phénomène. Ce fait n'est pas isolé, mais se retrouve dans toute la vallée : il semble bien impliquer un mouvement d'ensemble, abaissement du niveau de base ou exhaussement du plateau. Dans le même sens vont également nos observations sur le karst du plateau d'alimentation ; il évoque un enfouissement rapide, provoqué lui aussi par un abaissement relatif du niveau de base.

En fait, les arguments les plus probants nous sont fournis par le profil de la Glantine : il est très raide, 3,5 % dans son tronçon amont, auquel fait suite la gorge de surcreusement dont la pente atteint 5,5 %. Le cours d'eau est donc loin d'avoir atteint un profil d'équilibre, il est en pleine phase de surcreusement. La présence du cône de déjection, au débouché aval, est un argument supplémentaire.



Fig.24 – Culée de Vaux vue vers l'aval. Au premier plan, le village de Vaux-sur-Poligny

Le problème de la datation de cette reprise d'érosion peut être résolu par l'observation des dépôts anciens :

- les dépôts glaciaires rissiens se rencontrent dans les vallées sèches du plateau,

---

13. En l'absence de coupe stratigraphique précise, nous avons écarté provisoirement l'hypothèse d'une variation lithologique, telle que le passage du Bajocien moyen siliceux au Bajocien supérieur oolithique.

et même à l'extrême rebord de la reculée, comme au gouffre de la Côte, mais sont absents au fond de celle-ci

- les groises et éboulis périglaciaires sont abondants au débouché aval (plus de 14 m à la source de l'Orain, 5 à 6 m au Trou de la Lune), mais sont absents dans la vallée, sauf de rares exceptions très haut sur les versants.

On peut donc en déduire que le surcreusement est vraisemblablement posté-

rieur à la dernière phase froide du Quaternaire, donc post-würmienne. De plus, nous pensons qu'il résulterait certainement d'un rejeu local du plateau (exhaussement de la voûte anticlinale), car il paraît difficile de faire intervenir un abaissement post-quatenaire du niveau de base bressan, qui aurait eu les mêmes conséquences sur le profil des autres reculées, ce qui n'est pas le cas.

## 2.3—RECULÉES DE LA SEILLE

Par ses caractères topographiques et hydrologiques, la vallée de la Seille est la plus importante des reculées jurassiennes. C'est également la plus célèbre et la plus abondamment décrite : aussi fournirons-nous à son sujet une description moins détaillée que celle des trois autres vallées. Nous ne pouvons que renvoyer aux études déjà publiées, en particulier celle de E. Benevent (1932) et de P. Romagoux (1963), que nous nous contenterons de compléter sur certains points.

### 2.31 - Topographie et structure

Le débouché aval de la Seille se situe à Voiteur, à 13 km au sud-ouest de Poligny. Vers l'amont, la vallée se développe sur 2 km vers le sud-est, puis se divise en plusieurs branches dont chacune s'apparente à une reculée individualisée (fig.25).

Pour faciliter la compréhension, nous distinguerons :

- ▶ la Seille nord, de Ladoye-sur-Seille au confluent
- ▶ la Seille sud, des sources de Saint-Aldegrin au confluent
- ▶ les reculées du Dard (Baume-les-Messieurs) et du Longebief (La Peyrouse), qui se greffent sur la Seille sud
- ▶ la branche aval, du confluent à Voiteur.

Le tracé d'ensemble de ces diverses reculées est orthogonal : les branches principales s'allongent du sud-ouest au nord-est, parallèlement au rebord bressan, et sont reliées par des tronçons SE-NW. Comme nous le verrons plus loin, cette disposition est clairement liée à la structure (failles et décrochements), ainsi que l'ont montré la plupart des auteurs et surtout A. Bonte (1952).

L'allure topographique des versants appartient, avec quelques variantes, au type devenu classique : des talus marneux en forte pente, parfois masqués d'éboulis, sont surmontés de hautes corniches calcaires, pouvant dépasser 100 m. Dans le détail,

nous verrons que l'un ou l'autre de ces deux niveaux peut prendre plus ou moins d'importance selon les conditions structurales.

#### 2.31.1 - Seille nord

C'est la plus importante des branches de la Seille : elle s'allonge sur 6 km du nord-est au sud-ouest. Sa largeur est pratiquement constante, de 600 à 700 m, pour une profondeur moyenne de 200 m. Le fond de vallée passe d'amont en aval de 375 m à 275 m d'altitude, le plateau oscille entre 500 et 550 m.

Elle a un tracé en baïonnette : son orientation générale NE-SW s'infléchit à trois reprises en direction est-ouest, à Ladoye-sur-Seille, à Blois-sur-Seille et à proximité du confluent (fig.5 et 6). Cette allure est liée aux directions de la fissuration générale du plateau, notamment aux failles locales, comme l'indique le diagramme polaire établi par D. Duplessis-Kergomard et J. Martin (1968). Ainsi, le Lias monte plus haut en rive droite qu'en rive gauche, surtout à proximité du confluent, où le toit du Lias se trouve aussi haut que le sommet du Bajocien sur l'autre rive : ceci détermine une dissymétrie entre les versants, aux corniches très hautes en rive gauche et pentus en rive droite (fig.25). Ce décalage s'atténue vers le nord-est, où la faille s'amortit.

Dans le détail, la vallée débute à l'amont par un groupe de trois cirques, disposés en éventail. Au nord, le cirque surmontant la source de la Seille nord, est un amphithéâtre régulier dont la corniche calcaire, haute de 40 à 50 m, surmonte un talus d'éboulis de plus de 100 m de dénivellation. A l'est, le cirque du Lioutre, surmontant la source de l'Enragé, a une forme moins régulière, mais présente cependant la même dénivellation que le précédent. Au sud, le cirque du Sautelard est une gorge encaissée se fermant en coin, à la topographie complexe, faite d'une alternance de falaises très diacla-



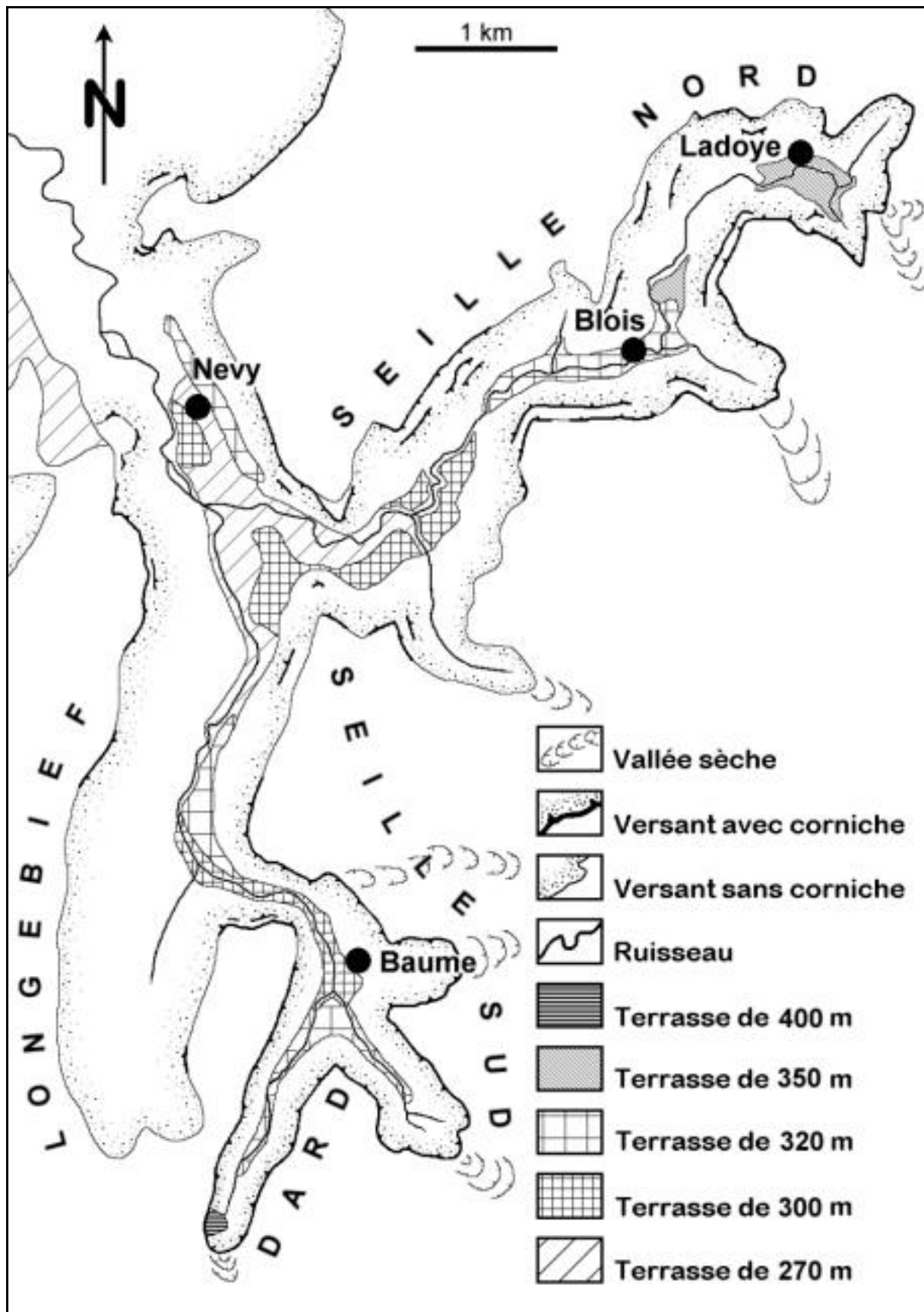


Fig.25 – Reculées de la Seille

sées et de pentes d'éboulis, l'ensemble dépassant 100 m de dénivellation.

Vers l'aval, les versants de la reculée ont un tracé très régulier. Seule la rive gauche est échancrée de deux cirques latéraux : celui des Esterpois, au sud-est de Blois-sur-Seille, et celui de Juisse, à proximité du confluent.

Ces deux échancrures sont dues à la présence de ruisseaux affluents et sont liées à la structure : elles correspondent au prolongement vers le sud-est de deux accidents décrochants qui orientent la vallée à ces endroits.

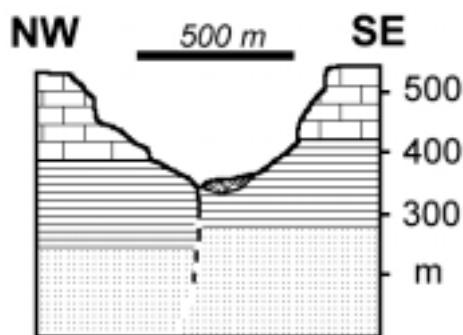


Fig.26 – Seille nord à Blois-sur-Seille

Le profil transversal des versants, en plus de la dissymétrie signalée plus haut, présente des caractères très originaux, mis en évidence par D.Duplessis-Kergomard et J.Martin (1968) : les falaises dominant les pentes marneuses du Lias sont coupées, aux deux tiers de leur hauteur environ, par un épaulement se présentant sous forme d'une pente boisée atteignant 40 à 45° (fig.26). Cet étagement en deux corniches superposées ne correspond pas à une variation lithologique des calcaires : nous verrons plus loin qu'il implique un creusement de la vallée en plusieurs phases, en fonction des variations du niveau de base.

### 2.31.2 - Seille sud

Cette branche s'étend sur 5 km, entre les sources de Saint-Aldegrin et le confluent. Elle a, comme la Seille nord, un tracé en baïonnette, nettement orienté par la structure faillée : deux grandes failles NE-SW, bien visibles de Nevy-sur-Seille à la

Peyrouse et à Baume-les-Messieurs, ainsi que des décrochements SE-NW, décelables notamment dans le cirque de Saint-Aldegrin (fig.5 et 6).

Elle débute à l'amont par un cirque haut de 150 m divisé en deux lobes, correspondant aux deux sources de Saint-Aldegrin. Vers l'aval, sa profondeur est constamment voisine de 200 m : le fond passe de 380 à 275 m d'altitude, alors que le plateau demeure à 500-510 m. Par contre, sa largeur et son profil transversal varient en fonction de la structure et de la lithologie.

De la source de Saint-Aldegrin à la Peyrouse, elle est large de 500 à 600 m et encaissée dans la masse bajocienne, qui forme de vigoureuses corniches parfois hautes de 100 m, surmontant des talus marneux très raides, de 40 à 60°. Il faut cependant noter qu'à Baume-les-Messieurs, la convergence de plusieurs ravins latéraux détermine un évasement de la vallée. Il s'agit de la reculée du Dard, en provenance du sud-ouest (voir chapitre 2.31.4), et du cirque dominant Baume-les-Messieurs vers l'est. Aucune source abondante ne coule dans ce second ravin, il est donc difficile d'en expliquer la formation. Il est toutefois probable qu'il s'agit d'un cirque surmontant à l'origine une résurgence importante, actuellement fossilisée par capture souterraine, et masquée sous éboulis. La gélifraction semble d'autre part avoir eu une part active dans le modelé des parois, hautes d'une quarantaine de mètres, et pourrait avoir contribué également à la genèse de cet amphithéâtre.

De la Peyrouse au confluent, au contraire, la vallée s'élargit considérablement, jusqu'à plus de 1 000 m. Elle fait alors suite à la petite reculée du Longebief, qui se développe vers le sud (voir chapitre 2.31.3). Cet élargissement imposant s'explique parfaitement par la structure : la vallée est guidée par une faille méridienne, qui élève très haut le Bajocien sur le versant occidental. De plus, le pendage vers l'ouest (fig.27) accentue ce caractère. Ainsi, le versant occidental, en rive gauche, est presque

exclusivement marneux, avec une corniche calcaire réduite à quelques mètres : ce versant évolue donc rapidement par recul, et provoque l'évasement de la vallée. Par opposition, le versant oriental, en rive droite, demeure vigoureux, avec des corniches dépassant 150 m.

### 2.31.3 - Longebief

Cette courte reculée, qui ne dépasse pas 2 km, constitue en fait le prolongement vers le sud de la branche sud-nord de la Seille sud, entre la Peyrouse et le confluent. Son altitude, en fond de thalweg, passe de 400 à 300 m : elle se raccorde à la Seille sud par une rupture de pente d'une vingtaine de mètres.

Elle débute à l'amont par un cirque très évasé, divisé en deux lobes peu prononcés, fait essentiellement de pentes douces marneuses, surmontées d'une corniche peu importante, de quelques mètres à peine, parfois absente.

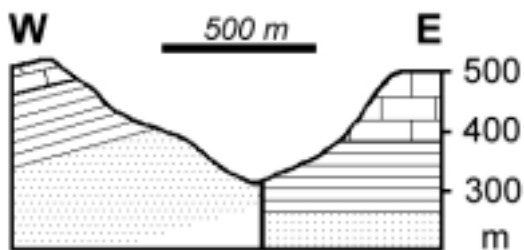


Fig.27 – Reculée du Longebief

Vers l'aval, la dissymétrie notée dans la Seille sud existe également : la faille directrice élève considérablement le compartiment occidental, où affleure le sommet du Trias (Keuper), en contact avec le Lias supérieur sur l'autre rive. Ainsi, le flanc ouest surtout marneux, où se notent de nombreux glissements et tassements, s'oppose au versant est, plus raide et surmonté d'une corniche calcaire (fig.27).

### 2.31.4 - Dard

C'est la plus célèbre de toutes. Son cirque terminal est présenté dans l'illustration de nombreux ouvrages comme celui

d'une reculée jurassienne typique : en fait, on devrait préciser qu'il est exceptionnel. Ses falaises atteignent 80 à 120 m de hauteur ; elles s'arrondissent en un hémicycle parfait, à peine accidenté par une fissure étroite, les "Échelles de Crançot", ravin utilisé par un sentier gagnant le plateau.

Vers l'aval, la vallée se poursuit sur 2 km vers le nord-est, jusqu'à son confluent avec la Seille sud, en une gorge large de 250 à 500 m et profonde de 200 m. Elle a un tracé rectiligne, lié à la présence d'une faille qu'elle suit rigoureusement. Cet accident est bien visible au nord, sous le village de Granges-sur-Baume, où le compartiment occidental est affaissé d'une quarantaine de mètres. Vers le sud, la faille s'atténue en direction de la source du Dard.

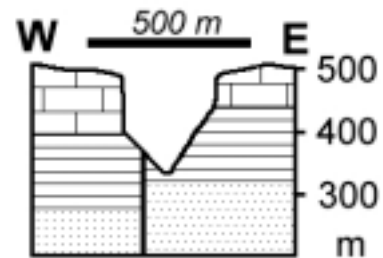


Fig.28 – Reculée du Dard

La présence de cet accident détermine une légère dissymétrie dans le profil transversal de la vallée (fig.28). Le versant occidental comporte un talus marneux de 70 à 80 m de dénivellation, en très forte pente, de 50 à 60°, et surmonté d'une corniche calcaire haute de 100 m. Sur la rive orientale, le talus est plus important (120 à 150 m) et moins pentu (50°), et la corniche calcaire est moins haute (50 à 60 m).

### 2.31.5 - Branche aval

Les branches nord et sud de la Seille se raccordent au sud-est de Nevy-sur-Seille. De ce confluent au débouché dans le Vignoble, à Voiteur, la reculée adopte une direction SE-NW, guidée par un important décrochement qui se répercute fort loin au nord-ouest, à travers tout le Vignoble et jusqu'en Bresse.

Sur ce tronçon long de 3 km, dont

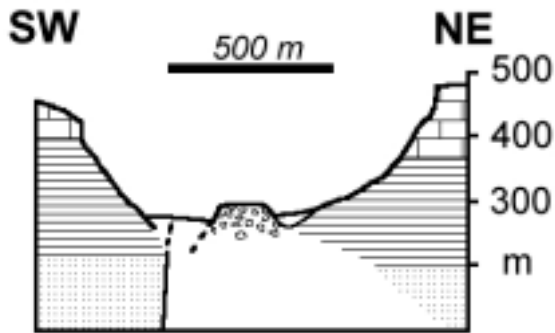


Fig.29 – Branche aval à Nevy-sur-Seille

l'altitude passe de 275 à 250 m, la vallée a une topographie d'ensemble voisine de celle des branches amont : largeur de 1 000 m, profondeur moyenne de 100 m (fig.29).

Cependant, dans le détail, ses versants ont un caractère plus tourmenté : en effet la Seille traverse alors transversalement plusieurs accidents méridiens qui, en dénivellant les uns par rapport aux autres les blocs qu'ils encadrent, donnent naissance à des éperons, là où le calcaire descend très bas, et à des ravins, là où les marnes sont rehaussées. Ainsi, au niveau de Château-Chalon au nord, et du bois de Rosnay au sud, on a affaire à une véritable lanière de Bathonien et Bajocien effondrée entre deux failles : c'est la *pincée bordière*, signalée plus haut (chapitre 1.11). Elle se traduit par deux éperons calcaires <sup>14</sup>, entre lesquels la vallée s'étrangle, et dont les corniches descendent presque jusqu'au fond du thalweg. À l'est de ces deux accidents, au contraire, les marnes montrent très haut sur les pentes et la corniche est presque absente.

Ainsi, la topographie des reculées de la Seille est, dans l'ensemble, directement liée à la structure faillée du plateau. Nous n'avons fait qu'énoncer brièvement quelques observations, des données plus précises pourront être trouvées dans les articles de E.Benevent (1932) et A.Bonte (1952).

14. Le décrochement SE-NW signalé plus haut décale vers l'ouest l'éperon de Château-Chalon, au nord, par rapport à l'éperon du bois de Rosnay, au sud.

## 2.32 - Hydrographie

### 2.32.1 - Seille nord

La source de la Seille proprement dite se situe à 385 m d'altitude, au pied du talus d'éboulis du cirque terminal nord (voir chapitre 2.31.1). Son débit varie considérablement selon la pluviosité : de 0,02 à 2,5 m<sup>3</sup>/s. Toutefois, le volume d'eau le plus important provient d'un affluent, le Sautelard, qui naît à 600 m en aval, au fond du cirque sud, avec un débit de 0,2 à 4 m<sup>3</sup>/s. Il faut ajouter qu'en crue trois exurgences étagées servent de trop-pleins successifs : la grotte de l'Enragé, dans le cirque est, et les grottes du Sautelard et du Bobignon dans le cirque sud (voir chapitre 2.34).

Vers l'aval, la rivière s'écoule selon un profil très régulier, avec une seule rupture de pente d'une dizaine de mètres à Blois, jusqu'au confluent, à 170 m d'altitude. Sa pente moyenne est de 2 %, donc relativement peu accentuée (fig.30).

Sur ce trajet, elle reçoit deux petits affluents, issus de cirques latéraux : le ruisseau des Esterpois et celui de Juisse. Leur débit est très faible en étiage. En crue, le ruisseau de Juisse peut atteindre 1 m<sup>3</sup>/s, celui des Esterpois peut dépasser 2 m<sup>3</sup>/s. Il faut mentionner également la grosse source située dans le lit même de la Seille nord, à 700 m en amont du confluent, en contrebas de la grotte du Trou Souffleur <sup>15</sup> (voir chapitre 2.34) : cette résurgence peut atteindre 1 m<sup>3</sup>/s en crue.

Ces différentes arrivées d'eau confèrent à la Seille nord, à proximité du confluent, un débit total moyen supérieur à 4 m<sup>3</sup>/s, d'après nos jaugeages approximatifs de janvier à juin 1969.

### 2.32.2 - Seille sud

Elle naît aux deux sources voisines de Saint-Aldegrin, à 348 m d'altitude. Ces deux exurgences ont, en étiage, un débit

15. Cette cavité est désormais explorée sur plus de 15 km, sous le nom de *Borne aux Cassots*.

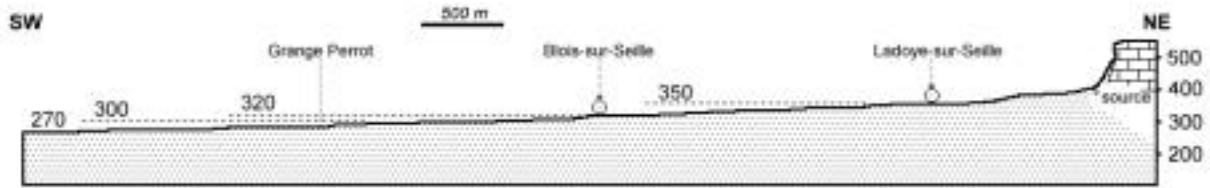


Fig.30 – Reculée de la Seille nord : profil longitudinal (de la source au confluent).

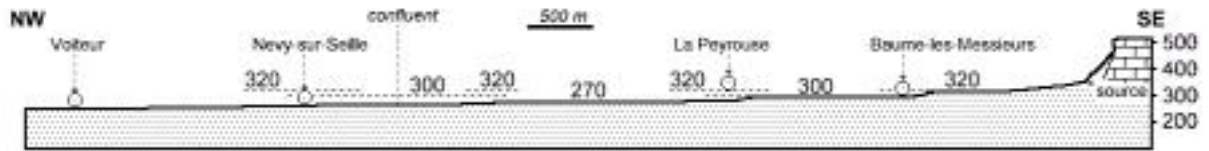


Fig.31 – Reculée de la Seille sud : profil longitudinal (de la source de St-Aldegrin à Voiteur).

commun inférieur à  $1 \text{ m}^3/\text{s}$ . En crue, elles peuvent passer à  $4 \text{ m}^3/\text{s}$ . Vers l'aval, la Seille sud est grossie des ruisseaux du Dard et du Longebief, ce qui amène son débit moyen, au confluent avec Seille nord, à  $5 \text{ m}^3/\text{s}$  pour la période de nos observations.

Des sources au confluent, la Seille sud a une pente générale de 1,4 % (fig.31), c'est-à-dire nettement plus faible que celle de la Seille nord. Ce profil est toutefois accidenté de deux ruptures de pente bien marquées, de 10 m à Baume-les-Messieurs et de 7 m à La Peyrouse.

### 2.32.3 - Dard

La source du Dard est la résurgence pérenne de la rivière souterraine qui parcourt la grotte de Baume-les-Messieurs.



Fig.32 – Reculée du Dard : la grotte de Baume-les-Messieurs en hautes eaux

Elle est située au pied de la paroi latérale ouest du cirque amont, à 410 m d'altitude. Elle débite, en étiage, de  $0,1$  à  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . En crue, elle ne peut écouler tout le débit. Une mise en charge se produit, et le trop-plein se déverse par l'orifice même de la grotte de Baume-les-Messieurs, 15 m plus haut dans la paroi (fig.32). Le débit total atteint alors  $4$  à  $5 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Vers l'aval, le cours d'eau gagne rapidement, en cascades successives, le fond de la vallée, situé à 370 m d'altitude. Il s'écoule alors avec une forte pente, de 3,5 à 4 %, en direction de la Seille sud, qu'il rejoint à Baume-les-Messieurs par une rupture de pente d'une quinzaine de mètres (fig.33).

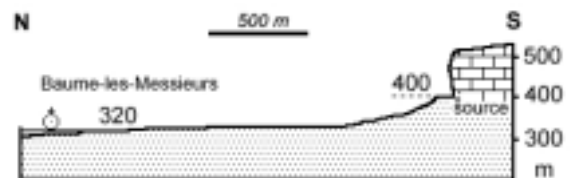


Fig.33 – Reculée du Dard : profil longitudinal

### 2.32.4 - Longebief

Cette reculée ne comporte aucune exsurgence de type karstique, si ce n'est la petite source des Noeuds, située au pied de la corniche bajocienne, sur le tracé de la faille directrice de la vallée ; le débit de cette source est d'ailleurs insignifiant.

Le ruisseau du Longebief lui-même naît en fond de thalweg vers 320 m d'altitude, par la concentration des ruissellements sur les marnes. Son débit ne dépasse guère  $0,01$  à  $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ , en fonction de la plu-

viosité. Il s'écoule vers le nord, selon une pente de 3 %, en direction de la Seille sud, qu'il rejoint par une rupture de pente d'une dizaine de mètres.

### **2.32.5 - Branche aval**

À l'aval du confluent, la Seille réunit l'ensemble des débits mentionnés ci-dessus. Nos jaugeages nous ont donné, à Voiteur, le chiffre moyen de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ , de janvier à juin 1969.

Jusqu'à Voiteur, la rivière s'écoule avec une pente très faible, d'environ 0,75 %, c'est-à-dire voisine de celle qu'elle présente plus en aval, dans la traversée du Vignoble et en Bresse (0,5 à 0,6 %) : le profil d'équilibre est donc pratiquement atteint dans ce tronçon.

### **2.32.6 - Bassin d'alimentation**

Nous verrons plus loin (chapitre 4.22) que les colorations permettent de préciser l'hydrographie interne du plateau lédonien. La Seille, d'après son débit et les traçages qui y aboutissent, semble drainer la plus grande partie des circulations souterraines du plateau. Son bassin d'alimentation couvre au moins  $70 \text{ à } 80 \text{ km}^2$  ; on peut en fixer approximativement les limites à la forêt de Poligny au nord, à la chaîne de l'Euthe à l'est, et au secteur de Publy-Vevy au sud.

Les colorations effectuées par le B.R. G.M. (J.J. Colin et al., 1964, 1965, 1967), à Publy et Bonnefontaine, démontrent que les groupes nord et sud des exurgences de la Seille ont une alimentation commune grâce à des anastomoses dans les circulations souterraines : le colorant injecté en deux points distants d'une quinzaine de kilomètres est réapparu indifféremment dans la Seille nord et dans la Seille sud. De plus, la ligne de partage des eaux, au sud du bassin, n'est pas nette, puisque des diffluences se sont produites vers la Vallière et la Sorne lors de la coloration de Publy.

Dans le détail on peut pourtant émettre quelques hypothèses :

- le groupe de exurgences de la Seille nord

(Seille, Sautelard, Esterpois), draine essentiellement le nord du bassin, dans le secteur du Fied, de Picarreau, Bonnefontaine et la Marre. Une partie des eaux provient également de la zone centrale et méridionale du bassin, mais cette alimentation n'est que secondaire : en effet, la coloration de Bonnefontaine a mis en évidence une vitesse d'écoulement deux fois plus rapide, de l'ordre  $300 \text{ m/h}$ , et une dilution de colorant moindre que lors de la coloration de Publy. D'autre part, les données géologiques nous font supposer que la source de la Seille nord draine plus précisément la légère ondulation synclinale du Fied, tandis que l'ensemble Sautelard-Esterpois est plutôt tourné vers la grande dépression de la Marre-Bonnefontaine.

- dans le groupe des exurgences de la Seille sud, les sources de Saint-Aldegrin semblent drainer surtout la partie centrale du bassin, autour de Mirebel et Crançot. Elles reçoivent les eaux des secteurs nord et sud, mais de façon secondaire si on en croit la forte dilution des deux colorations. Le Dard, lui, draine un compartiment bien délimité par des failles, vers le sud (fig.5). Le traçage de Publy a montré un écoulement direct vers le Dard, où le colorant était visible à l'œil nu. De plus, d'après le traçage de Bonnefontaine, des eaux proviennent du nord, mais probablement en faible quantité, par percolation lente à travers le plateau, étant donné la position topographique de la reculée du Dard par rapport au secteur septentrional du bassin : le temps de passage du colorant a été de huit jours.

## **2.33 - Alluvions anciennes**

Nos prospections dans la vallée de la Seille ont été, à cet égard, moins systématiques que dans les autres reculées : d'une part nous nous heurtons aux dimensions importantes de cette vallée, d'autre part plusieurs auteurs ayant déjà abordé ce problème des dépôts anciens de la Seille, nous ne pensions guère pouvoir apporter d'observations originales.

Nous avons toutefois pu mettre en évidence un certain nombre d'éléments inédits. Pour d'autres déjà signalés, nous fournissons parfois le complément de nos propres observations.

Nous avons distingué cinq niveaux de terrasses, dépôts alluviaux ou replats d'érosion, que par commodité nous désignerons par l'altitude moyenne à laquelle ils se situent (fig.25, 30, 31 et 33).

### 2.33.1—Niveau de 400 m

Ce niveau n'est clairement représenté qu'à la source du Dard : dès son origine, celui-ci s'écoule sur une petite terrasse de 200 par 150 m, située vers 400 m d'altitude. Cette terrasse est faite d'une masse de tuf épaisse d'une dizaine de mètres<sup>16</sup>, en partie masquée au nord par une forte épaisseur d'éboulis de pente, issue d'un talus se raccordant à la falaise bajocienne. Le massif de tuf repose lui-même sur un niveau épais d'une trentaine de mètres, dont la nature est décelable en coupe dans le lit du Dard : il s'agit d'une accumulation complexe d'éboulis non trié, de galets et de blocs tufacés, sans structure cohérente.

Il est difficile de fournir une interprétation pertinente concernant ce niveau, qui est absent dans le reste de la vallée. Signalons toutefois l'existence, à l'aval de Baume-les-Messieurs, de la petite grotte de Granges-sur-Baume (fig.36, n°8), que nous décrivons plus loin (chapitre 2.34). Cette cavité est située vers 410 m d'altitude. Elle a anciennement fonctionné en perte, et a piégé près de son entrée une importante quantité de gros galets calcaires, d'un diamètre moyen de 30 cm, probablement glaciaires. Cette trouvaille est insolite, car on ne rencontre aucun dépôt de même nature à cette altitude sur les versants de la reculée. Il faut peut-être y voir un témoin d'une ancienne moraine latérale, ultérieurement déblayée et seulement conservée dans cette

grotte qui a fonctionné en piège.

### 2.33.2—Niveau de 350 m

Ce niveau est visible à Ladoye-sur-Seille, village bâti sur une terrasse constituant le fond plat de la vallée, à proximité des sources de la Seille nord. Les coupes manquent pour se faire une idée des matériaux qui le composent.

À l'aval de Ladoye-sur-Seille, la rivière quitte cette terrasse et, après une rupture de pente, s'encaisse entre les deux versants liasiques. On retrouve ce niveau de 350 m à l'amont de Blois-sur-Seille, au lieu-dit "Les Grands Chaux", sous forme d'une terrasse sur la rive gauche de la Seille, à une vingtaine de mètres au-dessus du lit actuel de la rivière. En surface, ce niveau est fait de tufs, parfois mêlés d'intercalations sableuses. Une petite cavité, la grotte à Daniel, permet de pénétrer ces tufs sur 5 m d'épaisseur et une vingtaine de mètres en distance horizontale. Il est possible que ces dépôts masquent des alluvions sous-jacentes, mais aucune coupe profonde ne permet de le préciser.

### 2.33.3—Niveau de 320 m

Ce niveau se présente sous deux aspects. On le trouve d'une part en fond de vallée, au niveau actuel d'écoulement de la Seille, sous forme d'une surface plane et subhorizontale à Blois-sur-Seille et Baume-les-Messieurs. On le retrouve d'autre part sous forme d'une terrasse perchée au-dessus du lit de la rivière, au hameau de la Peyrouse en aval de Baume-les-Messieurs, et à Nevy-sur-Seille.

- *Terrasse de Blois-sur-Seille*

Le niveau de 320 m est visible sur plus de 1,5 km à l'aval de la terrasse de 350 m des "Grands Chaux". Sa nature profonde n'est pas identifiable du fait de l'absence de coupe. En surface on peut observer une croûte de tuf épaisse de plusieurs mètres : il s'agit probablement des "tufs de 300 m" (en

---

16. Dans diverses grottes, nous avons pénétré sur une distance d'une cinquantaine de mètres à l'intérieur de ces tufs, et avons pu les observer en coupe.

fait 320-330 m) signalés par A.Journaux (1956). Cet auteur considère que ces tufs, qu'il qualifie de "*témoin seul de son genre*", marquent un emplacement ancien des sources de la Seille. Il semble ignorer que les tufs, même subhorizontaux, abondent dans toutes les reculées, Cuisance et Seille surtout. Il oublie aussi que leurs conditions de formation n'impliquent pas nécessairement un dépôt par une résurgence : ils peuvent naître par précipitation du calcaire à la suite d'une variation de pH, par exemple, dans le lit même d'un cours d'eau, parfois fort loin des sources. Ce processus peut être très rapide : ainsi, dans la Cuisance à l'amont d'Arbois, au lieu-dit "Césy", un massif de tufs épais de 5 m surmonte un habitat humain de la Tène II, c'est-à-dire vieux au maximum de 2 000 ans (M.Piroutet, 1920). De plus, il paraît peu vraisemblable que ces tufs aient résisté à un recul de la tête de vallée de plus de 2 km, avec l'alluvionnement ou la reprise d'érosion que cela implique. En résumé, nous n'accorderons pas de signification particulière à ces tufs. Ils sont selon nous postérieurs à l'élaboration de la vallée amont, ce qui n'est pas incompatible chronologiquement avec la présence dans ces tufs de végétaux quaternaires, signalés par A.Journaux.

- *Terrasse de Baume-les-Messieurs*

Le niveau de 320 m se présente lui aussi sous forme d'un fond de vallée plat. Il est visible en amont du confluent Dard-Seille sud, dans chacune des deux branches.

Cette coupe montre l'existence de 54 m d'alluvions, dont le faciès est de type glaciaire, avec passées fluviatiles ou fluvioglaciales et nombreux niveaux de tufs. Ces matériaux nous sont connus par un sondage de recherches géophysiques effectué à un kilomètre en amont de Baume-les-Messieurs, en 1938-1941 (A.Bonte et al., 1953).

Le tableau suivant détaille les couches rencontrées depuis le sommet, à 315 m d'altitude, jusqu'à la base de la coupe, à 261 m d'altitude, au contact du Lias.

16,30 m	tufs
1,60 m	tufs et galets
4,00 m	galets, sables et graviers
0,30 m	gros galets (diam. 30 cm)
10,00 m	galets, sables et graviers
6,70 m	graviers et argile sableuse
2,40 m	gros galets, argiles et sables
4,30 m	graviers, argiles et tufs
4,60 m	tufs et gros galets
1,00 m	graviers et tufs
3,60 m	argiles et gros galets

Cette épaisseur considérable implique donc un creusement maximum de la vallée, à l'endroit du sondage, jusqu'à la cote de 260 m, altitude que la Seille actuelle ne retrouve qu'à l'aval de Nevy-sur-Seille.

- *Terrasse de la Peyrouse*

On retrouve le niveau de 320 m à l'aval de Baume-les-Messieurs, sous forme d'une terrasse allongée sur 1 km, en rive droite de la Seille sud, à 40 m au-dessus du lit actuel. Il s'agit d'un replat large au maximum de 150 m, où est bâtie la Peyrouse. En surface, on note la présence de tufs et de petits galets fluviatiles, de 1 à 5 cm de diamètre. Vers la base, cette terrasse est taillée dans le Lias sur une hauteur d'au moins 3 m. La partie intermédiaire disparaît sous un tapis végétal, et il est impossible d'en préciser la nature. Il se peut cependant que cette terrasse soit un replat d'érosion entièrement élaboré dans le Lias, et supportant en surface quelques alluvions et des tufs qui l'ont protégé de l'érosion postérieure.

- *Terrasse de Nevy-sur-Seille*

Il s'agit également d'une terrasse en rive droite, située à une soixantaine de mètres au-dessus de la Seille actuelle. Elle domine d'autre part, comme l'a signalé A. Journaux (1956), une vallée sèche à 275 m d'altitude, qui la sépare de la terrasse du cimetière appartenant au niveau de 300 m décrit plus loin. C'est un replat dans la pente



de Lias, allongé sur 1,2 km pour une largeur n'excédant pas 30 à 50 m. Il est fait en surface d'une brèche calcaire surmontée par endroits d'un placage de galets, de 5 à 15 cm de diamètre.

### 2.33.4—Niveau de 300 m

Le niveau de 300 m <sup>17</sup> est représenté par de très belles terrasses au confluent de la Seille nord et de la Seille sud, et à Nevy-sur-Seille. On peut y joindre également la longue portion de fond de vallée plat dans la Seille sud, à l'aval de Baume-les-Messieurs.

- *Terrasses du confluent*

Ces deux terrasses (fig.34), aux lieux-dits "Sornant" et "Les Grands Champs", sont figurées sur la carte géologique à 1/50 000 (1966). La plus orientale se prolonge sur 600 m au nord-est, au lieu-dit "Pré Bessot", jusqu'à la grange Perrot, à l'aval du niveau de 320 m. Leur surface plane oscille entre 300 et 320 m d'altitude, et leurs rebords abrupts dominent le lit ac-



Fig.34 – Reculées de la Seille : confluent de la Seille nord et de la Seille sud, vu depuis Château-Chalon. Le niveau de 300 m est visible à l'arrière-plan, côté gauche.

17. Sous ce nom, nous ne réunissons pas autant d'éléments que l'a fait A.Journaux (1956) : en effet, nous avons rattaché aux niveaux de 320 et 350 m certaines terrasses attribuées par cet auteur à celui de 300 m.

tuel de la Seille de 25 à 40 m : elles correspondent au "niveau de 300 m" de A. Journaux (1956).

Nous ne pouvons préciser leur nature, en l'absence de coupe. Toutefois la présence de gros galets en surface nous fait penser à des dépôts fluvioglaciaires, ou glaciaires remaniés.

- *Terrasse de Nevy-sur-Seille*

C'est une butte à sommet plat, isolée en milieu de vallée, sur la rive droite de la Seille, qu'elle domine de 25 m. Vers l'est, elle est séparée du replat de 320 m signalé plus haut, sur le versant de la reculée, par une vallée sèche qu'on peut rattacher au niveau de 270 m (voir plus loin). Cette terrasse a souvent été signalée mais jamais décrite en détail.

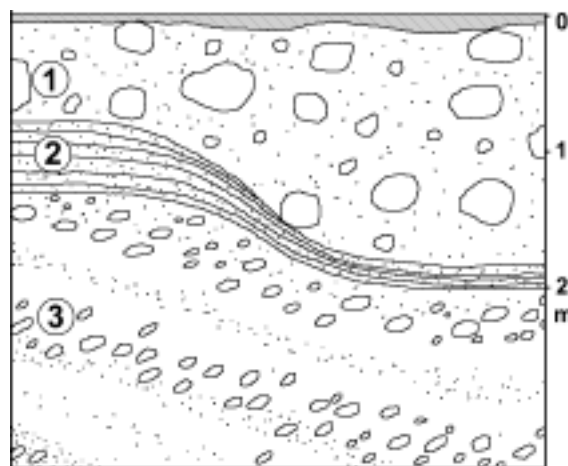


Fig.35 - Coupe de Nevy-sur-Seille (niveau de 300 m)

Une coupe (fig.35) sur son versant nord-est montre la stratification suivante :

Couche 1	(0,8 à 2 m) - Gros galets jusqu'à 60 cm de diamètre, émoussés mais peu aplatis, non triés, sans stratification
Couche 2	(0,5 à 0,6 m) - Sables grossiers
Couche 3	(1 à 2 m) - Galets jusqu'à 20 cm, peu émoussés, interstratifiés avec des sables et des argiles sableuses.

Nous pensons que les couches 2 et 3 correspondent à un dépôt fluvioglaciaire ou fluvial froid, raviné par la couche 1, vraisemblablement morainique. Cette nature glaciaire est confirmée par la découverte d'un bloc calcaire urgonien (A.Delebecque, 1902) : il ne peut provenir, au plus proche, que de la région de Champagnole, à plus de 20 km, ce qui exclut toute hypothèse de transport purement torrentiel.

- *Terrasse de la Seille sud*

Le fond de la vallée de la Seille sud, entre Baume-les-Messieurs, à l'aval du niveau 320 m, et le confluent avec le Longebief, est constitué par un niveau plat, d'altitude moyenne voisine de 300 m. Quelques coupes peu profondes, dans des canaux de drainage, nous ont révélé la présence, sous une pellicule d'alluvions modernes, d'argiles blanchâtres mêlées de lentilles sableuses, évoquant un niveau lacustre. Il pourrait s'agir d'un remplissage derrière un barrage glaciaire, peut-être les terrasses de Nevy-sur-Seille, comme le confirmerait une coupe visible sous le porche de la grotte du Trou Souffleur, au sud-est de Nevy-sur-Seille : des argiles varvées typiquement proglaciaires sont surmontées, vers 300 m d'altitude, d'une forte épaisseur d'éboulis.

D'après A.Journaux (1956), on retrouve ce niveau de 300 m à l'extérieur de la reculée, sur la rive gauche de la Seille, entre Arlay et Quintigny.

### 2.33.5—Niveau de 270 m

C'est le niveau le plus inférieur observable dans les reculées de la Seille. Il cons-

titue le fond plat de la vallée, à l'aval des précédents, dans le secteur du confluent. Plus à l'aval, on retrouve ce niveau sous forme d'une longue terrasse, qui domine d'une vingtaine de mètres le lit actuel de la Seille, sur sa rive gauche, entre Nevy-sur-Seille et Arlay. Nous avons pu y observer, près de Domblans, une coupe de plus de 4 m, que nous décrivons plus loin (chapitre 4.32) : il s'agit de fluvioglaciaire surmonté d'une moraine glaciaire, que nous attribuons au Riss.

Pour conclure ce bref résumé de nos observations, nous pouvons schématiser l'agencement des alluvions anciennes dans les reculées de la Seille de la façon suivante. Un remplissage glaciaire et fluvioglaciaire très épais s'est mis en place au Riss, puis a été remanié pour constituer les terrasses de 270, 300 et 320 m. A l'amont de ce remplissage se sont établis localement des niveaux lacustres, comme à l'aval de Baume-les-Messieurs ou à l'amont de Nevy-sur-Seille. À des niveaux supérieurs, des tufs et des éboulis constituent des terrasses à 350 et 400 m, dont il est difficile de préciser pour l'instant la signification morphologique.

## 2.34 - Karst

Les reculées de la Seille sont extrêmement riches en grottes de toutes natures. Leur bassin d'alimentation est au contraire quasiment privé de formes karstiques profondes. On y rencontre seulement les formes superficielles classiques : dolines, vallées sèches, et plus rarement lapiaz.

Nous n'avons retenu dans ce paragraphe que les éléments qui intéressent la morphologie d'ensemble de la vallée.

### 2.34.1 - Bassin d'alimentation

L'ensemble du bassin se présente sous la forme d'une vaste zone déprimée, vallonnée de dolines profondes, la plupart du temps coalescentes et très larges : leur dia-

mètre atteint souvent 50 à 100 m. Toute cette surface est revêtue d'une abondante couverture de "terra rossa", ou argile de décalcification, qui masque le calcaire sous-jacent : aussi les formes de détail, comme les lapiaz, sont-elles rarement observables. Cette accumulation s'explique sans doute par la topographie en bassin fermé de ce secteur du plateau lédonien : les produits insolubles des argiles résiduelles de la dissolution des calcaires ne peuvent être débarrassés par les circulations superficielles inexistantes, et le soutirage karstique est insuffisant pour les évacuer.

Les gouffres sont très rares : quelques pertes fossiles peu profondes en bordure de la chaîne de l'Euthe, quelques fissures de lapiaz élargies par la corrosion ailleurs. Leur rareté peut également s'expliquer par l'abondance de terra rossa, qui est susceptible d'oblitérer les formes anciennes.

Aux abords des reculées, on peut reconnaître un certain nombre de vallons s'apparentant à des vallées sèches. Leur cartographie (chapitre 4.21), en partie élaborée par E.Benevent (1932), montre qu'elles prolongent vers l'intérieur du plateau les principaux cirques des reculées : Seille nord, Esterpois, Juisse, Seille sud et Dard. Certaines d'entre elles, de direction méridienne, dans le secteur de la Seille nord, correspondent aux grands axes de la fissuration du plateau. D'autres au contraire semblent totalement indépendantes de la structure et de la topographie actuelle : l'une d'elles, près de Granges-sur-Baume, est recoupée en tangente par la reculée, et son sens d'écoulement ancien est vraisemblablement ouest-est, c'est-à-dire contraire à celui de la Seille sud actuelle. Ce réseau de vallons est sans doute le témoin d'anciens écoulements superficiels, fossilisés par la karstification lors de l'encaissement des reculées.

### 2.34.2 - Versants des reculées

Les formes karstiques profondes y sont au contraire très nombreuses : on ne connaît pas moins d'une cinquantaine de cavités de versant de toutes dimensions. Il se-

rait fastidieux de les décrire en détail. Toutefois quelques-unes offrent un intérêt morphologique certain : nous les présentons ci-dessous, leurs numéros renvoyant à ceux de la figure 36.

#### 1 - Grottes de Château-Chalon

Plusieurs grottes s'ouvrent sous le village. Certaines traversent intégralement l'éperon rocheux ; la plupart sont suspendues à mi paroi. Elles semblent sans rapport avec la surface topographique actuelle, qui les a recoupées et tronçonnées.

#### 2 - Grotte du Guerrier

(851,14 - 198,53 - 370) - Galerie fossile longue de 112 m (J.C.Frachon et al., 1967), cette grotte s'ouvre très haut dans le versant, à plus de 30 m au-dessus de la base du bajocien : sa situation n'est donc pas conforme à la lithologie.

#### 3 - Grotte du Trou Souffleur

(852,56 - 198,23 - 305) - Cette très vaste galerie, avec rivière souterraine, est explorée sur plus de 3 km par le Groupe Spéléologique Jurassien (J.C.Frachon et al.,

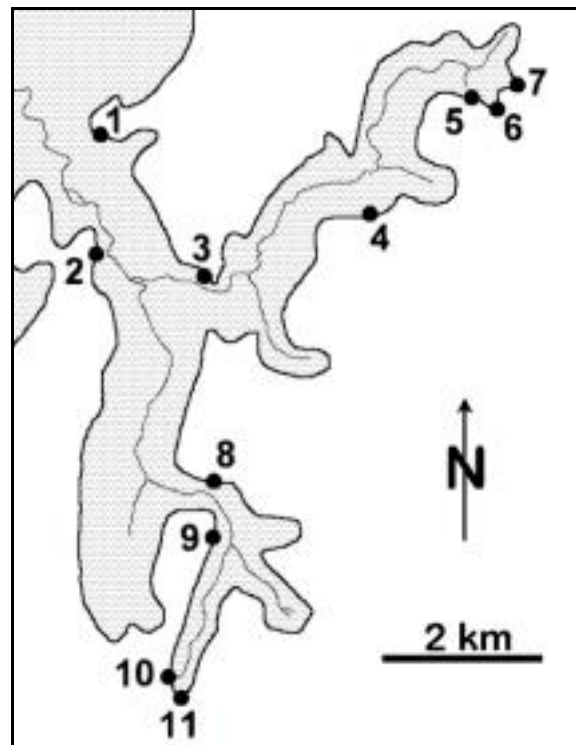


Fig.36 - Cavités des reculées de la Seille

1967)<sup>18</sup>. Elle se développe parallèlement à la reculée de la Seille nord, sur le tracé d'une faille. Sa sortie se situe à la pointe de l'éperon, au sud-est de Nevy-sur-Seille. Malgré son importance karstique, elle ne semble pas avoir eu d'influence sur le creusement de la reculée : nous développerons ce problème plus loin (voir seconde partie).

#### 4 - Grotte de l'Abbé Dumont

(854,50 - 199,20 - 490) – Cette petite grotte d'une vingtaine de mètres est perchée très haut dans la falaise bajocienne, au-dessus de l'épaule signalé à mi-hauteur dans les versants de la Seille nord (chapitre 2.31). Elle contient des remplissages intéressants : une brèche anguleuse probablement rissienne est plaquée sur les parois sous forme de témoins, de part et d'autre d'un chenal de surcreusement daté par la présence un habitat humain du paléolithique et sans doute lié à la reprise d'érosion de l'interglaciaire Riss-Würm.

#### 5 - Grotte du Bobignon

(855,72 - 200,73 - 470) – Cette exurgence temporaire, explorée sur 1 400 m (J.C.Frachon, 1968), s'ouvre sur l'épaule signalé plus haut. La base du Bajocien se trouve une trentaine de mètres plus bas. La grotte se développe vers le sud-est, en direction de la source des Esterpois, c'est-à-dire sans rapport avec l'orientation générale de la vallée.

#### 6 - Grotte du Sautelard

(856,05 - 200,60 - 450) – Cette exurgence temporaire, explorée sur 100 m (J.C.Frachon, 1966), s'ouvre comme la précédente sur l'épaule des falaises bajociennes.

#### 7 - Creux de l'Enragé

(856,15 - 201,03 - 430) – Cette exurgence temporaire, explorée sur 250 m<sup>19</sup> (J.

C.Frachon, 1968), s'ouvre à une vingtaine de mètres au-dessus de la base du Bajocien.

#### 8 - Grottes de Granges-sur-Baume

Deux cavités perchées dans la falaise calcaire s'ouvrent à 410 et 420 m d'altitude, la base du Bajocien étant à 380 m. La grotte inférieure semble avoir fonctionné en perte, comme l'indique sa morphologie générale et le sens des cupules d'érosion des parois. Près de l'entrée, un talus de gros galets, jusqu'à 20 cm, d'allure glaciaire, semble indiquer que la cavité a piégé ces éléments à partir d'une moraine extérieure aujourd'hui disparue (voir chapitre 2.33).

#### 9 - Baume Poudrière

(852,46 - 193,63 - 420) – Ce petit porche contient des éboulis calibrés et des sables jaunes de type périglaciaire. De nombreuses petites grottes de versant, dans toutes les reculées de la Seille, présentent les mêmes caractéristiques.

#### 10 - Grotte de Baume

(852,35 - 193,07 - 430) – Ce réseau, en partie aménagé pour les touristes, est exploré sur 2 300 m environ, perpendiculairement à l'axe de la vallée. Son entrée, perchée à une quinzaine de mètres dans la paroi au-dessus de la source pérenne du Dard, fonctionne elle-même en trop-plein lors des crues (fig.32).

#### 11 - Grotte des Romains

(852,46 - 192,90 - 450) – Ce vaste porche est le témoin d'une galerie actuellement démembrée par le recul du versant. Il contient un remplissage rissien, daté par la faune quaternaire qu'il contient (J.C.Frachon, 1965 b). Nous en faisons plus loin une description détaillée (chapitre 4.32).

\* \* \*

De ces descriptions, on peut tirer trois conclusions.

D'une part, de nombreuses cavités ont été recoupées par le recul des versants : elles se trouvent actuellement soit totalement

---

18. Désormais baptisée Borne aux Cassots, cette cavité est actuellement explorée sur plus de 15 km.

19. Après franchissement de plusieurs siphons, cette cavité est actuellement explorée sur 935 m.

démembrées, soit suspendues dans les parois. Dans le cas particulier de la Seille nord, la plupart des grottes, actives ou fossiles, s'ouvrent au niveau de l'épaulement signalé par D.Duplessis-Kergomard et J. Martin (1968), et décrit plus haut (chapitre 2.31). Ainsi 24 cavités sur 31 s'ouvrent entre 450 et 510 m d'altitude, dont 13 à 500 m. Ce karst serait donc contemporain de la première phase de creusement de la vallée, elle-même antérieure au Riss, comme en témoigne le remplissage de la grotte de l'Abbé Dumont. Aux niveaux inférieurs, les réseaux sont encore trop jeunes, la plupart du temps impénétrables.

D'autre part, dans la reculée du Dard, les remplissages de la grotte des Romains, notamment la présence de faune quaternaire de surface telle que *Maichairodus*, implique que celle-ci était au Riss dans un état de fossilisation proche de l'état actuel : ceci démontre que, bien avant le Riss, la vallée avait déjà atteint un stade de creusement important, au minimum jusqu'à 450 m, altitude de la grotte, et que son cirque amont n'a guère reculé depuis.

Enfin, les principales grottes ne s'ouvrent pas au fond des cirques terminaux, et ne s'orientent pas dans l'axe des vallées. Nous verrons dans la seconde partie l'importance qu'a ce fait dans le cadre de l'explication traditionnelle de la genèse des reculées.

## 2.35 - Interprétation géomorphologique

Dans les paragraphes qui précèdent, nous avons mis en évidence les principales caractéristiques des reculées de la Seille. Plusieurs interprétations d'ensemble ont déjà été avancées par divers auteurs.

Ainsi G.Chabot (1927) admet que les reculées proviennent d'un recul des résurgences, depuis le Vignoble jusque dans le plateau lédonien. Cette érosion régressive tendrait à reconstituer un réseau hydrographique éphémère, rapidement enfoui sous terre, en rapport avec le deuxième cycle de démantèlement de la surface pontienne du

plateau lédonien.

À l'inverse, E.Benevent (1932) contredit l'hypothèse d'action érosive. Il différencie la vallée de la Seille des autres reculées : ces dernières seraient bien, selon lui, nées dans le Vignoble, et empièteraient régressivement dans le plateau. Mais la Seille serait "*une vallée originelle préparée par les dislocations miocènes*", directement adaptée aux influences structurales.

Il est évidemment difficile d'établir avec certitude une hypothèse pertinente. Nous pensons toutefois, selon un raisonnement de logique karstique, qu'il faut éliminer l'hypothèse d'un simple recul des résurgences. Nous développons nos arguments dans la seconde partie. La Seille, comme les autres reculées, est née selon nous sur le plateau : les nombreuses vallées sèches en sont un témoignage. Il ne fait pas de doute également que son tracé est strictement guidé par la structure. Ainsi il conviendrait de faire une synthèse des théories, a priori opposées, de G.Chabot et E.Benevent.

Quelle que soit son origine, la genèse de la vallée de la Seille peut être située chronologiquement avec une relative précision. Le cours d'eau entame, à l'aval d'Arlay, les dépôts du Pliocène inférieur, baptisés "sables de Condal" par les anciens auteurs : son creusement maximum est donc postérieur au Pliocène. Il est d'autre part antérieur au Quaternaire moyen, étant donné l'existence de moraines rissiennes dans la reculée.

Dans le détail, des précisions peuvent être apportées. D'une part, nous avons vu que la situation de la grotte des Romains, dans la reculée du Dard, implique que la vallée avait un aspect voisin du paysage actuel, avant la phase rissienne. Les avancées glaciaires ne semblent pas avoir modifié profondément sa topographie. D'autre part, l'existence de l'épaulement dans le profil des versants de la Seille nord semble montrer qu'elle a connu deux phases de creusement, selon l'intéressante hypothèse de D. Duplessis-Kergomard et J.Martin (1968). La présence d'une lame de Lias remontée jusqu'à 450 m d'altitude entre deux failles, à

la sortie de la branche nord, expliquerait ce phénomène. On constate en effet que l'épaule n'existe pas à l'aval de cet accident. Avant son érosion, la lame marneuse constituait un barrage à l'amont duquel la vallée n'a pu provisoirement s'abaisser en dessous de 450 m d'altitude, au niveau de l'épaule. Puis l'érosion a permis ensuite le développement de la partie inférieure de la reculée, celle-ci s'emboîtant dans la partie supérieure. La datation de ces deux phases n'est guère possible, mais rappelons que les données du karst impliquent que la première est nécessairement antérieure au Riss.

Par comparaison des pourcentages de pentes et des altitudes, on peut établir une hiérarchie des divers tronçons de la vallée de la Seille.



*Fig.37 – Reculées de la Seille : confluent de la Seille sud et du Dard, vu depuis Baume-les-Messieurs.*

La Seille sud semble avoir eu temporairement pour cirque amont l'amphithéâtre rocheux dominant Baume-les-Messieurs à l'est. En effet, à l'amont, Seille sud et Dard voient leur profil se redresser jusqu'à 4 %, et à leur confluent ils franchissent tous deux un cran de descente d'une dizaine de mètres, avant de rattraper le niveau de 300 m à l'aval de Baume, avec un profil s'abaissant à 1,5 %. Le Longebief se présente également comme un affluent de la Seille sud : son profil est plus redressé, jusqu'à 3 %, et il se raccorde à la Seille sud par une rupture de pente d'une dizaine de mètres. La Seille nord, quant à elle, a dans l'ensemble un profil un peu plus pentu (2 %) que la Seille sud, mais on ne peut guère tirer argument de cette légère différence.



*Fig.38 – Reculée du Dard, vue depuis Baume-les-Messieurs.*

## 2.4—RECLÉE DE LA VALLIÈRE

### 2.41 - Topographie et structure

La reculée de la Vallière s'ouvre à 10 km au sud-ouest de celle de la Seille. Elle s'étend sur plus de 6 km, selon un axe très oblique par rapport à la bordure du plateau : après un tronçon NW-SE de Perrigny à Conliège, elle s'oriente plein sud jusqu'à Revigny puis, après un petit décrochement NW-SE, à nouveau vers le sud jusqu'à son cirque amont (fig.43).

Son encaissement et sa largeur sont variables. Elle est très évasée dans son tronçon de sortie, à l'aval de Conliège. Sa largeur est alors de 1 600 m pour une profondeur de 220 m (fig.39 et 40).

En amont, elle s'encaisse davantage : sa profondeur est toujours voisine de 200 m mais sa largeur se réduit à 800 m (fig.41 et 42).

Ses versants comportent surtout des pentes de Lias, hautes de 100 à 150 m. Les corniches de Bajocien dépassent rarement 30 à 50 m de hauteur. Le tracé de ces ver-

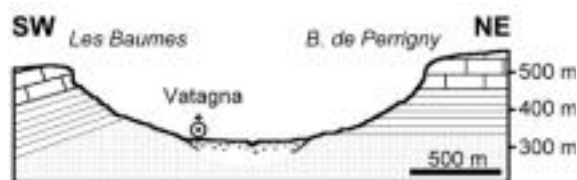


Fig.39 – Reculée de la Vallière : profil transversal en aval de Conliège.



Fig.40 – Reculée de la Vallière, vue vers l'aval, depuis la gorge de Fontenaille. Au premier plan, le village de Conliège.

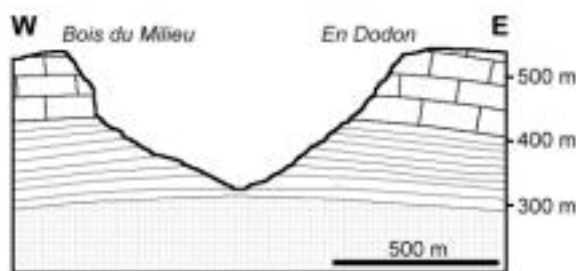


Fig.41 – Reculée de la Vallière : profil transversal en aval de Revigny.



Fig.42 – Reculée de la Vallière, vue vers l'aval, depuis le cirque de la source amont.

sants est accidenté de nombreux lobes et cirques latéraux.

A l'amont, la source de la Vallière est dominée par un cirque haut d'une centaine de mètres, flanqué vers l'est d'un vallon dont le fond remonte progressivement jusqu'au plateau (fig.44).

A 1 km en aval s'ouvre, en direction NE, une véritable reculée adjacente longue de 2 km, possédant elle-même des versants sinueux. Elle est terminée à l'amont par une paroi calcaire très délitée, haute de 50 m, surmontant un pierrier, et formant le cirque de Rochechien (fig.45).

Au sud-ouest de Revigny, un cirque très évasé surmonte la source de la Doye. Il ne comporte pas de corniches calcaires : celles-ci sont réduites à des talus d'éboulis, au-dessus des pentes marneuses du Lias.

Enfin, à l'est et au nord-est de Conliège s'ouvre en éventail le cirque double de Fontenaille et de la Diane. Les corniches bajociennes, ne dépassant pas 30 m, y

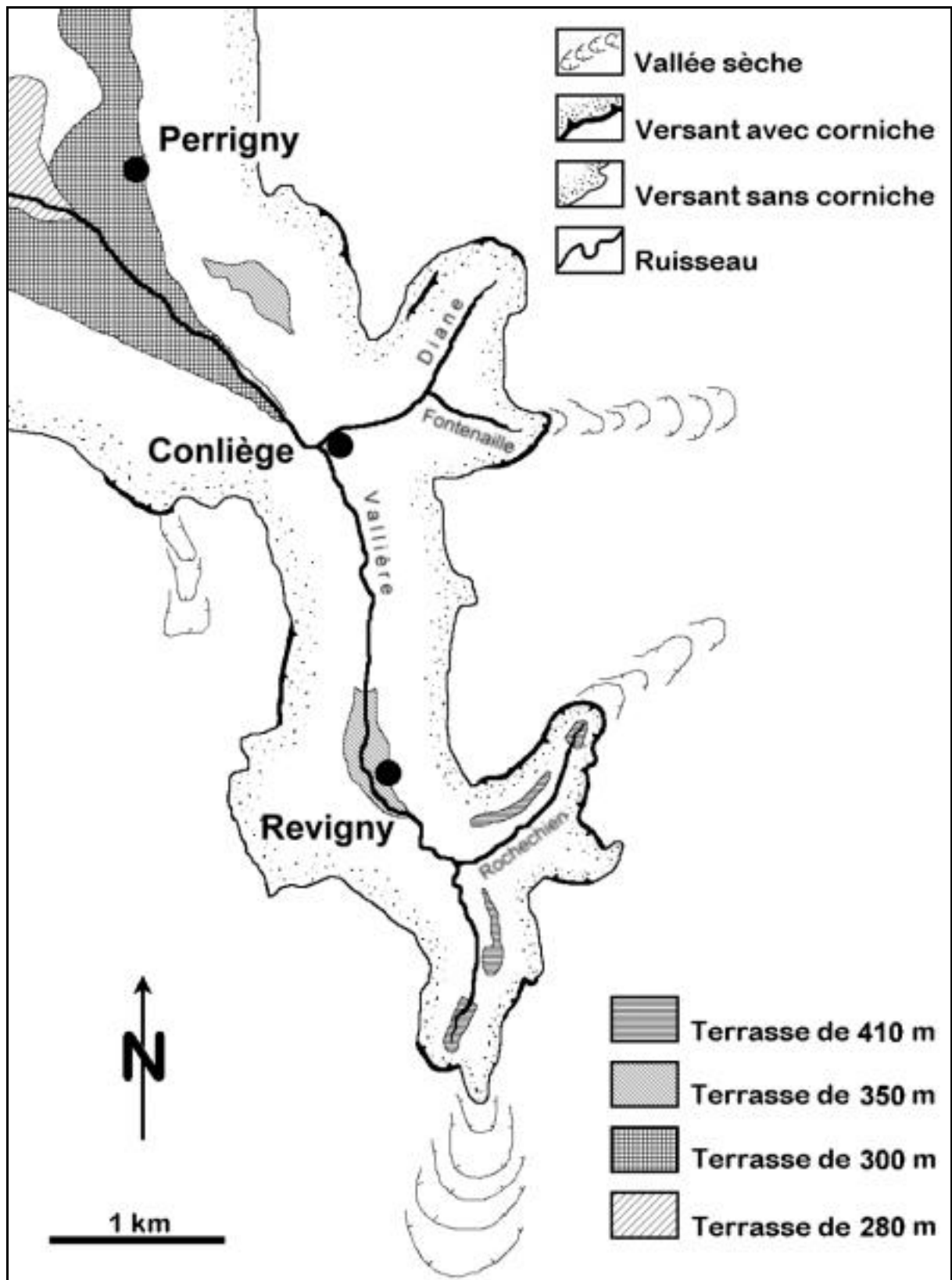


Fig.43 – Reculée de la Vallière





Fig.44 – Reculée de la Vallière : le cirque amont. Le niveau de 410 m est visible dans les prés, au pied des pentes boisées.



Fig.45 – Reculée de la Vallière : vue du cirque de Rochechien, depuis le belvédère de la Guillotine.

dominant d'imposants talus marneux, parfois supérieurs à 150 m de dénivellation.

Cette disposition topographique est en grande partie explicable par la structure géologique locale.

La reculée est installée, au moins de Perrigny à Revigny, sur un bombement an-

ti-clinal dissymétrique, orienté SE-NW : les pentes divergentes sur chacun de ses versants en sont le témoignage (fig.39 et 41). À l'amont de Revigny au contraire, la vallée s'engage sur le tracé d'une dépression synclinale, décelable jusqu'à Poids-de-Fiole au sud-est, où on trouve une lentille de Bathonien. De plus, le tracé en baïonnette de la reculée suit fidèlement la fissuration d'ensemble du plateau : décrochements NW-SE, parallèles au grand décrochement de Pannessières, situé plus à l'est, et faille ou diaclases méridiennes (fig.5 et 6). Une de ces failles, d'ailleurs non notée sur la carte géologique à 1/50 000 (1966), est particulièrement visible au fond du cirque de Rochechien. Une autre existe probablement entre Conliège et Revigny : sur ce tronçon, le Bajocien descend beaucoup plus bas en rive gauche qu'en rive droite (fig.41).

D'autre part, la faible hauteur des corniches bajociennes provient du fait que la reculée s'ouvre dans un compartiment structurellement élevé : l'altitude de l'interstrate Bajocien-Aalénien oscille entre 450 et 500 m, cependant que celle du plateau est en moyenne de 540 m.

## 2.42 - Hydrographie

De sa source à son débouché dans le Vignoble, la Vallière a un profil très pentu : 2,3 %. C'est le plus raide après celui de la Glantine. Ce profil est néanmoins régulier, sans rupture de pente (fig.46).

La source principale de la Vallière se situe au pied du cirque amont, à 410 m d'altitude, dans les éboulis. Elle est en partie captée. Son débit total varie entre 0,3 et 2,2 m<sup>3</sup>/s pour la période de nos observations.

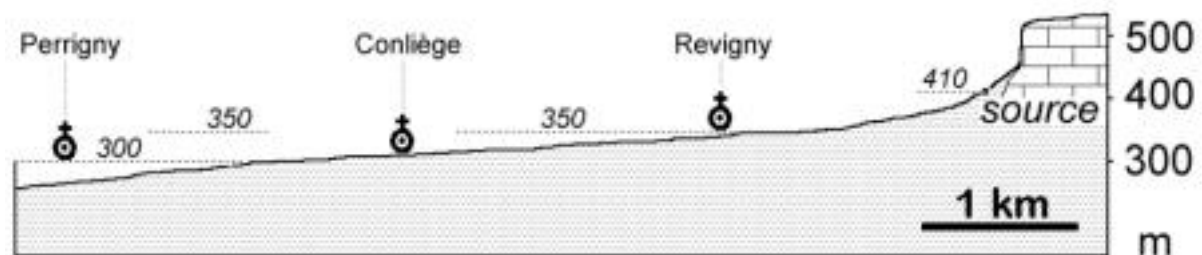


Fig.46 - Reculée de la Vallière : profil longitudinal

Le cours d'eau reçoit à l'aval divers affluents issus des cirques latéraux décrits précédemment. Ce sont :

- *Ruisseau de Rochechien*

Il naît vers 420 m d'altitude, au pied de la corniche bajocienne, et s'écoule selon une pente accentuée (6 %) jusqu'à son confluent avec la Vallière, à l'amont de Revigny, à l'altitude de 360 m. Son débit d'étiage est pratiquement nul, mais en crue il peut atteindre 1,5 m<sup>3</sup>/s.

- *Source de la Doye (Revigny)*

Elle est totalement captée. Son débit est peu important.

- *Ruisseau de Fontenaille*

Son débit, également très faible, ne dépasse guère 0,1 m<sup>3</sup>/s en moyenne. Il naît vers 400 m d'altitude, par collection des ruissellements sur le Lias.

- *Ruisseau de la Diane*

Il naît par une grosse source karstique, au pied d'un petit escarpement bajocien proche du tunnel de Biolay, vers 450 m d'altitude. Son débit varie de 0,1 à 1 m<sup>3</sup>/s. Il rejoint la Vallière à Conliège, à 315 m d'altitude, après un parcours pentu (10 %).

Au total, ces divers apports confèrent à la Vallière, à Perrigny, un débit moyen de 2,5 m<sup>3</sup>/s pendant la période de nos observations. Elle peut atteindre 5 m<sup>3</sup>/s en crue.

Les limites du bassin d'alimentation peuvent se déduire de celui des autres reculées, et de la géologie du plateau. Sa surface n'excède guère 30 à 50 km<sup>2</sup>. Il est sans doute limité, au nord-est, par le grand décrochement de Pannessières, selon une ligne Briod-Publy-Nogna. La coloration du B.R.G.M. faite à Publy (J.Collin et al., 1965) montre que dans ce secteur les eaux divergent indifféremment en direction de la Seille et de la Vallière (chapitre 4.22). Vers le sud, le bassin ne s'étend probablement guère au-delà de Poids-de-Fiole : plus au sud, à Marnézia, et plus à l'ouest, à Alièze, on entre par l'intermédiaire de la Thorreigne

dans le bassin de la Valouse.

Dans le détail, on peut admettre que la source de la Diane draine le secteur des bois de Perrigny et que le ruisseau de Rochechien est alimenté par la zone comprise entre Briod et Publy. Quant à la source de la Vallière proprement dite, elle tire surtout son alimentation des eaux infiltrées dans la dépression de Nogna et Poids-de-Fiole. La limite de partage des eaux avec la source de la Sorne, qui naît en amont de Vernantais (fig.47 n°7), n'est pas nette et serait à préciser par coloration.

## 2.43 - Alluvions anciennes

La reculée de la Vallière est assez pauvre en dépôts anciens identifiables. On peut toutefois observer, en fonction de leur altitude, quatre niveaux distincts, d'alluvions ou d'érosion selon les cas (fig.43).

### 2.43.1—Niveau de 410 m

Ce niveau est visible à l'amont de la reculée, près des sources de la Vallière et de Rochechien.

- *Source de la Vallière*

Immédiatement à l'aval de sa source, la Vallière coule sur un fond de vallée plat, avant de s'encaisser 200 à 300 m plus loin entre les deux versants liasiques. Ce niveau plat est fait, au moins sur 2 à 3 m d'épaisseur, de groises cimentées en une brèche très compacte, au point que des conduits karstiques ont pu s'y élaborer, par exemple une galerie avec ruisselet, longue d'une quinzaine de mètres, sur la rive droite. On retrouve ce niveau en aval, sous forme d'une terrasse latérale de rive droite, au lieu-dit "Sous Bryon" ; les mêmes matériaux la composent.

- *Source de Rochechien*

A une centaine de mètres en aval de sa source, le ruisseau de Rochechien coule

sur des tufs, dans lesquels il ne tarde pas à s'encaisser : les tufs se retrouvent alors sous forme de terrasses latérales, hautes de plus de 3 m. À cet endroit, une coupe montre qu'ils sont recouverts d'éléments de gélifraction calcaires très fins, sur 50 cm d'épaisseur, puis d'éboulis plus grossiers alternant avec des groises litées parfois cimentées par la calcite, sur plus de 4 m d'épaisseur. Ces tufs pourraient donc être très anciens, peut-être antérieurs au Würm. Une recherche et une analyse des végétaux qu'ils contiennent pourraient fournir des renseignements. On ne les retrouve pas en aval, où ils existent peut-être, mais sont sans doute masqués par les éboulis de pente. Toutefois on peut noter, sur la rive droite du ruisseau au lieu-dit "Gravelle", un replat allongé, situé vers 400 m d'altitude dans la pente de Lias. Il pourrait s'agir d'un replat d'érosion, mais les données manquent pour pouvoir l'affirmer.

#### 2.43.2—Niveau de 350 m

Il n'est pas certain que les terrasses cartographiées sur la figure 43 correspondent à un niveau cyclique. Nous avons cependant jugé intéressant de les y mentionner : une étude plus minutieuse pourra peut-être en déterminer la nature exacte.

Ce niveau de 350 m constitue le fond plat de la vallée où est bâti Revigny. On peut y observer des tufs en surface. La nature des couches inférieures nous est inconnue : des forages y ont été pratiqués, mais nous n'avons pu nous en procurer les résultats. Toutefois il convient de remarquer qu'à cette altitude se situe le passage entre Lias moyen et Lias supérieur, à l'interstrate entre Domérien marneux et Sinémurien calcaire-gréseux : peut-être faut-il donc voir là un simple replat structural.

On retrouve ce niveau de 350 m entre Conliège et Perrigny, sous forme d'un large replat sur le versant nord de la vallée : les marnes du Lias y affleurent par endroits, ailleurs elles sont masquées par des éboulis de pente. Il s'agit soit d'un replat d'érosion, soit plutôt, comme l'indique la carte géolo-

gique à 1/50 000 (1966), d'une loupe de glissement du Lias. Il serait toutefois intéressant d'en faire une étude plus précise, y rechercher des éléments roulés par exemple.

#### 2.43.3—Niveau de 300 m

Ce niveau s'étend sur une vaste surface, en aval de Conliège, jusqu'à Lons-le-Saunier. Il forme tout le fond plat de la vallée, qui s'élargit jusqu'à 1 800 m à cet endroit. Le lit actuel de la Vallière s'y encaisse d'une dizaine de mètres à partir du pont de Vatagna, et le niveau de 300 m forme alors deux terrasses de part et d'autre. Au nord il supporte le village de Perrigny. On y observe partout des éléments roulés en surface. A. Journaux (1956) signale qu'on pouvait voir, dans un puits en construction, une épaisseur de plusieurs mètres de galets calcaires aplatis, de type fluvial froid. Il s'agit peut-être d'alluvions fluvioglaciaires, comme le laisse supposer la nature des couches plus profondes décelées dans le sondage du niveau de 280 m (voir ci-dessous).

#### 2.43.4—Niveau de 280 m

Ce niveau correspond à la reprise d'érosion par la Vallière dans le niveau précédent, c'est à dire le lit majeur du cours d'eau en aval de Perrigny. Un sondage pratiqué jusqu'au Lias à proximité de Conliège par le B.R.G.G. en 1901 y a mis en évidence la stratigraphie suivante :

Couche 1	(6 m) - alluvions à gros galets
Couche 2	(2 m) - argiles et sables
Couche 3	(18 m) - alluvions à gros galets
Couche 4	(5 m) - très gros galets roulés

Il existe donc une épaisseur de 31 m d'alluvions ; il s'agit, à la base au moins, de dépôts fluvioglaciaires. Les niveaux supérieurs seraient plutôt d'allure fluvio-lacustre, de toute façon quaternaires, comme le montrent deux observations corrélatives. D'une part, des fouilles archéologiques ont mis à jour, dans les mêmes couches, mais plus à l'aval, au "Puits Salé"

de Lons-le-Saunier, un niveau épipaléolithique, qui confère un âge würmien ou rissien aux dépôts qu'il surmonte (P.Pétrequin, inédit). D'autre part, au Montboutot, en aval de Lons-le-Saunier, on trouve vers 260 m d'altitude, dans la tranchée S.N.C.F., des dépôts fluvioglaciaires faits d'une couche d'un mètre de galets striés, stratifiés dans une matrice argileuse (A.Girardot, 1902).

En conclusion, la présence de ces quelques dépôts ne fournit guère de renseignements exploitables : il se résume à des tufs difficilement datables à l'amont, à un niveau intermédiaire de replats très douteux, et à des alluvions fluvioglaciaires remaniées en aval. Toutefois il est curieux de constater la présence de tufs vers 410 m, à proximité des sources, dans plusieurs reculées, à la source du Dard par exemple, de même que l'importance du niveau de 300 m, ainsi que l'altitude souvent voisine de 250-280 m des niveaux les plus inférieurs.

## 2.44 - Karst

### 2.44.1 - Bassin d'alimentation

Le bassin d'alimentation de la Vallière compte un plus grand nombre de gouffres et formes karstiques profondes que celui de la Seille. Toutefois ces phénomènes sont loin d'être aussi abondants qu'au nord, dans ce secteur de la Cuisance et de la Glantine (chapitre 4.21).

Il existe quelques gouffres de 10 à 50 m dans les bois de Perrigny, secteur d'alimentation de la Diane. Leur présence s'explique par le fait que cette région est structurellement plus élevée que le reste du plateau. Ailleurs, les cavités sont plus insignifiantes.

On note par ailleurs la présence de vallées sèches : certaines, dans le prolongement des cirques de Rochechien et de la Vallière, sont bien marquées (fig.43). Mais dans l'ensemble il s'agit de dépressions à peine visibles. Les dolines, en revanche, sont fort nombreuses, mais de petite taille.

### 2.44.2 - Reculée

Plus intéressantes sont les observations que nous avons pu faire dans les grottes de la reculée elle-même. Les numéros de la liste ci-dessous renvoient à ceux de la fig.47.

#### 1 - Grottes de Montaigu

(848,50 - 188,60 - 480) – Ces trois petites grottes de versant recèlent un remplissage argileux très enrichi en manganèse : ce fait, ajouté à leur morphologie d'ensemble, nous les fait considérer comme les témoins d'une érosion karstique périglaciaire, de type cutané (voir ci-dessous cavité n°6).

#### 2 - Grotte du Tunnel

(850,48 - 187,17 - 530) - Cette curieuse cavité longue de 40 m était à l'ori-

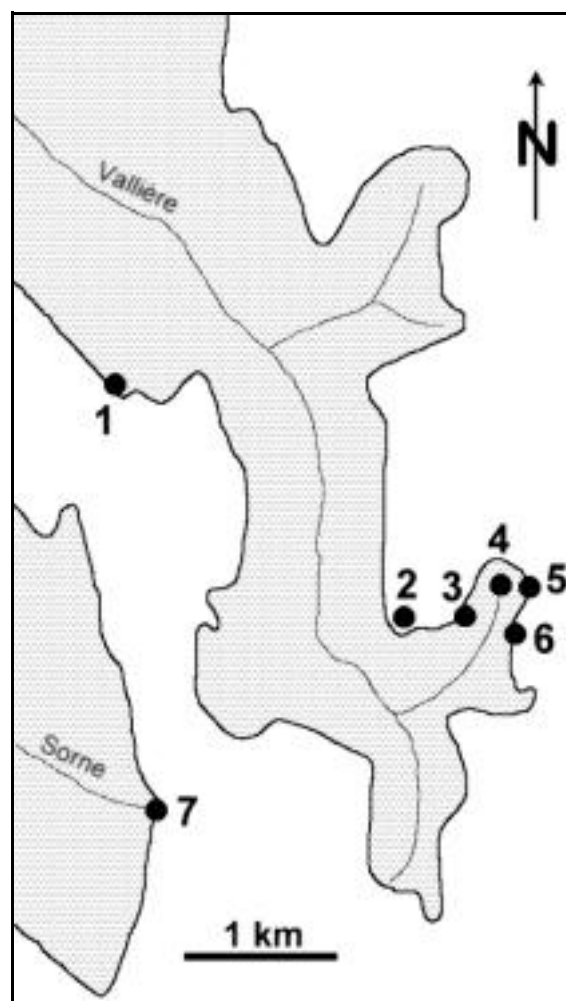


Fig.47 – Cavités de la reculée de la Vallière

gine sans entrée naturelle. Elle a été recoupée fortuitement lors de la construction d'un tunnel. Étant donné sa situation à la pointe d'un éperon, il est peu vraisemblable qu'elle ait pu se creuser dans les conditions topographiques actuelles : on est obligé d'admettre un recul des versants postérieur à son élaboration.

### 3 - *Grotte de Gravelle*

(850,90 - 187,26 - 475) – Ce vaste abri sous roche est une baume de gélifraction, contenant un remplissage fait en partie de groises litées de type périglaciaire, en provenance du talus extérieur (J.C.Frachon, 1966).

### 4 - *Source de Rochechien*

(851,14 - 187,48 - 430) – La source sort d'un boyau bas, en interstrate, pénétrable sur une quinzaine de mètres. Le ruisseau s'écoule souterrainement par un système de joints et de fissures à peine élargis : le réseau semble encore trop jeune pour avoir élaboré des conduits karstiques cohérents.

### 5 - *Grotte des Maquisards*

(851,23 - 187,45 - 490) – Cette vaste galerie fossile est pénétrable sur une cinquantaine de mètres. Son remplissage, fait d'argile très compacte, à débitage polyédrique, contenant d'abondantes inclusions de manganèse, a subi une reprise d'érosion et se trouve actuellement à l'état de témoins plaqués sur les parois. Nous serions tenté d'y voir, comme dans bien d'autres cavités du Jura occidental, un remplissage rissien surcreusé lors de l'interglaciaire Riss-Würm.

### 6 - *Grotte de Revigny*

(851,18 - 187,20 - 500) – Cette grotte de 270 m est perchée à une quinzaine de mètres au-dessus de la base du Bajocien. Son plan est original : trois entrées se greffent sur une galerie parallèle à la falaise extérieure. Sa morphologie l'apparente très précisément aux "grottes cutanées" de R. Ciry (1959).

Selon la théorie de cet auteur, il s'agirait de cavités nées lors des époques périglaciaires avec tjäle, dont la partie supérieure subissait un dégel temporaire l'été. Les grottes auraient été creusées par les eaux de dégel, après action préparatoire par le gel<sup>20</sup>. L'appartenance de la grotte de Revigny à ce type est confirmée par la présence, sur la corniche bajocienne extérieure, de polis et de coulées stalagmitiques évoquant le morcellement de cavités par le recul du versant.

En résumé, le karst de la reculée de la Vallière est essentiellement fossile. Les niveaux de circulation actuelle ne possèdent pas encore de conduit cohérent : il n'y a pas de rivière souterraine explorable. Les cavités semblent presque toutes s'être formées dans des conditions périglaciaires, en fonction d'un niveau de base constitué par le permafrost. Ces conditions ont sans doute favorisé également un recul rapide des versants.

## 2.45 - Interprétation géomorphologique

Comme dans les reculées précédentes, nous avons reconnu dans la Vallière le rapport étroit entre géologie et topographie : le tracé de la vallée est adapté à la structure (failles et plis), et le profil des versants est redevable à la lithologie (superposition calcaires-marnes). La dynamique périglaciaire a sans doute également joué un rôle important au Quaternaire, notamment dans le cirque de la source de la Doye, à Revigny.

L'importance de certaines vallées sèches, notamment celles qui débouchent à l'est de la source de la Vallière, nous fait supposer que le creusement préliminaire de la reculée s'est fait directement sur le plateau, par des écoulements superficiels qui se sont peu à peu enfouis : l'absence de cirque et de réseaux karstiques actifs impor-

---

20. Cette théorie est largement inspirée de celle précédemment émise par J. Corbel (1957).

tants le confirme. D'autre part, le profil très pentu du cours d'eau (2,3 %) montre que la pente d'équilibre n'est pas encore atteinte <sup>21</sup>.

L'approfondissement du thalweg est, il est vrai, ralenti par la présence des mar-

nes, qui sont très élevées structurellement.

Nous verrons dans la seconde partie l'importance relative qu'a la vallée de la Vallière dans l'ensemble des quatre reculées du plateau lédonien.

---

21. Cette pente de 2,3 % correspond au profil actuel de la Vallière. Or nous avons vu qu'à Revigny les marnes affleurent, alors qu'à Perrigny les alluvions ont 31 m d'épaisseur. Le creusement maximum a donc atteint 254 m d'altitude à cet endroit, ce qui donne une valeur minimum de 3,2 % au profil général de la vallée, avant le colmatage fluvioglaciaire.

## SECONDE PARTIE





### III

## RECULÉES JURASSIENES: ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE



Les descriptions qui précèdent s'appuient sur l'observation de faits parfois inédits, mais souvent déjà mentionnés dans des publications auxquelles nous nous sommes chaque fois référé. Au niveau de l'interprétation des phénomènes, il nous semble intéressant de résumer les opinions des divers auteurs, afin de les comparer à nos propres déductions, en partie énoncées lors de la description de chacune des reculées, et que nous précisons plus loin.

Si on excepte les articles anciens de géologues qui, comme E.Fournier (1923) se contentaient d'admettre que les reculées résultent de l'effondrement régressif d'anciennes rivières souterraines, les principaux auteurs à avoir tenté une étude plus poussée du problème nous semblent être chronologiquement G.Chabot, E.Benevent, R.Lebeau, A.Journaux, puis D. Duplessis-Kergomard et J.Martin.

### 3.1 - G.CHABOT (1927)

CHABOT, G.- *Les plateaux du Jura central. Étude morphogénique*, Faculté. des Lettres de l'Université de Strasbourg, 350 p., 85 fig., 4 pl.HT, 1927

G.Chabot ne consacre que trois pages de son ouvrage (p.215-218) au problème des reculées, après avoir plus longuement parlé, il est vrai, de la vallée de la Seille. Pour lui, cette dernière serait l'héritière d'un réseau hydrographique éphémère, élaboré sur la surface d'érosion du plateau. Les autres reculées se seraient établies seulement après la dislocation du plateau, aux dépens

de la Seille. Par karstification, ces rivières se seraient enfouies sous terre, et le recul actuel de résurgences tendrait à reconstituer l'ancien réseau de surface, dont les vallées sèches du plateau seraient les témoins conservés, notamment la dépression de Crançot. L'influence des niveaux bressans se ferait sentir, particulièrement celui de 340 m, dit "*niveau de la Citadelle*", visible sur les plis du Vignoble et dans la vallée de la Furieuse, d'ailleurs le seul exemple cité par G.Chabot.

### 3.2 - E.BENEVENT (1932)

BENEVENT, E.- « Reculées du Jura central. La vallée de la Seille (étude morphologique) », *Revue de Géographie alpine*, XX, p.267-306 (2 fig., 2 pl.), 1932

La théorie de G.Chabot est vivement combattue par E.Benevent, qui met en doute l'origine de la vallée de la Seille et même l'existence d'une surface d'aplanissement du plateau.

En se fondant sur l'exemple de la Seille, il considère que trois facteurs interviennent :

- les reculées sont liées à la structure géologique. Dans le plateau, la Seille a un tracé orienté selon les compartiments abaissés par faille et les dépressions synclinales du Fied et de Crançot. Dans sa traversée du Vignoble, la vallée a utilisé des abaissements d'axe des anticlinaux : ainsi la Seille serait une vallée originelle adaptée directement à la structure. La variété de cette même struc-

ture confère la variété de formes de détail aux versants de la reculée.

- les reculées sont liées aux influences karstiques. Si, d'après E.Benevent, il n'y a rien à tirer de l'observation interne "*décevante*" des grottes, il faut par contre reconnaître l'importance morphologique de la karstification. Des vallées sèches prolongent sur le plateau les gorges des reculées. Elles rendent compte de l'enfouissement total du réseau de surface primitif. La multiplicité des résurgences actuelles serait l'indice de diffluences souterraines. Ainsi, les sources principales naissent rarement dans l'axe de la vallée : elles se décaleraient latéralement lors de leur enfouissement, et abandonneraient le tronçon amont de la vallée où pourrait alors exister un "*bout du monde*" en forme d'amphithéâtre régulier. Sinon, la résurgence déblaie progressivement les éboulis au pied de la falaise, et

l'amont de la vallée serait en constante évolution, sans qu'il y ait formation d'un cirque parfait. Malgré leur multiplicité, les résurgences seraient toutefois concentrées dans l'axe d'anciens écoulements superficiels, notamment les dépressions du Fied et de Crançot. C'est dans ces directions qu'évolueraient les reculées, qui ressusciteraient donc le tracé des anciens cours superficiels enfouis.

- les reculées ont enregistré les formes cycliques : alluvions anciennes, influences glaciaires. E.Benevent nie la présence de glaciaire proprement dit dans les reculées et sur la bordure du plateau. Il se fonde sur

l'allure morphométrique des galets et les formes morphologiques des dépôts. Il préfère l'appellation "*alluvions anciennes*", sans préciser davantage, et sans s'appuyer d'ailleurs sur la moindre description de coupe.

Il distingue pourtant trois terrasses étagées, dans la vallée de la Seille, à 6 m, 22 m, et 42 m au-dessus du lit actuel. Il tente une datation, a priori hasardeuse, fondée uniquement sur les altitudes comparées et les rapports avec les niveaux bressans : la haute terrasse serait mindélienne, les deux autres respectivement rissienne et würmienne.

### 3.3 - R.LEBEAU (1947)

LEBEAU, R.- « Le Vignoble du Jura et le problème des reculées », *Les Études rhodaniennes*, XXII, p.83-98, 1947

Après une étude tectonique du plateau lédonien et du Vignoble, R.Lebeau pose dans son article le problème des relations entre la structure locale et le réseau hydrographique des reculées, a priori inadapté. Il montre en fait que, dans chaque cas, la rivière a utilisé les axes de faille ou des abaissement d'axes anticlinaux dans le Vignoble, comme l'avait déjà signalé E. Benevent à propos de la Seille. Ainsi, pour

R.Lebeau, les rivières des reculées seraient directement adaptées à la structure. Leur élaboration serait due au recul des résurgences, d'abord à travers les "plis" du Vignoble puis à l'intérieur du plateau. En fonction de leur allure actuelle, marquée par l'intensité de la karstification à l'amont et l'encaissement dans le Lias, R.Lebeau distingue des reculées très évoluées (Seille, Cuisance et Vallière) et d'autres moins (Sorne, Furieuse et Lison). Il réserve le cas de l'Orain, à Poligny, qui lui semble étranger à toute influence structurale, et qu'il ne peut rattacher à aucun des types précédents.

### 3.4 - A.JOURNAUX (1956)

JOURNAUX, A.- *Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses*, Caen, 532 p., 111 fig., 35 phot., 5 pl.HT, 1956

A.Journaux consacre une vingtaine de pages aux reculées et à leur environnement (p.290-310). Après une étude tectonique du plateau et du Vignoble, il constate que le tracé des reculées est tracé adapté à la structure ; il pense, avec E.Benevent, qu'il s'agirait de vallées "*originelles*". Il explique le calibrage des reculées par le recul rapide des résurgences vers l'amont, alors que les versants seraient bloqués par les éboulis.

Puis, comme pour les autres régions

étudiées dans son ouvrage, il recherche dans le Vignoble et les reculées les traces des niveaux d'érosion anciens. Le principal lui paraît être celui de 300 m, auquel il rattache de nombreuses terrasses et replats, ainsi que les tufs de Blois-sur-Seille (voir chapitre 2.33). Si on interprète bien son texte et le tableau chronologique de sa planche hors-texte IV, il assimile ce niveau à un rivage lacustre quaternaire, qu'il attribue au Günz. Ce niveau est entamé par celui de 275 m, qu'il attribue peut-être à l'interglaciaire Günz-Mindel, lui-même attaqué par celui de 235 m dans le Vignoble.

### 3.5 - D.DUPLESSIS-KERGOMARD ET J.MARTIN (1968)

DUPLESSIS-KERGOMARD, D. ; MARTIN, J.-  
« Observations sur le réseau supérieur de la Seille  
(reculées de Ladoye-sur-Seille et Baume-les-  
Messieurs, Jura) », *Bulletin de la Fédération des  
Sociétés d'Histoire naturelle de Franche-Comté*,  
LXX-1, p.7-9 (4 fig.), 1968

La courte note de ces deux géologues consacrée à la Seille nous paraît être, malgré sa brièveté, plus riche en observations inédites que les études qui précèdent.

Après avoir rappelé la notion connue de l'adaptation du tracé des reculées aux systèmes de failles, les auteurs en donnent pour exemple la Seille nord, modèle a priori mal choisi puisqu'il s'agit de la seule branche des reculées de la Seille où les failles directrices ne peuvent être nettement mise en évidence. En fait, les auteurs notent le parallélisme de la fissuration d'ensemble (axes de diaclases) avec une faille voisine, à laquelle est lui-même parallèle le tracé de la vallée : ce fait est clairement démontré par un intéressant diagramme polaire où sont reportées les directions des diaclases et des reculées.

Puis les auteurs mettent en rapport cette intense fissuration avec le mode actuel d'érosion : pour eux, l'évolution se fait par débitage des corniches en éboulis, par gravité, selon les plans orthogonaux de fissuration. L'interprétation du mécanisme n'est malheureusement pas davantage précisé : les auteurs se contentent de rapporter une simple constatation du phénomène, l'observation de chute de blocs <sup>22</sup>.

Ensuite, se fondant sur l'existence d'épaulements dans le profil transversal des versants, ils envisagent plusieurs stades dans le creusement de la vallée (voir chapitre 2.31) : ils supposent que des barrages de Lias, remontés obliquement par faille à

l'aval des vallées, ont pu, avant d'être entamés par l'érosion, déterminer une période de stabilisation dans ce creusement, à laquelle correspondent les épaulements : barrage de 470 m à Baume-les-Messieurs ; barrage de 450 m à la sortie de la Seille nord ; barrage de 425 m au nord-ouest de Nevy-sur-Seille.

Les auteurs concluent sur l'âge probable des reculées qui se situerait entre le Pliocène moyen (sables pliocènes entaillés par Seille) et le Quaternaire ancien (remblaiement glaciaire observé à Baume-les-Messieurs).

\* \* \*

Il ressort de ce court inventaire bibliographique que les auteurs ont surtout mis l'accent sur l'adaptation des reculées avec la structure, parfois même de manière très détaillée (E.Benevent). Plus rares sont les observations sur le modelé de détail (vallées sèches, cirques, etc.) ainsi que sur les mécanismes de l'érosion. Sauf dans la note de D. Duplessis-Kergomard et J.Martin, les phénomènes de dynamique ne sont pas abordés ; ils sont tout juste impliqués par la description lithologique des versants (superposition marnes-calcaires).

Les "niveaux anciens" ont préoccupé les auteurs, surtout les niveaux inférieurs "lacustres" de G.Chabot, A.Journaux, etc. Plus originale est la notation des "épaulements" de D.Duplessis-Kergomard et J.Martin dans la vallée de la Seille. Curieusement, les auteurs ont donné une part peu importante aux dépôts glaciaires. Les problèmes hydrographiques et karstiques ont, quant à eux, été totalement négligés : ils sont pourtant essentiels.

C'est pourquoi nous reprendrons globalement ces problèmes : morphologie d'ensemble et de détail des reculées, caractéristiques hydrographiques et karstiques du plateau lédonien, puis, de manière plus développée, rôle complexe des glaciations quaternaires dans le Jura lédonien.

---

22. D'autre part l'exemple fourni (cirque du Sautelard) est fort mal choisi : les auteurs ignoraient qu'ils se trouvaient à la base d'une cascade temporaire, issue de la grotte de Bobignon, qui s'ouvre à mi-falaise. Le surplomb observé n'est donc aucunement lié à un recul normal des versants, mais à une érosion mécanique en pied de cascade.



## IV

### RECULÉES JURASSIENES : PROBLÈMES D'ENSEMBLE





## 4.1 - MORPHOLOGIE DES RECLÉES

### 4.11 - Localisation et tracé

Les reculées de la Cuisance, la Glantine, la Seille et la Vallière entaillent toutes quatre le rebord occidental du plateau lédonien, perpendiculairement à la falaise bordière, là où elle domine une région affaissée. La zone du Vignoble forme en effet un niveau de base très proche et très bas. R. Lebeau (1947) voit dans ce fait un des facteurs déterminants de la localisation des reculées : en effet, au nord et au sud, la zone effondrée du Vignoble disparaît, et "*ces conditions ne sont plus réalisées. Au nord parce que le faisceau bisontin est flanqué de part et d'autre de plateaux calcaires également bas, au plancher de Lias profondément enfoui : donc plus de différence de niveau comme entre Bresse et plateau lédonien. Au sud, parce que ce plateau n'existe plus, et que toutes les précipitations sont drainées en direction longitudinale par les plissements*" (R.Lebeau, 1947, p.97).

Toutefois l'opinion de R.Lebeau doit être nuancée : au nord et au sud du Vignoble lédonien existent un certain nombre de vallées NE-SW de forme encaissée, notamment la Sorne au sud, la Furieuse et le Lison au nord, d'ailleurs baptisées reculées par Lebeau. Elles s'ouvrent dans les faisceaux lédonien et bisontin, ensembles structuraux très différents du plateau lédonien, où le contact plateau-dépression n'existe plus. C'est pourquoi nous ne les avons pas incluses dans notre étude (voir introduction).

De plus, au sud de Lons-le-Saunier, la bordure occidentale du faisceau lédonien est entamée de plusieurs petites vallées, perpendiculaires aux axes du relief, et s'apparentant elles aussi à la forme "reclée" : la Sonnette à Grusse, la Combe à Rothalier, la Salle à Gizia, le Breuil à Cuiseaux, le Bezançon à Montagna-le-Reconduit. Mais à vrai dire, leurs modestes dimensions et le faible débit des cours d'eau en font plutôt de simples thalwegs, ne s'imposant pas dans le

paysage comme les authentiques reculées.

Dans le détail, la structure locale a eu de toute évidence une influence directe sur le tracé des vallées. Tous les auteurs insistent sur ce point ; nous l'avons nous-même souligné lors de la description des reculées. Rappelons ces rapports structure-tracé :

- *Reclée de la Cuisance*

Elle suit rigoureusement une ligne de faille sur laquelle se greffent des cassures secondaires, qui ont orienté le tracé des thalwegs affluents. Dans sa traversée du Vignoble, la vallée suit un décrochement.

- *Reclée de la Glantine*

Elle suit, dans sa partie aval, un décrochement SE-NW qui se prolonge dans la zone du Vignoble. D'autre part elle occupe une position de combe, au sommet d'une voûte anticlinale à grand rayon de courbure.

- *Reculées de la Seille*

Elles utilisent une série de failles et décrochements orthogonaux, minutieusement énumérés par E.Benevent (1932). Dans la Seille nord seule, ces cassures sont moins évidentes. De plus les branches nord et sud s'ouvrent dans le prolongement de deux zones synclinales, dans les secteurs du Fied et de Crançot.

- *Reclée de la Vallière*

Elle a un tracé déterminé également en grande partie par des failles et décrochements. Comme celle de la Glantine, elle est partiellement placée sur un bombement anticlinal.

Cette influence de la structure est donc indéniable. Toutefois un fait essentiel nous semble avoir été négligé par les auteurs : les accidents structuraux qui jalonnent les reculées ne sont pas les seuls du

plateau lédonien. Des conditions tectoniques semblables existent ailleurs, a priori tout aussi favorables au développement d'une vallée. Nous ne citerons que la zone du décrochement de Pannessières (fig.5 et 6), entre Seille et Vallière, qui est sans doute le secteur le plus fracturé du plateau. Ce système de failles est d'ailleurs utilisé par d'importants écoulements souterrains mis en évidence par une coloration faite à Pully (B.R.G.M., 1965) et réapparue au Vernois, visible à l'oeil nu, à 12 km dans l'axe du décrochement. Mais en surface, l'accident est à peine marqué par l'amorce d'un thalweg peu important. De la même manière, d'autres plateaux calcaires, par exemple les Causses ou la Côte-d'Or, sont susceptibles d'offrir des conditions topographiques et structurales semblables : on pourrait supposer, en toute logique, qu'à ces conditions identiques devraient correspondre à des formes morphologiques identiques, et que les reculées devraient exister dans toutes les régions comparables au plateau lédonien ; or il n'en est rien.

Une autre remarque importante est que la structure peut être considérée, localement, comme défavorable à l'élaboration des reculées : une pincée bordière presque continue limite le plateau entre Salins et Lons-le-Saunier (chapitre 1.11) ; cette lame bathonienne affaissée de plus de 100 m l'a protégé de l'érosion venue de l'ouest, qui s'est heurtée à cet accident. L'allure rectiligne de la bordure du plateau en est un témoignage. Même si on considère que les rivières des reculées ont utilisé des décrochements pour franchir cet obstacle, il n'est guère possible d'invoquer, pour le creusement des vallées, le recul progressif des résurgences, d'abord à travers le Vignoble puis dans le plateau. La structure en pincée aurait dû bloquer ce recul, les niveaux stratigraphiques, notamment le contact Lias-Bajocien, étant considérablement décalés en profondeur.

Cette objection implique, à notre avis, une mise en place des reculées par vallées superficielles, sans influence souterraine, au moins dans la traversée de la pincée bor-

dière, qui se fait sous forme de cluses classiques.

Il nous paraît finalement abusif d'affirmer que la structure a *commandé* l'élaboration des reculées : il faudrait pour cela que les accidents structuraux en cause soient les seuls ou les plus importants de tout le plateau. Tout au plus la structure a-t-elle *guidé* le creusement, en favorisant la concentration du drainage dans les zones synclinales et en orientant les tracés par les failles.

En dehors de ces influences structurales, les mécanismes et les effets de l'érosion nous semblent tout aussi importants à connaître : nous les étudierons à travers l'analyse du modelé de détail, qui en est une conséquence directe.

## 4.12 - Modelé de détail

Au cours de la description des reculées, nous avons noté un certain nombre de formes, soit spécifiques, soit communes aux quatre vallées. Nous discuterons plus loin leur signification morphologique (chapitre 5), aussi ne ferons-nous ici que de les grouper en grands types.

### 4.12.1 - Profil des versants

La forme des versants dépend étroitement des conditions structurales et stratigraphiques.

Le *type classique* comporte une falaise calcaire bajocienne, parfois bathonienne au sommet, surmontant un talus marneux de Lias, parfois de Trias, descendant jusqu'au fond du thalweg. La hauteur des deux éléments est très variable, selon le pendage et les failles : en général, elle est de l'ordre de 40 m pour la corniche et 60 à 80 m pour le talus marneux. C'est le cas par exemple dans la reculée de la Glantine.

Mais, contrairement à l'opinion générale, ce type de versant n'est pas le seul, ni même le plus répandu. Deux extrêmes peuvent se présenter.

Dans le *versant sans corniche*, le ta-

lus marneux monte jusqu'au plateau, qui ne comporte à cet endroit qu'une mince croûte calcaire. Des exemples sont fréquents dans la reculée de la Vallière ou celle du Longebief (Seille sud).

A l'inverse, dans le *versant à corniche prédominante*, la falaise calcaire descend presque au fond du thalweg. C'est le cas de quelques cirques bathoniens comme l'amont de la reculée de la Glantine ou le cirque des Planches, dans la Cuisance. C'est le cas aussi de certains versants latéraux, en général en forme d'éperon encadré de failles, comme à Château-Chalon ou Nevy-sur-Seille, dans les reculées de la Seille.

Un quatrième type est le *versant composite*, surtout fréquent dans la Seille nord : le talus marneux est surmonté d'une première barre rocheuse, au-dessus de laquelle se présente une nouvelle pente surmontée d'une seconde barre rocheuse se raccordant au plateau. L'explication peut être parfois structurale, comme au sud de Blois-sur-Seille, mais plus généralement il s'agit d'un replat d'érosion (D.Duplessis-Kergomard et J.Martin, 1968).

Il est évident qu'une même reculée comporte, en fonction de la structure, des versants de tous types, dont le profil varie latéralement selon le jeu des failles et des pendages.

#### 4.12.2 - Cirques et bouts du monde

Les auteurs parlent beaucoup des "bouts du monde" fermant les vallées à l'amont, les idéalisant sous forme d'amphithéâtres rocheux réguliers, au pied desquels jaillissent les résurgences. En fait la réalité est plus complexe.

À l'extrémité proprement dite des vallées, les cirques sont la plupart du temps imparfaits : ils peuvent être très découpés, comme au Fer à Cheval (Cuisance), ou se dédoubler, comme dans la Seille sud, être dépourvus de corniches calcaires comme au Longebief (Seille sud), ou encore posséder un ravin terminal, comme la Seille nord (Sautelard) et la Vallière.

Les cirques les plus réguliers sont

souvent ceux qui échancrent les versants latéraux des vallées, la plupart du temps au-dessus de grosses résurgences : c'est le cas du cirque des Planches, dans la Cuisance, de la source de la Seille nord et du cirque de Blois-sur-Seille, dans la Seille, ou du cirque de Rochechien, dans la Vallière. Ainsi, la reculée de la Vallière présente la particularité d'être entaillée de plusieurs cirques latéraux, alors que son extrémité amont ne s'arrondit pas en "bout du monde".

L'emplacement des cirques est en effet subordonnée à la présence actuelle ou passée des principales résurgences : or celles-ci naissent rarement au fond même de la reculée, mais la plupart du temps elle sont situées latéralement ou plus en aval en fond de thalweg (E.Benevent, 1932). Un fait entre autres rend compte de ce phénomène : les rivières souterraines connues par exploration spéléologique ne s'ouvrent jamais dans l'axe des vallées. Les cartes ci-dessous montrent le tracé des six cavités les plus importantes.

- *Reculée de la Cuisance*

La grotte des Planches s'ouvre dans un cirque latéral de la reculée. Explorée sur plus de 3 km, elle se développe selon un tracé NE-SW, oblique par rapport à l'axe de la vallée (fig.48).

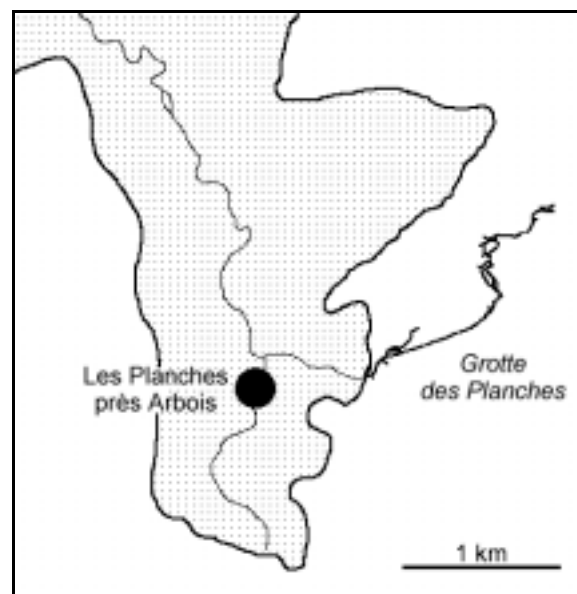


Fig.48 – Rivière souterraine des Planches.

- *Reculée de la Glantine*

La rivière souterraine de la Baume s'ouvre dans un vallon adjacent de la reculée. Explorée sur plus de 3 km, elle se développe parallèlement au versant nord-est de la vallée (fig.49).

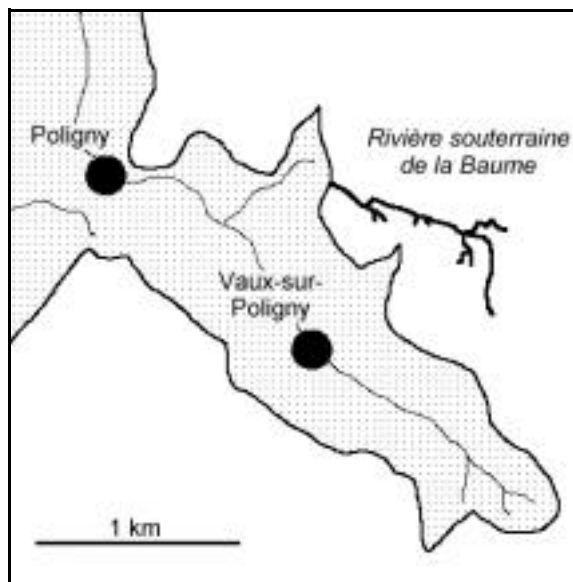


Fig.49 – Rivière souterraine de la Baume.

- *Reculées de la Seille*

A l'extrémité de la branche nord, on connaît deux ruisseaux souterrains (fig.50). D'une part, dans un petit cirque latéral, la grotte de l'Enragé se développe sur près d'un kilomètre, parallèlement au versant.

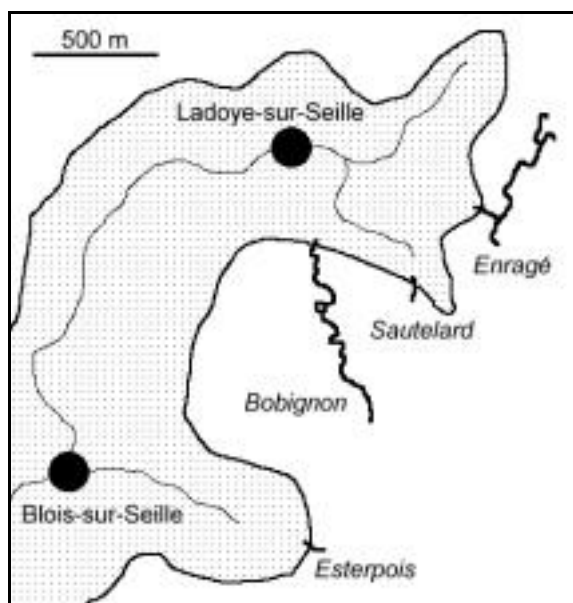


Fig.50 – Rivières souterraines de la Seille nord.

D'autre part, plus en aval et perchée dans la paroi, la grotte du Bobignon, connue sur 1 400 m, s'étire vers le sud en direction de la grotte des Esterpois, sans rapport avec l'orientation de la vallée.

A la jonction entre les reculées nord et sud se trouve la Borne au Cassots, connue sur plus de 15 km (fig.51). Elle s'ouvre à l'extrémité d'un éperon et se développe dans un 'isthme' entre les branches nord et sud, sans rapport avec l'axe de la reculée elle-même.

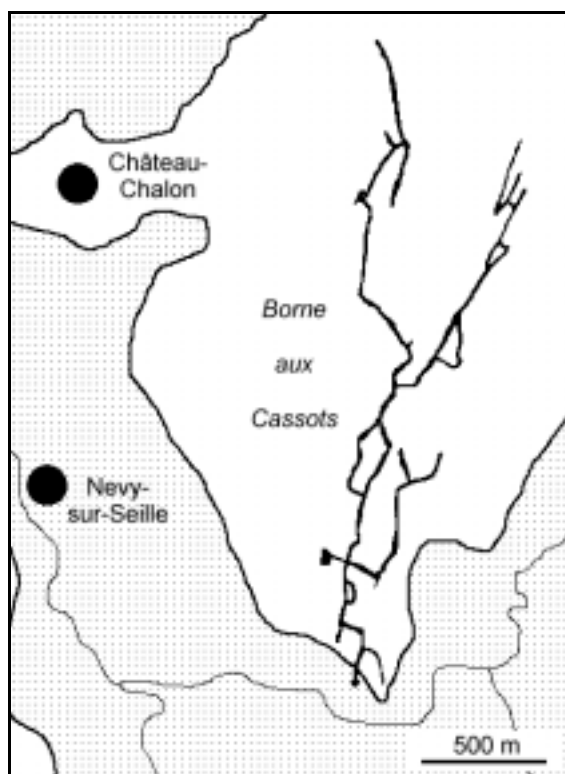


Fig.51 – Borne aux Cassots.

Enfin, dans la Seille sud, à l'extrémité de la reculée du Dard, la grotte de Baume se développe sur 2 300 m, perpendiculairement à l'axe de la vallée (fig.52).

Nous avons observé la même disposition dans plus d'une quinzaine de reculées ou pseudo-reculées franc-comtoises extérieures à notre terrain d'étude.

Nous avons vu (chapitre 3.2) que E. Benevent (1932) a étudié les rapports entre la forme des cirques et le point de sortie des résurgences ; nous ne reviendrons pas sur cette question. En effet, plus que par son modelé propre, la forme en cirque est inté-

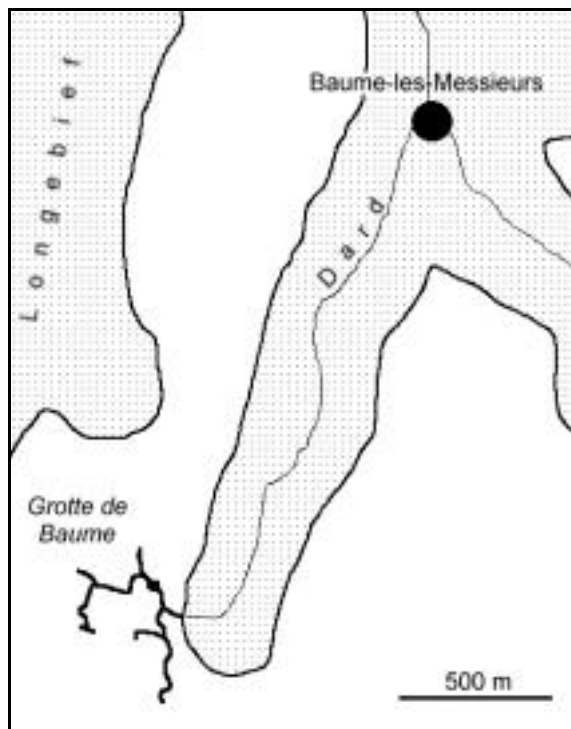


Fig.52 – Grotte de Baume-les-Messieurs.

ressante par sa seule localisation. C'est d'elle que dépend pour une large mesure la différenciation entre d'une part une vallée en gorge de type fluviale normale, pouvant comporter des cirques latéraux mais se raccordant vers l'amont au plateau par un thalweg classique, et d'autre part une reculée *stricto sensu*, close à l'amont par un "bout du monde" sans rapport hydrographique superficiel avec le plateau<sup>23</sup>.

Ainsi se posent deux problèmes distincts : celui du mode d'évolution actuelle des cirques, que nous abordons ci-dessous avec l'évolution des versants, et celui plus important de leur genèse et de leur place dans l'élaboration des reculées. Nous énoncerons quelques hypothèses à ce sujet dans le chapitre 5.

23. C'est du moins le cas des quatre reculées étudiées ici, qui ne se prolongent sur le plateau que par des vallées sèches (voir chapitre 4.21). Certaines pseudo-reculées, comme celles de la vallée de la Loue, peuvent par contre comporter des affluents superficiels, souvent temporaires, tombant en cascade dans le cirque amont.

#### 4.12.3 – Évolution des versants

Nous ne reprendrons pas en détail un certain nombre d'idées connues sur les caractères propres aux versants calcaires : immunité karstique des corniches, action du gel et de la dissolution, etc. (M.Derruau, 1965). Nous admettrons comme évident le rôle, souvent décrit, joué dans l'évolution du versant par la superposition du talus marneux et de la corniche calcaire. Nous ne ferons donc qu'énoncer un certain nombre d'observations de terrain : elles rendent compte de mécanismes qui, par leur association, constituent l'érosion proprement dite.

Une première réserve est à faire à propos des versants dont le talus marneux est totalement masqué par des éboulis périglaciaires de type groises, souvent très indurés par la calcite : ce manteau semble ralentir l'évolution, en bloquant les phénomènes de glissement des marnes sous-jacentes et d'appel au vide de la corniche calcaire. Ainsi, à l'entrée de la reculée de la Glantine, une couverture de groises a localement freiné le recul du versant surmontant la source de l'Orain, qui forme une avancée par rapport aux autres versants de la reculée ; toutefois ici l'influence tectonique de la pincée bordière a pu également jouer un rôle. Cependant de tels versants sont rares dans les reculées, sauf peut-être dans celle de la Seille et à l'amont de celle de la Vallière.

Une seconde distinction est à formuler entre les simples versants latéraux et ceux surmontant une sortie d'eau, souvent en forme de cirque.

- *Versants latéraux*

Deux actions interviennent sur le talus marneux.

D'une part, le ruissellement dû aux eaux de précipitation, surtout lors des forts orages, donne naissance à des rigoles de type "rill-erosion" (J.Pouquet, 1961). De plus, très souvent, un écoulement diffus en interstrate se produit au sommet de l'Aalénien, au pied de la corniche. Le débit est in-

fime, mais permanent, lié sans doute aux eaux de condensation interne des calcaires. Il est surtout spatialement très étalé : il en résulte une lubrification des marnes par engorgement hydrique sur de larges surfaces, ce qui accélère la mobilisation des débris sur le talus, selon le phénomène de "soil-creep".

D'autre part, du fait de la forme en gorge des vallées, les talus se rejoignent au fond du thalweg parcouru par la rivière, sauf dans quelques rares diverticules fossilisés, pour la plupart figés par éboulis. Le plus souvent, le pied du talus est donc affouillé par le cours d'eau : il en résulte les classiques phénomènes de loupes et glissements, qui conservent au talus un profil très raide. On les observe particulièrement dans la vallée de la Seille, où ils atteignent une ampleur suffisante pour figurer sur la carte géologique à 1/50 000.

Cette évolution relativement rapide du talus marneux détermine une sape de la corniche calcaire, qui se trouve perchée par le jeu classique de l'érosion différentielle, et va évoluer à son tour. Il peut se produire un débitage en blocs, à la base de la corniche, selon la fissuration orthogonale (D. Duplessis-Kergomard et J.Martin, 1968). La gélifraction peut aussi entrer pour une part dans ce mécanisme. C'est par ce débitage que semble s'opérer la reprise d'érosion subactuelle qui affecte des corniches dans la Glantine ou certains éperons dans la Seille.

D'autres phénomènes de plus grande ampleur peuvent intervenir : A.Bonte (1952) en a distingué trois grands types.

D'une part l'*écroulement* massif d'un pan de falaise, détaché selon un plan de diaclase parallèle au rebord du plateau. C'est la partie supérieure du bloc qui bascule vers l'aval, par simple appel au vide. C'est donc un phénomène brutal, instantané, qui fournit des éboulis de tous calibres par fracturation lors de la chute. Il est rarement observable ; on en connaît pourtant un exemple typique à l'ouest de Baume-les-Messieurs.

D'autre part, le *tassement sous forme de pilier* est le plus fréquent. Le volume détaché peut être aussi important que précé-

demment, mais c'est le pied du bloc qui glisse lentement vers l'aval, par tassement des marnes sous-jacentes. La tête du pilier demeure appuyé contre la corniche, jusqu'à déséquilibre complet ; il peut alors y avoir glissement sur le talus marneux, accompagné de fragmentation.

Enfin, dans le *tassement sous forme de panneau*, un fragment considérable de plateau, en général sous forme d'éperon à l'origine, peut se détacher et se mettre en mouvement par tassement des marnes. Il n'y a pas basculement, mais dénivellation du panneau par rapport à la nouvelle corniche ainsi créée : nous avons signalé ce type d'accident dans la Cuisance, au château de la Châtelaine. Il existe ailleurs, notamment à l'éperon de Corbeau, au sud du débouché des reculées de la Seille.

- *Versants surmontant une sortie d'eau*

Les mécanismes d'évolution sont sensiblement identiques, ils appellent toutefois quelques remarques.

D'une part, les marnes sont généralement très entaillées au point de sortie du cours d'eau ; parfois même le talus fait place à un thalweg très encaissé, rejoignant la base de la corniche qui est alors très dégagée. Les phénomènes de tassement n'existent plus, alors que les écroulements peuvent avoir lieu.

D'autre part, à l'inverse, des dépôts de tufs protègent parfois le talus marneux, au point d'émergence et quelques dizaines de mètres en aval : on le voit à la source du Dard (Seille) et à la source de Rochechien (Vallière). Dans ce cas, le talus évolue peu, il peut même former une avancée, comme à la source du Dard : corrélativement, le recul de la corniche est freiné.

Enfin, d'une façon générale, il est certain que la présence de la sortie d'eau favorise en ce point l'entraînement mécanique et la mise en solution des débris provenant du versant sus-jacent, alors que les versants latéraux classiques sont susceptibles de se bloquer sous leurs éboulis.

Remarquons pour terminer que, si les

mécanismes de la dynamique érosive sont relativement aisés à saisir, leurs effets comparés, et notamment la vitesse de recul des divers types de versants, sont difficiles à préciser : leur appréciation est en effet très subjective, en l'absence d'observations *in situ* systématisées pendant plusieurs années. Nous fournirons toutefois au chapitre 5 un certain nombre d'éléments concernant cette question : nous verrons notamment qu'il convient de ne pas exagérer le rôle de l'ennoyage des versants latéraux, ni la vitesse du recul des cirque terminaux. Auparavant, une idée de la valeur globale de l'érosion imputable au réseau hydrographique des reculées peut nous être fournie par les études physico-chimiques de leurs eaux.

## 4.13 - Analyses physico-chimiques des eaux

Il est intéressant de tenter de chiffrer les effets de l'érosion par l'analyse des eaux issues du plateau lédonien via les rivières des reculées : les dosages en calcium, par exemple, peuvent renseigner sur la valeur de l'ablation actuelle au sein du plateau, et permettre de comparer entre eux les caractères des diverses émergences.

### 4.13.1 - Notions climatiques

Le climat local du Jura lédonien n'a jamais fait l'objet, à notre connaissance, d'une étude de synthèse. Toutefois, à travers les documents de la Météorologie nationale, il apparaît que la pluviosité est élevée : en moyenne sur dix ans, on relève 1 572 mm à Besain, soit le double de la moyenne annuelle française. Ces précipitations sont ré-

parties tout au long de l'année ; leur abondance s'explique par le fait que le Jura lédonien est directement situé sur la trajectoire des perturbations d'ouest et sud-ouest, et donne naissance à un phénomène de barrage (I. Trautsohl, 1969). Dans le détail, la pluviosité s'accroît du sud au nord, de Lons-le-Saunier à Arbois (tableau A) : cela correspond à l'élévation progressive des altitudes de la bordure occidentale. Les températures sont basses, pour une altitude pourtant médiocre, ne dépassant guère 500 m : en moyenne, elles sont de 8,9° à Lons-le-Saunier et 8,3° à Besain.

Ce caractère montagnard du climat (fortes précipitations, températures basses), confère aux eaux d'infiltration une forte agressivité à l'égard des calcaires du plateau.

### 4.13.2 - Analyses effectuées

De janvier à juin 1969 nous avons procédé à une série d'observations et d'analyses sur les eaux des rivières des reculées. Notre objectif était de préciser les caractères physiques et chimiques des eaux : températures, pH, résistivité, charge en calcium et silice. Ainsi nous pouvions espérer d'une part connaître grossièrement la capacité érosive de ces eaux, d'autre part pouvoir comparer entre elles les diverses rivières, par leurs caractères physico-chimiques.

La fréquence et la durée de nos observations ont été limitées par les problèmes de déplacement sur le terrain : il aurait été souhaitable d'effectuer des prélèvements d'eau sur toutes les stations le même jour, une fois par semaine au moins, et pendant une année entière ; en fait, nous avons dû nous contenter d'un prélèvement mensuel,

Mesures	Stations	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Moyenne
<b>Précipitations (mm)</b> <i>moyennes 1921-1950</i>	Arbois	100	90	90	95	110	110	99
	Poligny	90	80	85	90	100	100	91
	Lons-le-Saunier	90	80	75	90	93	97	87
<b>Températures (°C)</b> <i>moyennes 1891-1930</i>	Lons-le-Saunier	1°8	3°5	6°9	10°1	14°1	17°2	8°9

Tableau A – Précipitations et températures : moyennes mensuelles (service de la Météorologie nationale)

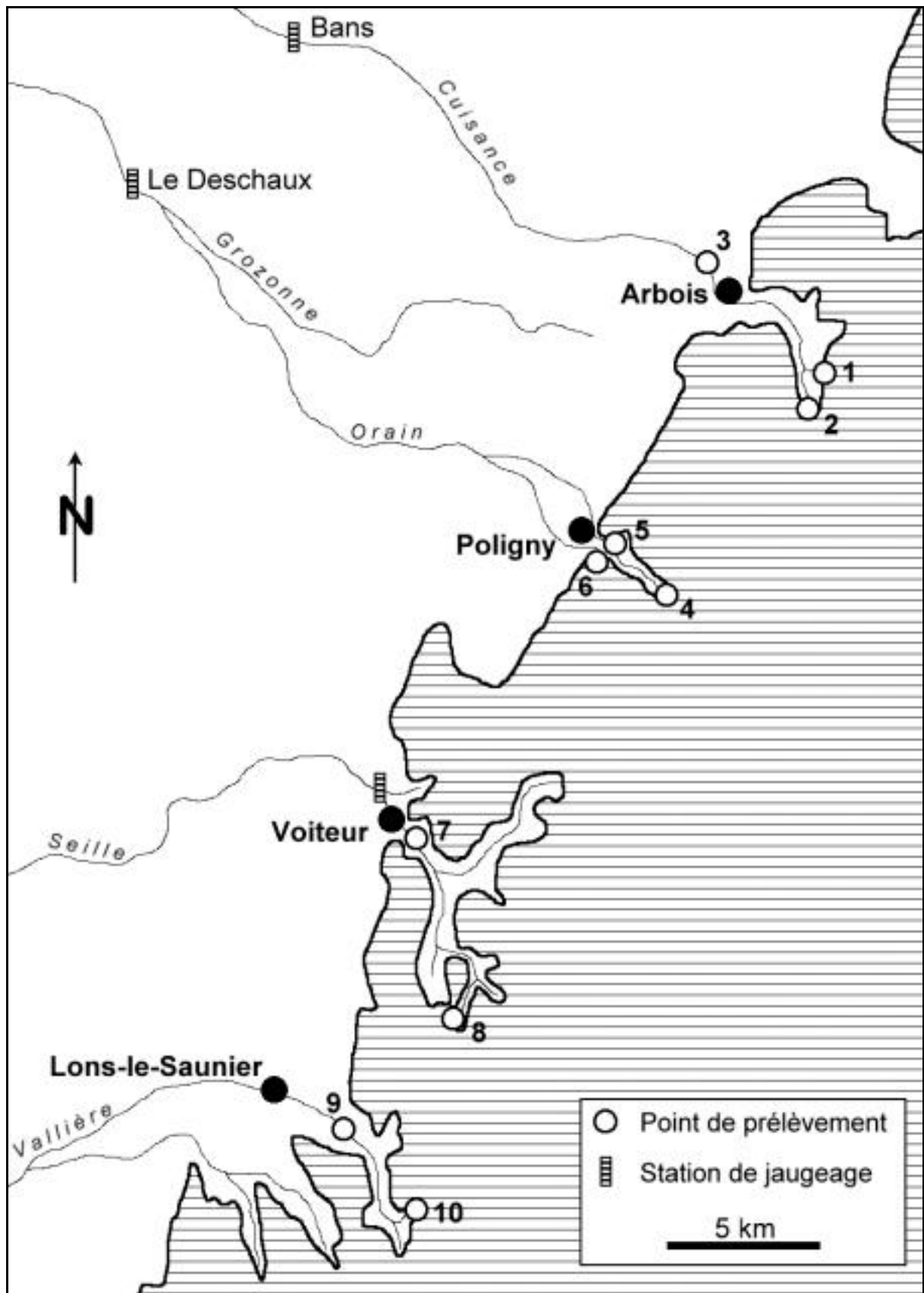


Fig.53 – Points de prélèvement des eaux et stations de jaugeage



sur un semestre seulement, souvent à des dates différentes pour chacune des stations.

Les prélèvements d'eau ont été effectués aux principales sources, et dans le cours aval des rivières, au débouché des reculées (fig.53). Nous avons toutefois négligé les sources nord et sud de la Seille, déjà analysées en détail par le G.R.S.I.F.<sup>24</sup> en 1964 (R.Muxart et al., 1965, 1966, 1967). Le tableau ci-dessous donne en coordonnées Lambert la localisation des points de prélèvement.

#### Cuisance

1	Grotte des Planches	865,10 - 214,68 - 330
2	Source sud	864,52 - 213,57 - 370
3	Aval d'Arbois	860,80 - 218,50 - 260

#### Glantine / Orain

4	Sce de la Glantine	859,37 - 207,65 - 450
5	Amont de Poligny	857,60 - 209,17 - 345
6	Source de l'Orain	857,20 - 208,95 - 375

#### Seille

7	Amont de Voiteur	850,80 - 199,63 - 260
8	Source du Dard	852,36 - 193,06 - 430

#### Vallière

9	Aval de Conliège	848,92 - 189,56 - 298
10	Sce de Rochechien	851,14 - 187,48 - 430

Nos méthodes expérimentales ont été les suivantes :

- *Température de l'eau* : mesurée *in situ* à l'aide d'un thermomètre à mercure gradué de -10 à +60°C.
- *Mesure du pH* : après une série de mesures effectuées conjointement à l'aide d'un pH-mètre potentiométrique et de papier pH (Prolabo, échelle 1 à 10), nous avons utilisé exclusivement la méthode colorimétrique du papier pH, plus rapide et d'une approximation suffisante.
- *Résistivité* : mesurée par résistivimètre

24. Groupe de Recherche Spéléologique d'Ile de France.

électronique "Electronic Switchgear" type MCL-MK IV, utilisant le principe du pont de Wheastone.

- *Teneur en calcium* : dosage par une solution de Complexon III, le réactif coloré étant la murexide rouge.
- *Teneur en silice* : dosage colorimétrique au molybdate d'ammonium.

Nous avons renoncé à pratiquer les dosages pourtant intéressants des solutions globales et de la chlorinité totale, la trop grande imprécision des méthodes mises à notre disposition rendant les résultats peu interprétables.

La teneur en silice, très faible en moyenne, n'est indiquée que pour mémoire, une anomalie intéressante s'étant révélée à propos de la source de l'Orain à Poligny.

#### 4.13.3 - Interprétation des résultats

Précisons une nouvelle fois que nos mesures ne concernent qu'une période de six mois, de janvier à juin 1969 ; une étude portant sur une année entière aurait des résultats sans doute très différents.

#### • Débits

Les débits sont très variables selon la date des mesures : nous avons vu que toutes les exurgences des reculées ont un régime de type torrentiel, d'ailleurs très classique dans les régions karstiques. Ces fluctuations ne sont pas étrangères aux variations enregistrées parallèlement dans les valeurs de pH ou de concentration en sels minéraux. Signalons cependant que les estimations de débits sont très approximatives (tableau B), faute de matériel approprié, à l'exception de quelques jaugeages précis communiqués par le ministère de l'Agriculture. Il est à noter que la station du Deschaux, sur l'Orain, est placée très à l'aval (fig.53), et qu'elle enregistre le débit supplémentaire de nombreux affluents, dont la Grozonne.

Stations		Janvier		Février				Mars		Avril	Mai	Juin	Moyenne	
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7		4
	<b>Cuisance (Bans)</b>	<b>5</b>	<b>13,4</b>						<b>4</b>	<b>8</b>		4	6,88	
<b>3</b>	<b>Cuisance (Arbois)</b>	1,5	7	2		1			2	1	5	2,5	2,75	
<b>5</b>	<b>Glantine (Poligny)</b>		4	1,5		2	4		1,5		0,5	3	1,5	2,25
	<b>Orain (Le Deschaux)</b>			<b>1,7</b>	<b>2,7</b>		<b>6,1</b>		<b>1,6</b>				0,5	2,50
<b>6</b>	<b>Orain (source)</b>		0,5					0,8	0,1		0,1	0,6	0,3	0,35
<b>7</b>	<b>Seille (Voiteur)</b>		17				<b>17,4</b>	<b>10</b>		<b>1,8</b>	1,5	15	8	10,1
<b>9</b>	<b>Vallièrre (Conliège)</b>		5				4			1,5	0,5	2	2	2,5

Tableau B – Estimation des débits, en m<sup>3</sup>/s, de janvier à juin 1969 (les chiffres en gras sont des jaugeages du ministère de l'Agriculture, les autres sont des estimations approximatives)

Stations		Janvier		Février				Mars		Avril	Mai	Juin	
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7	4
<b>1</b>	<b>Cuisance (gr. des Planches)</b>	6			5,5				5,7		5	5	5,5
<b>2</b>	<b>Cuisance (source sud)</b>	7			6				5		5	5,7	6
<b>3</b>	<b>Cuisance (aval d'Arbois)</b>	6	5,7	6		5,7				5,5	5,7	6	6
<b>4</b>	<b>Glantine (source)</b>		5,5			5,7			6,2		6	6	6
<b>5</b>	<b>Glantine (amont de Poligny)</b>		7	5,7		6	6		5,2		5	5,5	6
<b>6</b>	<b>Orain (source)</b>		6,5			5,7		6	6,5		6	6	6
<b>7</b>	<b>Seille (amont de Voiteur)</b>		6,5				6,5	6,5		6	5	6	6,5
<b>8</b>	<b>Seille (source du Dard)</b>		5					5		4,7	6	6	6
<b>9</b>	<b>Vallièrre (aval de Conliège)</b>		6				5,7			5,7	6	5,5	6
<b>10</b>	<b>Vallièrre (sce de Rochechien)</b>		5					5,5		5,7	5,7	5	5,5

Tableau C – pH des eaux (échelle 1 à 14), de janvier à juin 1969

- *valeur du pH*

L'examen des valeurs du pH des eaux (tableau C) montre que celui-ci est en général très bas : de 5,5 à 6 en moyenne. Du fait des différences de méthode analytique, nos résultats sont en général inférieurs de une unité à ceux enregistrés par le G.R.S.I.F. sur les mêmes stations de la Seille (R. Muxart et al., 1965, 1966, 1967). En tenant compte de cet écart, on constate que, parmi les nombreuses mesures effectuées par le G. R.S.I.F., seules celles portant sur les marais de haute Laponie montrent des pH plus bas. Les eaux issues du karst du Vercors présentent sensiblement les mêmes valeurs.

Ce fort degré d'acidité résulte sans doute du fait que le plateau lédonien est un karst couvert, où les eaux d'infiltration ac-

quièrent leur agressivité au contact des acides élaborés par la végétation et la couche humique.

D'autre part, les valeurs du pH semblent liées, dans une certaine mesure, à celles de la température des eaux : elles diminuent en général pendant les mois froids, de février à mai, et sont en hausse en juin.

- *Températures*

Les températures (tableau D) sont toutes voisines de 8 à 10°C, valeur courante dans les eaux karstiques jurassiennes. Certaines émergences montrent une très grande régularité thermique, par exemple la Cuisance est, l'Orain ou le Dard. Leurs eaux séjournent vraisemblablement longtemps dans les conduits karstiques, où s'amortissent les

Stations		Janvier		Février				Mars		Avril	Mai	Juin	
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7	4
1	Cuisance (gr. des Planches)	9			9				9		9	9	9
2	Cuisance (source sud)	8°5			8°5				8°5		9°5	9	9°5
3	Cuisance (aval d'Arbois)	8	8°5	6°5		5°5				9°5	10°5	10	10°5
4	Glantine (source)		8°5			8			8°5		10°2	10	10°5
5	Glantine (amont de Poligny)		8°2	5°5		4°5	8°5		8°5		11°5	11	11°5
6	Orain (source)		10			9°5		10	10		10°2	10°5	10°5
7	Seille (amont de Voiteur)		9				9°5	9		9	12°	10	11°
8	Seille (source du Dard)		9°5					9°5		10	10°	10	10
9	Vallière (aval de Conliège)		8°5				9°			8°5	10°	10	10°5
10	Vallière (sce de Rochechien)		8°5				9°5			9°5	10°	10	10

Tableau D – Température des eaux (°C), de janvier à juin 1969

Stations		Janvier		Février				Mars		Avril	Mai	Juin	
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7	4
1	Cuisance (Planches)	2369			2325				2298		2439	2469	2385
2	Cuisance (sud)	2450			2352				2197		2293	2739	2698
3	Cuisance (Arbois)	2061	2352	2272		2061				2409	2336	2380	2350
4	Glantine (source)		2083			2105			2020		2293	2197	2173
5	Glantine (Poligny)		2369	2164		2083	2127		2127		2450	2439	2469
6	Orain (source)		2173			2173		2083	2000		2262	2083	2164
7	Seille (Voiteur)		2314				2222	2197		2247	2127	2298	2222
8	Seille (Dard)		2000					2020		2000	2100	2061	2000
9	Vallière (Conliège)		2127				2083			2173	2173	2222	2272
10	Vallière (Rochechien)		2083				2040			2040	2000	2314	2173

Tableau E – Résistivité des eaux ( $\Omega/cm$  25°C), de janvier à juin 1969

influences extérieures, avant de gagner la surface. D'autres au contraire subissent des fluctuations, comme la Glantine ou la Vallière. Leur alimentation est certainement plus rapide. Les stations situées très en aval des sources (n°3, 5, 7 et 9) ont évidemment des températures directement influencées par le climat extérieur.

- *Résistivité*

Les mesures de résistivité permettent d'apprécier la minéralisation totale des eaux examinées : celle-ci est d'autant plus grande que la résistivité est moins élevée (inverse

de la conductivité). On constate que les valeurs sont très voisines pour les diverses émergences (tableau E) : 2 000 à 2 500 ohms/cm environ, ce qui est moyennement élevé pour des eaux karstiques. Les valeurs les plus basses sont celles du Dard, puis celles de la Vallière. Ensuite viennent celle de l'Orain et de la Glantine, et enfin celles beaucoup plus élevées de la Cuisance : cette dernière est donc nettement plus pauvre en sels dissous que les autres cours d'eau.

D'autre part des corrélations semblent s'établir avec les valeurs du pH : la résistivité est en général plus faible pendant les mois froids. Sa valeur augmente, dans tous les cas, à partir d'avril-mai.

Stations		Janvier		Février					Mars		Avril	Mai	Jun
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7	4
1	Cuisance (Planches)	57,5			70,5				78,5		77	82,5	78
2	Cuisance (sud)	51,5			70				86		96	65,5	72
3	Cuisance (Arbois)	91	18	25		100,5				85	82	90	92,5
4	Glantine (source)		87			88			91		90	85	82
5	Glantine (Poligny)		6,5	53,5		83	59,5		75		66	70	80
6	Orain (source)		28,5			88		50	91		97,5	95	93
7	Seille (Voiteur)		6				60,5	25		95	56	77,5	69,5
8	Seille (Dard)		60					40,5		116	110	101	110
9	Vallière (Conliège)		75				60,5			91	89	85	85
10	Vallière (Rochechien)		85				75			105,5	101	57,5	85

Tableau F – Teneur en calcium des eaux (mg/l), de janvier à juin 1969

Stations		Janvier		Février					Mars		Avril	Mai	Jun
		9	16	4	7	16	21	27	7	11	9	7	4
1	Cuisance (grotte des Planches)	1,5			1,5				2		2	2	2
2	Cuisance (source sud)	1,5			1,5				1,5		1,5	1,5	1,5
3	Cuisance (aval d'Arbois)	1,2	0,7	1		2				1,5	1,5	1,5	1,5
4	Glantine (source)		2			2			2		2,5	2	2
5	Glantine (amont de Poligny)		1,2	0,2		2	2		2		2,5	2	2
6	Orain (source)		1,5			3		3	3		3,5	3	3
7	Seille (amont de Voiteur)		0,5				1,5	2,5		1,5	1,5	1	1
8	Seille (source du Dard)		2					2		2	2,5	2	2
9	Vallière (aval de Conliège)		2,7				2			2,5	2,5	2	2
10	Vallière (source de Rochechien)		2				2			2	2	2	2

Tableau G – Teneur en silice des eaux (mg/l), de janvier à juin 1969

- *Teneur en calcium*

Les teneurs en calcium confirment, très logiquement, les valeurs de la résistivité : les eaux les plus chargées sont celles du Dard, puis par ordre décroissant celles de la Vallière, de la Glantine, de l'Orain et de la Cuisance. Dans tous les cas nous avons noté une baisse de la teneur en calcium lors des crues des cours d'eau : le creux des courbes de teneur en calcium à la fin du mois de février correspond à une brutale fonte des neiges.

Il faut remarquer que les valeurs que

nous avons relevées (tableau F) sont moins élevées que celles déterminées par le G.R.S. I.F. dans la Seille. L'imprécision des analyses colorimétriques utilisées est peut-être pour une part dans cette différence. Cependant, à titre de comparaison, nous avons déterminé des valeurs nettement supérieures (100 à 150 mg/l en moyenne) dans le bassin hydrographique du Lison, pourtant proche. En définitive, la charge en calcium des eaux des reculées n'est jamais très importante (60 à 80 mg/l), sauf pour la Seille, qui peut contenir jusqu'à 150 mg/l.

- *Teneur en silice*

Les concentrations en silice (tableau G) sont toutes très faibles, inférieures à 2 mg/l en moyenne, ce qui est normal pour des eaux issues d'un massif calcaire. On note toutefois une anomalie pour l'Orain, qui atteint parfois des concentrations supérieures à 3 mg/l. Ce fait signifie sans doute que le cours d'eau souterrain est en contact prolongé avec le niveau Toarcien, qui contient 27 % de SiO<sub>2</sub>. Les autres exurgences dépendent plutôt du Bajocien, composé de 90 % de carbonate de calcium et seulement 5 % de SiO<sub>2</sub>.

\* \* \*

Globalement, ces résultats mettent donc en évidence des eaux assez froides, agressives, moyennement chargées en sels dissous. Ces différents paramètres évoluent

selon les données climatologiques, et surtout selon les débits : les valeurs sont sans doute très différentes pendant l'été, période où les débits diminuent considérablement.

La Seille se distingue nettement des autres rivières par son débit important, son pH très bas, et ses fortes concentrations en sels dissous. Les fréquentes analyses du G. R.S.I.F. ont montré que l'érosion chimique est certainement considérable dans le bassin de la Seille : l'hypothèse de 90 m<sup>3</sup> de roche dissoute par km<sup>2</sup> et par an est avancée. Même si ce chiffre est exagéré, il est notablement supérieur à la moyenne de l'érosion chimique mondiale (J. Corbel, 1957), évaluée à 14 m<sup>3</sup> par km<sup>2</sup> et par an.

Les caractères karstiques, et les grandes directions du réseau hydrographique souterrain dans le plateau lédonien en particulier, confirmeront, comme nous le verrons plus loin, l'importance relative de la Seille, qui est véritablement la reculée maîtresse du Jura lédonien.

		Température °C	pH 1 à 14	Résistivité Ω/cm	Calcium mg/l	Silice mg/l
1	Cuisance (grotte des Planches)	9	5,4	2380	74	1,5
2	Cuisance (source sud)	8°9	5,7	2455	73,5	1,5
3	Cuisance (aval d'Arbois)	8°6	5,8	2278	73	1,3
4	Glantine (source)	9°2	5,9	2145	87,2	2
5	Glantine (amont de Poligny)	8°6	5,8	2278	61,7	1,7
6	Orain (source)	10°1	6,1	2134	77,6	2,8
7	Seille (amont de Voiteur)	9°9	6,1	2232	55,6	1,3
8	Seille (source du Dard)	9°8	5,4	2030	89,7	2
9	Vallièrre (aval de Conliège)	9°4	5,8	2175	80,9	2,2
10	Vallièrre (source de Rochechien)	9°5	5,4	2108	84,8	2

Tableau H – Moyennes janvier-juin 1969

## 4.2 - KARST ET HYDROGRAPHIE SOUTERRAINE DU PLATEAU

### 4.21 - Karst

Les auteurs ont souvent affirmé que les reculées étaient en relation avec les "influences karstiques", sans toutefois préciser ces influences et ces relations. La première démarche nécessaire est d'analyser les caractères du karst superficiel du plateau lédonien.

Les formes superficielles, dolines et bassins fermés, lapiaz et vallées sèches, pourraient justifier une cartographie d'ensemble, que nous n'avons pu réaliser dans le cadre de ce travail. Nous nous contentons de montrer la répartition des vallées sèches (fig.54) ; encore faudrait-il distinguer vallées sèches proprement karstiques et dépressions substructurales, ce que nous n'avons pas toujours pu faire. Toutefois cette carte montre une concentration des thalwegs en direction des reculées, particulièrement celles de la Seille. Ce réseau est peu hiérarchisé, et il ne se dégage pas d'orientation maîtresse. Dans le détail, si on tente de reconstituer les anciens sens d'écoulement, il s'avère que certaines vallées s'orientent du nord-ouest au sud-est, aux Prés-Bergerets par exemple, voire franchement ouest-est, comme à Granges sur Baume, donc à l'inverse des écoulements actuels. D'autre part, certains axes sont tronçonnés par la topographie actuelle : c'est le cas de la combe Saugin à la Châtelaine, recoupée par le cirque du Fer à Cheval, et de plusieurs vallées sèches surmontant la Seille sud. Pour la plupart, ces vallées ont un profil transversal très évasé ; les thalwegs ne sont encaissés que de 5 à 10 m, au point qu'ils apparaissent à peine sur le terrain et sont souvent invisibles sur carte topographique ou photo aérienne. Longitudinalement, leur pente est faible : elle dépasse rarement 1 %. Leur fond, contrairement à une opinion répandue, est rarement accidenté de contre-pentes et de gouffres ou dolines ; le plus souvent, il est masqué d'argile de décalcification, et seuls les versants

rocheux comportent lapiaz et gouffres.

On a donc l'impression qu'il s'agit d'un réseau très éphémère, peu encaissé et peu hiérarchisé. L'assèchement ne semble pas s'être fait par pertes successives en fond de thalweg, pertes dont on ne trouve aucune trace, mais par enfouissement généralisé dans la zone d'alimentation, et fossilisation consécutive des thalwegs. Le fait que ceux-ci s'orientent parfois à l'inverse du sens actuel d'écoulement, et qu'ils soient recoupés par la topographie ultérieure, conduit à admettre que leur élaboration est antérieure au moins à celle de la partie amont des reculées. On ne peut toutefois affirmer que toutes ces vallées sèches sont contemporaines, ou qu'inversement elles sont formées du raccordement d'éléments disparates.

Nous avons mentionné, dans la première partie, la présence d'alluvions glaciaires dans plusieurs de ces vallées sèches ; ce fait peut avoir deux significations, dont il conviendrait d'approfondir l'étude. Il peut y avoir eu piégeage des dépôts glaciaires dans une dépression préexistante ; c'est probablement le cas, par exemple, du Bief de Corne, à la Châtelaine, où des gouffres situés en fond de thalweg ont même piégé ces alluvions. A l'opposé, certains thalwegs peuvent être entièrement dus à l'érosion glaciaire, et n'être que d'anciens chenaux d'écoulement : peut-être est-ce le cas de plusieurs vallées sèches de la rive droite de la Glantine et de la Cuisance.

Ces différents caractères semblent très différents de ceux observés par S. Daveau (1965) dans le Jura bisontin pourtant proche : aussi pensons-nous, *a priori*, que c'est par une étude minutieuse *in situ* de chacun des thalwegs que l'on pourra dégager des interprétations globales, plutôt que par l'étude d'ensembles dont il faudrait d'abord démontrer l'unité morphologique.

La répartition des autres formes karstiques superficielles du plateau est liée, dans une certaine mesure, à celle des vallées sèches.

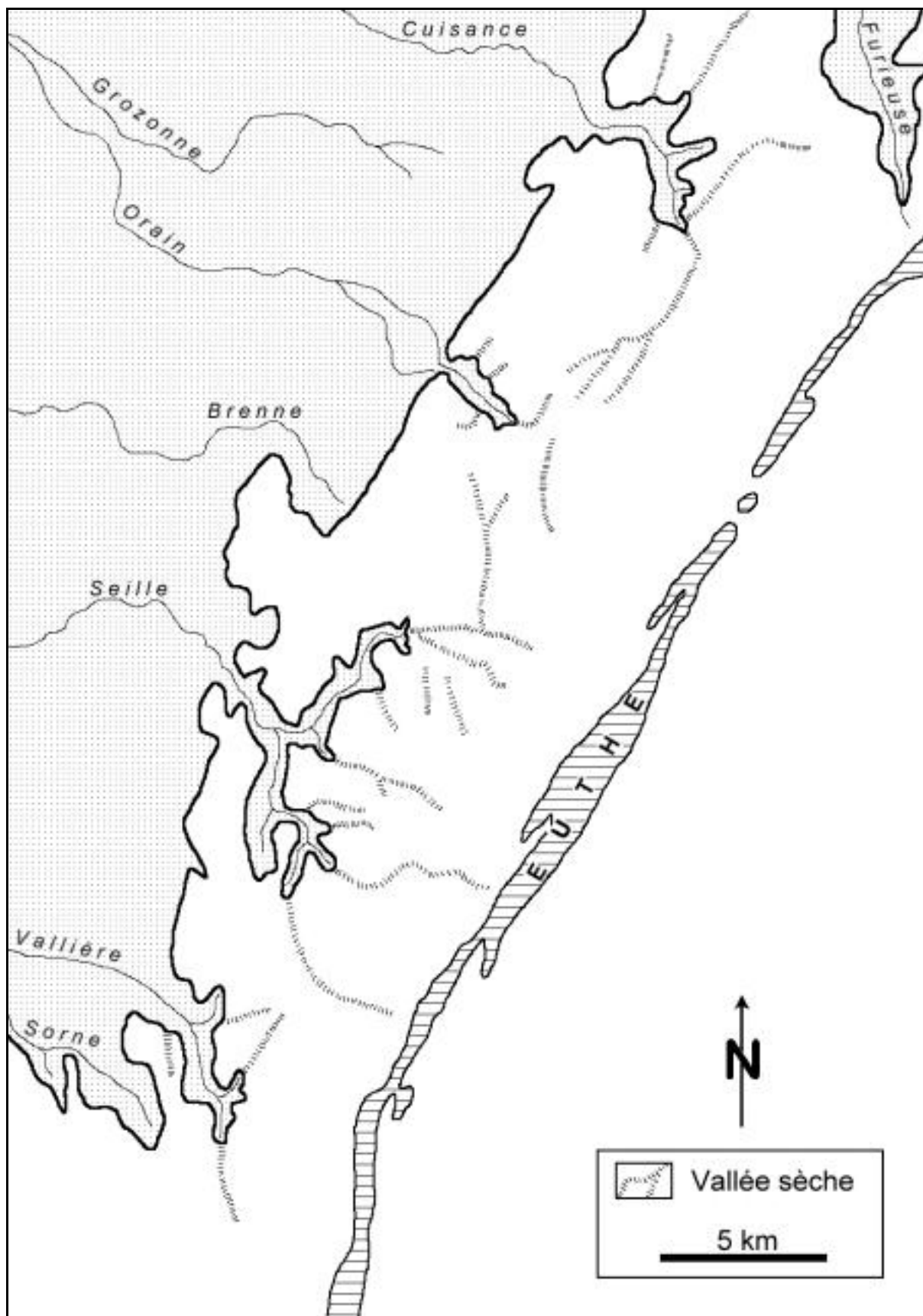


Fig.54 – Vallées sèches du plateau lédonien

On observe notamment que le plateau lédonien, lui-même vaste zone déprimée, se subdivise en plusieurs bassins fermés, cartographiés par M.Lamairesse (1874) et décrits par A.N.Parandier (1883). À chacune de ces dépressions topographiques correspondent les principaux groupes de vallées sèches ; la plus remarquable est celle de Crançot-Le Fied, à l'amont des reculées de la Seille, région où les dépôts de terra rossa sont extrêmement abondants. G.Chabot (1927) a étudié le mode d'évolution en bassin fermé, nous ne développerons donc pas cette question, sinon pour ajouter que la topographie superficielle ne correspond pas forcément aux circulations souterraines, et que les déterminations de bassins versants fondées uniquement sur le modelé de surface sont peu fiables : les résultats de colorations nous le montreront (chapitre 4.22).

Si les dolines et pseudo-dolines sont uniformément disséminées sur tout le plateau, au point qu'une carte de répartition n'a aucune signification, les zones de lapiaz sont, elles, bien délimitées et moins étendues que ne l'imaginent certains auteurs. Elles occupent exclusivement les bombements topographiques, à la périphérie des bassins fermés, là où la surface calcaire n'est pas masquée par des dépôts superficiels. Il est possible cependant que des lapiaz existent sous les manteaux d'argile de décalcification ou d'alluvions glaciaires, au sud-ouest de Molain par exemple. Mais les conséquences hydrographiques sont alors différentes : les phénomènes de condensation et de ruissellement sont notamment supprimés, alors que la couverture alluviale exerce une rétention des eaux de précipitation, donc une régularisation du débit des résurgences. Les lapiaz nus, au contraire, se comportent en véritables cribles, drainant et absorbant immédiatement les eaux de pluie.

Ajoutons que nous n'avons pas tiré de conséquences morphologiques de l'aspect jeune, ruiniforme, couvert ou dénudé des lapiaz : ces formes peuvent coexister, et à leur sujet les opinions des auteurs divergent. Notons cependant que les lapiaz les plus importants par leur concentration et

leur profondeur, de 3 à 5 m, sont ceux du compartiment de Molain-Besain, dans le bois de Malrocher, structurellement plus élevé que les régions voisines.

C'est au sein de ces secteurs lapiazés que s'ouvrent la plupart des gouffres connus par exploration spéléologique, c'est à dire des cavités à profil vertical se prolongeant en profondeur par des conduits karstiques. Nous en avons cartographié la répartition (fig.55), d'après les fiches de l'inventaire spéléologique départemental que nous tenons à jour depuis plusieurs dizaines d'années. On constate aisément leur forte concentration dans le voisinage de Molain-Besain, secteur dont il a été question plus haut<sup>25</sup>. Ces gouffres sont pour la plupart actuellement fossiles, mais nous avons vu qu'en période pluvieuse ils pouvaient parfois écouler des débits notables en profondeur.

Ces diverses formes superficielles servent donc, dans leur ensemble, d'enfouissement des eaux de précipitation. On constate cependant une fossilisation d'éléments qui ont dû fonctionner de façon active antérieurement, vallées ou gouffres-perdes. Cette fossilisation de surface démontre l'importance primordiale qu'ont actuellement les circulations souterraines profondes. Ces formes karstiques sont sans doute partiellement au moins des formes héritées des périodes périglaciaires du Quaternaire. Certaines d'entre elles ont toutefois pu précéder la mise en place définitive des reculées (vallées sèches, karst de versant recoupé par la topographie), qu'elles ont sans doute favorisée par concentration du drainage.

## 4.22 - Hydrographie souterraine

Nous avons, à propos de chacune des reculées étudiées, tenté de délimiter un bassin d'alimentation propre à chaque résurgence ; nous avons, à ce propos, signalé un

---

25. Cette concentration est, il est vrai, en partie liée à l'intensité des recherches spéléologiques dans ce périmètre.



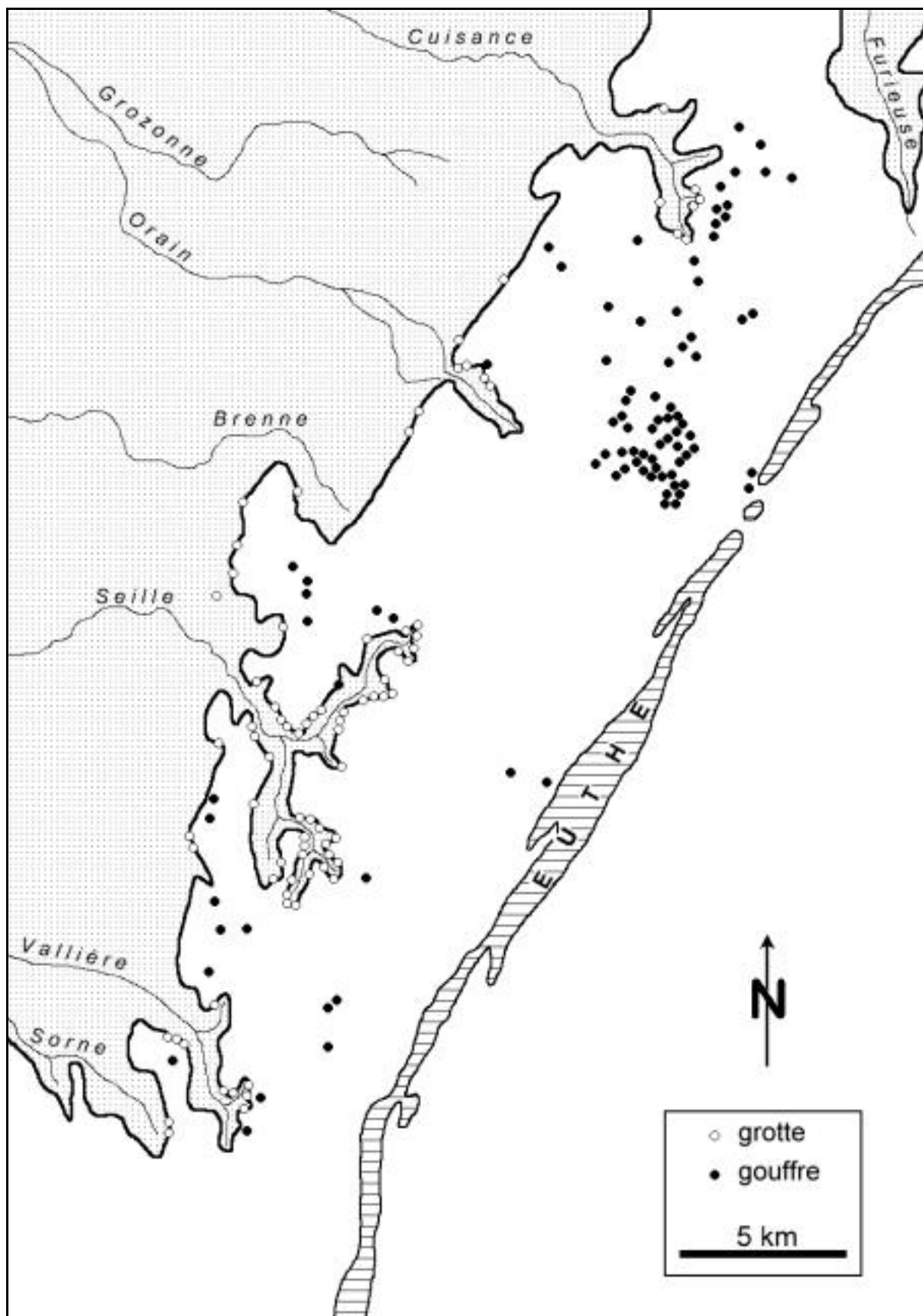


Fig.55 – Grottes et gouffres du plateau lédonien

certain nombre de colorations venues préciser la connaissance purement spéculative de l'hydrographie souterraine du plateau, à partir des données géologiques et karstiques. En fait, notamment pour les réseaux de la Seille et de la Vallière, nous avons montré que les alimentations pouvaient être interpénétrées, comme le suggèrent les colorations du B.R.G.M. Il est donc indispensable de préciser maintenant les phénomènes de circulations souterraines à l'échelle du plateau lédonien tout entier.

#### 4.22.1 - Colorations

La carte de la figure 56 indique les principales liaisons perte-résurgence reconnues par coloration. Dans la liste ci-dessous, nous donnons des précisions sur ces tracés, dans l'ordre où ils apparaissent sur la carte, du nord au sud..

1) Chilly (entonnoir de la Mare)  
Coloration par E.Fournier (30.12.1926)  
Résurgence : source est de la Cuisance, à 4 km, en 2 jours

2) Pont-d'Héry (perte de la Furieuse)  
Une liaison avec la source est de la Cuisance était supposée par E.Fournier (1923)  
Coloration par le S.C.Lédonien (août 1947)  
Résurgence : sources de Fonteny

3) Bief de Corne (perte de la source)  
Coloration par J.C.Frachon (15.05.1965) avec 1 kg de fluorescéine  
Résurgence : source sud de la Cuisance, à 2 km, en 40 heures.

4) Montrond (perte)  
Coloration par le B.R.G.M. (31.03.1967) avec 5 kg de fluorescéine  
Résurgences :  
- source sud de la Cuisance, à 7,8 km, en 12 jours  
- source est de la Cuisance, à 8,7 km, en 12 jours  
- source de Crotenay, à 7 km, en 55 heures.

5) Barretaine (perte des égouts)

Coloration par J.C.Frachon (12.09.1965) avec 0,5 kg de fluorescéine  
Résurgence : source de l'Orain, à 1 km, en 6 heures.

6) Prés Bergerets (perte)  
Coloration par J.C.Frachon (10.04.1963) avec 1,5 kg de fluorescéine  
Résurgence : source de la Glantine, à 4 km, en 100 heures.

7) Besain (Trou sans Fond)  
Coloration E.Fournier (1923)  
Résurgence : vallée de l'Ain, à 3 km.

8) Les Frites (gouffre)  
Coloration par le G.S.Jurassien (29.07.1951) avec 0,4 kg de fluorescéine  
Résurgence : source du Latet (Menetru-le-Vignoble), à 2 km, en 28 heures.

9) Bonnefontaine (Vermillière)  
Coloration par le B.R.G.M. (23.03.1965) avec 7 kg de fluorescéine  
Résurgences :  
- source de la Seille nord, à 6,7 km, en 2 jours  
- source du Bobignon (Ladoye-sur-Seille), à 6,6 km, en 20 heures  
- source de Blois-sur-Seille, à 6,9 km, en 20 heures  
- source de Nevy-sur-Seille, à 8,9 km, en 5 jours  
- source de Saint-Aldegrin (Baume-les-Messieurs), à 10 km, en 8 jours  
- source du Dard (Baume-les-Messieurs), à 11,6 km, en 8 jours  
- source de Conliège, à 16 km, en 15 jours.

10) Publy (doline)  
Coloration par le B.R.G.M. (17.08.1965) avec 3,5 kg de fluorescéine  
Résurgences :  
- source du Bobignon (Ladoye-sur-Seille), à 14,3 km, en 4 jours  
- source de Blois-sur-Seille, à 13 km, en 4 jours  
- source de Saint-Aldegrin (Baume-les-Messieurs), à 7,4 km, en 4 jours  
- source du Dard (Baume-les-Messieurs), à

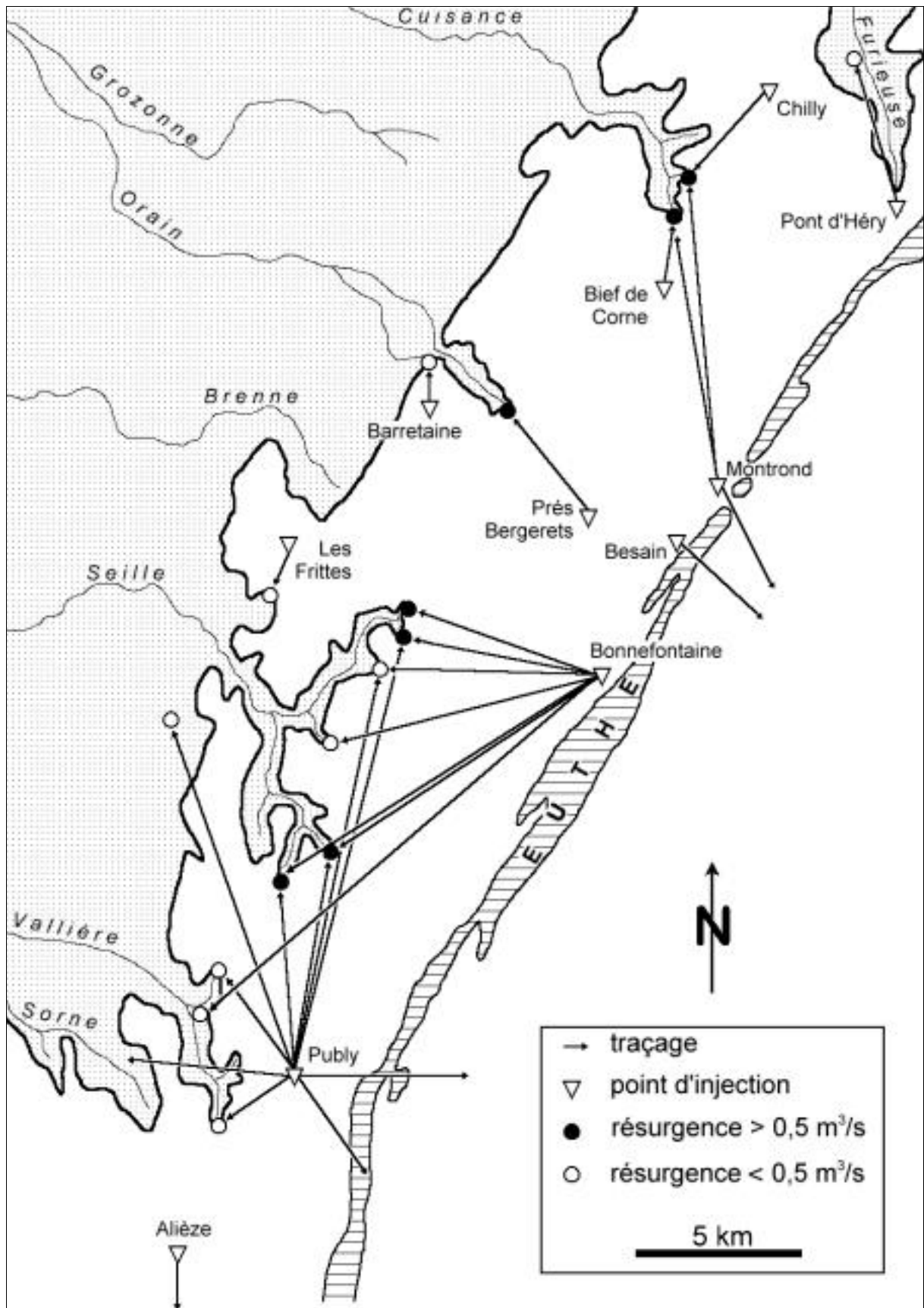


Fig.56 – Principales circulations souterraines reconnues par traçages dans le plateau lédonien.

- 6,3 km, en 4 jours
- source du Vernois, à 12 km
- source de Saint-Roch (Conliège), à 4 km, en 4 jours
- source de la Sorne (Vernantois), à 5,3 km, en 4 jours
- source de la Vallière (Revigny), à 2,8 km, en 6 jours
- source de la Doye (Nogna), à 4 km, en 4 jours
- source de Blye, à 3,8 km, en 4 jours.

11 - Alièze (entonnoir)  
 Coloration par E.Fournier (1926)  
 Résurgence : source du Valouson (Chavéria), à 10 km.

Il est évident que ces expériences ne concernent que des injections ponctuelles, et ne rendent pas compte de l'enfouissement diffus des eaux de percolation, dans les lapiaz par exemple. Toutefois, joints aux données météorologiques et géologiques, ces renseignements expérimentaux permettent de tirer un certain nombre de conclusions à propos des grandes directions de drainage, et des mécanismes de ces circulations souterraines.

#### 4.22.2 - Commentaires

Une première constatation est que le plateau lédonien se comporte comme un bassin hydrogéologique individualisé, dont les limites correspondent à celles de l'unité morphologique définie plus haut (chapitre 1.1) : la Furieuse assure un drainage superficiel et souterrain en direction nord, et appartient de ce fait au faisceau salinois. Publy et la Vallière marquent la limite méridionale : plus au sud, la dépression d'Alièze appartient au bassin de la Valouse. À l'est enfin, la chaîne de l'Euthe se comporte, au moins dans sa partie centrale, comme un barrage étanche, grâce à la remontée des marnes par faille ; au sud et surtout au nord, dans le secteur de Besain et Montrond, elle laisse toutefois écouler vers l'est une petite partie de ses eaux.

Le plateau lédonien constitue donc

une unité hydrographique nettement délimitée : il serait dès lors intéressant de tenter d'établir un bilan hydrologique. Mais en l'absence de mesures météorologiques et de jaugeages précis, nous ne pouvons qu'effectuer des calculs très approximatifs, comme les chiffres ci-dessous le montrent.

Les calculs ne concernent que les six mois pendant lesquels nous avons réalisé nos observations, de janvier à juin 1969.

#### Infiltration :

- pluviométrie janvier-juin : 95 mm environ
- température moyenne : 8,9° (Lons-le-Saunier)
- évapotranspiration (formule de Turc) : 25 mm environ
- superficie du plateau lédonien : 325 km<sup>2</sup>
- lame d'eau infiltrée (95 - 25 mm) : 70 mm
- volume infiltré en 6 mois (70 x 325) : 227,5 millions de m<sup>3</sup>.

#### Restitution :

- total des débits moyens, à la sortie des reculées : 15 m<sup>3</sup>/s environ
- volume restitué en six mois : 233 millions de m<sup>3</sup> environ.

On arrive donc à un bilan aberrant, où le cubage restitué serait supérieur au cubage infiltré. L'écart provient de l'insuffisance et des erreurs de jaugeages et mesures, qu'il faudrait améliorer à l'aide d'un matériel adéquat.

Toutefois, malgré leur imprécision, ces chiffres rendent compte du fait que la quasi-totalité des eaux drainées par le plateau lédonien réapparaissent dans les reculées : donc d'une part les écoulements à travers l'Euthe, vers l'est, sont certainement peu importants ; d'autre part les sources et cours d'eau du Vignoble ne soutirent pas d'eau au plateau.

La deuxième conclusion à tirer des expériences de coloration est qu'à l'intérieur du plateau les directions d'écoulement se concentrent en un certain nombre de bassins secondaires.

Le plus important est celui de la Seille : il couvre près de la moitié de la superficie du plateau, soit 150 km<sup>2</sup> environ,

entre Besain et Pully. Cette convergence vers le groupe des sources de la Seille est due à la structure d'ensemble du plateau lédonien, dont la zone centrale est déprimée (chapitre 1.1). Ainsi s'expliquent les débits moyens de la Seille, qui avec  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  sont considérablement plus élevés que ceux des autres rivières des reculées (chapitre 4.13.3).

Les autres bassins secondaires sont moins étendus : celui de la Cuisance, avec  $25 \text{ km}^2$  environ, vient au sud jusqu'à Montrond ; celui de la Glantine s'inscrit entre Seille et Cuisance. Ces zones d'alimentation semblent délimitées par les failles du plateau, qui élèvent les marnes sur leurs bordures. Au sud, le bassin de la Vallière est moins nettement circonscrit, car des anastomoses se produisent avec le système de la Seille : les colorations de Bonnefontaine et Pully ont montré que les réseaux étaient interpénétrés, les deux points d'injection ayant conjointement des résurgences distinctes et des résurgences communes.

Les géologues du B.R.G.M. (J.J. Collin et al., 1964-1965-1967) n'ont pas fourni d'interprétation de ces anastomoses. Ils ne font qu'impliquer la présence d'une nappe karstique dans laquelle diffuserait le colorant, qui pourrait ainsi réapparaître en des points multiples. L'existence de ce piège hydrologique dans la masse du plateau nous paraît peu probable. En effet, les vitesses d'écoulement des colorations sont très rapides, jusqu'à  $150$  et parfois  $300 \text{ m/h}$ , pour des gradients assez faibles, de  $1,5$  à  $3 \%$ . À titre de comparaison, on a pu observer dans les Préalpes des vitesses de  $100 \text{ m/h}$  pour des pentes de  $10 \%$ , dans des galeries à écoulement libre pénétrables à l'homme (F.Trombe, 1952). De plus, la dilution du colorant est souvent faible ; dans plusieurs cas sa réapparition a même été visible à l'œil nu. Cela semble impliquer des circulations en conduits karstiques, même en dessous du niveau de base, plutôt qu'une traversée de nappe. Dans une note récente (J. C.Frachon et P.Pétrequin, 1969), nous avons développé, grâce à des observations spéléologiques (pompages, plongées en sca-

phandre), des arguments tendant à démontrer que, dans le plateau lédonien, les circulations s'effectuent en conduits karstiques individualisés, et non en réseau de fissures noyées, comme le veut la théorie du B.R.G.M.

Ainsi, à la source est de la Cuisance, une plongée a montré l'existence d'une grosse galerie noyée, en conduite forcée, reconnue sur plus de  $200 \text{ m}$  de longueur, à une profondeur de  $30 \text{ m}$  sous le niveau d'émergence<sup>26</sup>.

Dans ce sens va également l'expérience de recherche d'eau par forage, réalisée entre Mirebel et Crançot, en septembre 1969, qui n'a semble-t-il pas fourni les résultats escomptés par les hydrogéologues.

Toutefois les phénomènes d'anastomoses restent à expliquer : nous les supposons, sans certitude, attribuables à la relative jeunesse des réseaux karstiques du plateau lédonien, encore peu hiérarchisés.

En définitive, les reculées semblent se comporter hydrologiquement comme des drains avancés à l'intérieur du plateau : les conduits karstiques convergent vers ces vallées, plutôt que vers la bordure bressane proprement dite, plus éloignée et plus élevée structuralement et topographiquement.

---

26. Ce siphon a été franchi en 1989 : il mesure  $440 \text{ m}$  de longueur pour  $33 \text{ m}$  de profondeur. Au-delà, plus de  $3 \text{ km}$  de galeries exondées ont été explorées.

## 4.3 - GLACIATIONS QUATERNAIRES DANS LE JURA LÉDONIEN

Lors de la description détaillée des reculées, dans le chapitre 2, nous avons mentionné l'existence de dépôts quaternaires, la plupart du temps de type glaciaire ou fluvioglaciaire<sup>27</sup>. Afin d'éclaircir les problèmes de mise en place et de datation de ces dépôts, il convient de sortir du cadre restreint de chacune des reculées, et de traiter la question du glaciaire à l'échelle de la région.

En effet, on rencontre de ces alluvions sur toute la surface du plateau lédonien, certes en moindre abondance que dans le Haut Jura, mais cependant bien caractérisées (fig.57). Ces éléments glaciaires du plateau lédonien sont d'ailleurs connus de longue date et ont été évoqués notamment par E.Benoît (1853), A.N.Parandier (1891) et A.Girardot (1902). Toutefois, dès qu'est apparue la notion de pluralité des glaciations quaternaires, sont nées des divergences d'opinion, entre les auteurs, sur la phase à laquelle a rattacher ces dépôts<sup>28</sup>.

Une théorie très répandue a été et reste encore qu'au Riss la glaciation n'a affecté que la haute chaîne et les hauts plateaux du Jura, et que seul le glacier würmien a eu une puissance suffisante pour déborder de la vallée de l'Ain vers l'ouest, en franchissant la chaîne de l'Euthe. C'est notamment l'opinion de M.Dreyfuss (1960) qui suppose la présence de petits glaciers de vallée dans chaque reculée, au Würm, et de F.Bourdier (1961, p.150) qui "*serait tenté d'attribuer au Würm plutôt qu'au Riss*" les dépôts entre l'Euthe et la bordure bressane, se référant à leur faible altération superficielle. En revanche, d'autres auteurs, plus

rars, attribuent au Riss une limite d'extension très supérieure à celle du Würm, cette dernière ne dépassant pas, selon eux, la chaîne de l'Euthe. Exception faite de la théorie de G.Chabot (1927), qui attribue bien au Riss le glaciaire du plateau lédonien, mais y rattache malencontreusement celui des plateaux plus orientaux, les articles fondamentaux nous paraissent être ceux de M.Piroutet (1925), de F.Nussbaum et F.Gygax (1935), et surtout celui de D.Aubert (1965), dont nous nous inspirerons pour les questions de dynamique glaciaire.

Ces différences de conception nous semblent être dues aux méthodes d'études *in situ* des dépôts. D'une part, la plupart des auteurs fondent leurs interprétations sur l'étude d'un nombre restreint d'affleurements, sans s'astreindre à une prospection complète de la région étudiée ; d'autre part, les critères de datation sont souvent très subjectifs : situation topographique des dépôts, degré d'altération, origine pétrographique, conditions de sédimentation, etc. : ce sont des notions difficiles à préciser en l'absence d'éléments de comparaison.

Afin d'éviter ces difficultés, nous avons tenté d'établir des corrélations entre les dépôts quaternaires et les éléments préhistoriques et paléontologiques mieux datés (J.C.Frachon et al., 1969)<sup>29</sup>.

Une interprétation stratigraphique des coupes d'alluvions, appuyée sur ces éléments, devenait alors possible. La méthode n'est certes pas entièrement nouvelle, et avait notamment été employée par M. Piroutet ; mais l'état des recherches préhistoriques en Franche-Comté ne permettait pas, jusqu'à ces dernières années, d'établir des datations précises du Paléolithique moyen. D'autre part, grâce à une prospection systématique, nous avons pu observer une cinquantaine de coupes d'alluvions,

27. Il existe d'autre part des argiles à chailles, à répartition très sporadique et signification morphologique imprécise, et surtout des argiles de décalcification, que l'on rencontre partout.

28. On admet généralement que seules les phases du Riss et du Würm sont représentées dans le Jura. De très rares dépôts sont peut-être antérieurs, mais ils sont tellement démantelés par l'érosion qu'il n'est guère possible de préciser leur position stratigraphique (J.Tricart, 1951).

29. En collaboration avec P.Pétrequin, nos recherches se sont étendues à l'ensemble du front glaciaire quaternaire en Franche-Comté, du Vignoble lédonien aux vallées du Doubs et du Dessoubre.

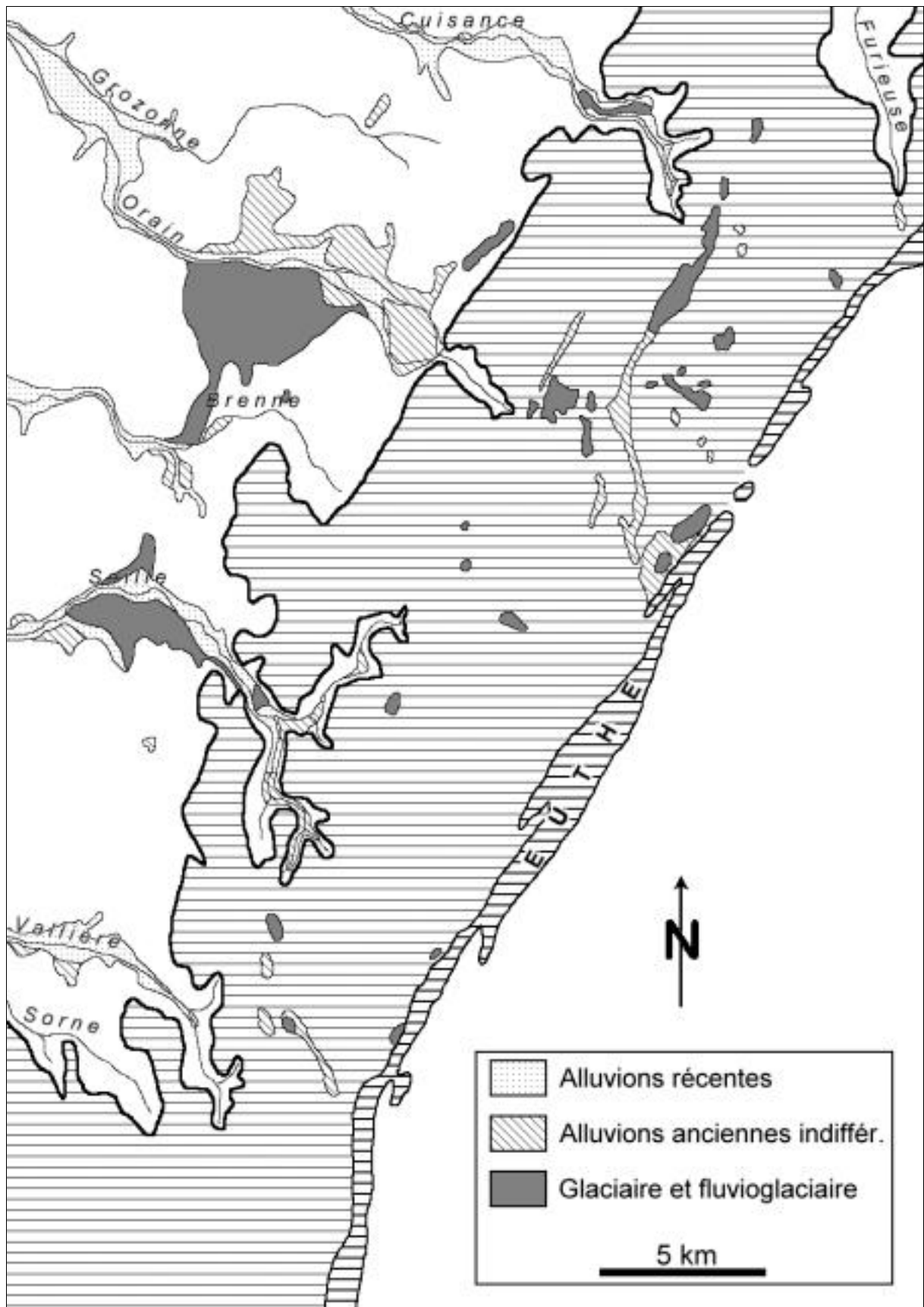


Fig.57 – Alluvions du plateau lédonien et de sa bordure.

dans le secteur étudié, et avoir ainsi une vue globale des dépôts locaux.

### 4.31 - Données de la préhistoire et de la paléontologie

Les documents stratigraphiques de référence sont ceux qui nous ont été fournis par la fouille de la grotte de Gonvillars, en Haute-Saône (P.Pétrequin, 1969). Les données chronologiques de cette stratigraphie peuvent se résumer très schématiquement ainsi :

- des dépôts rissiens (éboulis) se divisent en deux phases : Riss I-II (?) et Riss III
- une première reprise d'érosion a dégagé partiellement ces remplissages du Riss. Pendant une période de stabilisation, un habitat du Paléolithique moyen (moustérien) s'est mis en place, avec industrie et faune ancienne (*Ursus spelaeus* notamment), correspondant à l'interglaciaire Riss-Würm.
- à la fin de l'interglaciaire ou au début du Würm, une nouvelle reprise d'érosion a dégagé les dépôts rissiens jusqu'à leur base
- pendant la glaciation du Würm, des éboulis de gélifraction se sont mis en place, intercalés avec des niveaux d'habitat du Paléolithique supérieur.

Cette stratigraphie implique donc deux phases glaciaires, séparées par un interglaciaire auquel correspond une reprise d'érosion importante et l'apparition d'habitats moustériens et de la faune à *Ursus spelaeus*. Elle se retrouve d'ailleurs dans plusieurs cavités des reculées jurassiennes : grotte de l'Abbé Dumont (Blois-sur-Seille), grotte du Guerrier (Nevy-sur-Seille), grotte des Maquisards (Revigny), etc., ce qui prouve que le phénomène est commun à toute la Franche-Comté occidentale.

Or on conçoit difficilement une implantation humaine en pleine zone glaciaire active, alors que le front ne se trouvait qu'à quelques kilomètres à l'ouest ; on conçoit encore moins la conservation de ces vestiges, dans l'hypothèse d'une avancée glaciaire postérieure à leur mise en place. Ce fait est attesté par l'absence totale d'habitat

du Paléolithique à l'est de la chaîne de l'Euthe, dans la zone englacée avec certitude au Würm. Par contre, ces habitats existent à l'ouest, dans une région qui comporte pourtant des dépôts morainiques, sur le plateau lédonien. On y trouve de même des "grottes à ours" : or il est admis que les gisements d'*Ursus spelaeus* appartiennent pour la plupart à la fin de l'interglaciaire Riss-Würm ou au début du Würm : en effet, *Ursus spelaeus* a disparu au Würm III. D'autre part, un *Elephas trogontheri*, espèce rissienne disparue à l'interglaciaire Riss-Würm, a été découvert à Saint-Lothain sur des dépôts glaciaires (E.David, 1963).

On peut donc supposer, de toute évidence, que les dépôts morainiques qui voient ces habitats humains ou animaux leur sont antérieurs : ils appartiennent à une phase pré-würmienne, sans doute le Riss.

Sur la figure 58, nous avons tracé les aires maximales d'extension approximatives correspondant à ces deux phases. Cette carte montre que les habitats paléolithiques et les gisements à *Ursus* se situent tous, en Franche-Comté, à l'ouest et au nord-ouest d'une ligne qui va de la chaîne de l'Euthe à Moutier-Hautepierre et le Russey. Pour le plateau lédonien, seul secteur qui nous concerne, la liste de ces gisements connus avec certitude est la suivante (les numéros renvoient à la carte) :

1. Grotte de la Vieille Grand-Mère (Mesnay) : Paléolithique moyen
  2. Grotte de la Dame Verte (Poligny) : Paléolithique supérieur et *Ursus spelaeus*
  3. Grotte de Saint-Vincent (Arlay) : Paléolithique supérieur et *Ursus spelaeus*
  4. Grotte de l'Abbé Dumont (Blois-sur-Seille) : Paléolithique supérieur
  5. Grotte des Romains (Baume-les-Messieurs) : *Ursus spelaeus* et faune rissienne
  6. Grotte d'Ali Baba (Bornay) : Paléolithique supérieur
- Grotte de la Doye (Nogna) : *Ursus spelaeus*

On doit donc admettre que le secteur qui s'étend à l'est et au sud-est de cette ligne correspond à l'extension maximale würmienne : il ne comporte ni habitat paléolithique connu, ni gisement à *Ursus spelaeus*. Par déduction, les alluvions glaciaires du



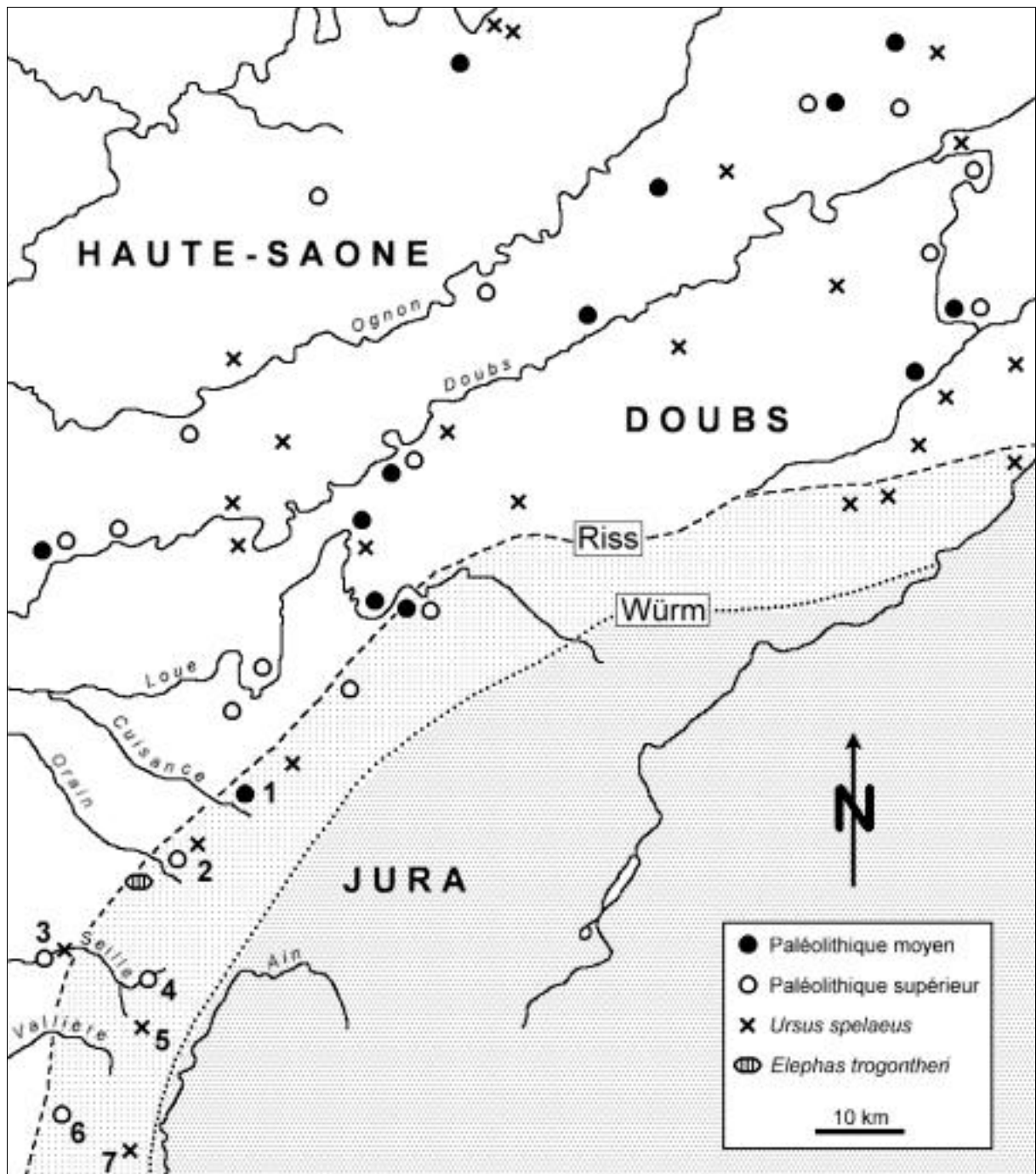


Fig.58 – Corrélations entre extension glaciaire et gisements préhistoriques ou paléontologiques.

plateau lédonien, situés à l'extérieur de ce secteur, doivent être considérés comme risiens, ce que confirme l'étude stratigraphique des dépôts alluviaux.

#### 4.32 - Alluvions glaciaires : problèmes de chronologie

La figure 57, mieux qu'une longue énumération, met en évidence l'extrême dis-

persion des alluvions glaciaires en lambeaux très discontinus et peu épais, 1 à 4 m en général. Même si notre cartographie est approximative, il faut remarquer que cette discontinuité ne provient pas de lacunes de nos prospections, que nous considérons avoir été assez complètes.

En effet, ces dépôts se localisent la plupart du temps au fond de rides synclinales, par exemple le Bief de Corne, ou de dépressions karstiques ou topographiques, le

long des failles, par exemple à Besain, qui se sont comportées comme des pièges. Latéralement, la surface du plateau montre la roche à nu, ou sous une couverture d'argile de décalcification, ce qui permet de cerner assez facilement les contours des affleurements glaciaires.

De cette localisation et cette discontinuité des dépôts résulte une absence de formes morphologiques caractérisées, telles que chenaux, drumlins ou arcs morainiques, autres que les terrasses en fond de reculées, sur la bordure occidentale. Il est donc peu aisé de fournir une interprétation dynamique des mouvements glaciaires, et on est conduit à considérer surtout la chronologie de mise en place des dépôts, à travers leur superposition stratigraphique.

Il s'agit la plupart du temps de niveaux de galets à morphométrie de style glaciaire, parfois striés, d'un diamètre moyen dépassant à peine 40 cm. Plus rarement, on trouve des blocs de l'ordre du mètre-cube, par exemple à Chausse-nans, pris dans une matrice argileuse ou argilo-sableuse caractéristique (fig.59).

Ces éléments sont considérés comme exclusivement calcaires par tous les auteurs : pourtant, nous avons découvert un dépôt inédit des petits galets de quartzite d'origine vraisemblablement alpine, dans la coupe des Bouchalets, à Chausse-nans, au voisinage de blocs striés (fig.60).



Fig.59 – Dépôts glaciaires des Bouchalets, à Chausse-nans. Bloc dépassant 1 m<sup>3</sup> (le marteau donne l'échelle).



Fig.60 – Dépôts glaciaires des Bouchalets à Chausse-nans. Bloc strié.

Mis à part les coupes commentées plus loin pour la datation des dépôts, il serait fastidieux de décrire en détail tous les affleurements que nous avons étudiés dans la région. Toutefois, nous pensons utile de fournir ci-dessous la liste des plus importants d'entre eux, afin d'en préciser la répartition, et de rendre utilisables les résultats de nos prospections.

Nous indiquons dans l'ordre : lieu-dit, commune, coordonnées Lambert, nature du dépôt, bibliographie pour les coupes déjà connues (la mention D.E.S. signale que la coupe est décrite par ailleurs dans le présent texte).

1. Fontaine d'Héry (Pont-d'Héry)  
871,60 – 213,50 – 590  
Fluvioglacière (carte géologique)
2. Champ Peupin (Ivory)  
867,20 – 215,80 – 570  
Galets sous argile de décalcification (M. Piroutet, 1925)
3. Maison Clos (La Châtelaine)  
866,00 – 214,20 – 550  
Galets striés (M. Piroutet, 1925)
4. Les Moidons (forêt domaniale)  
869,30 – 212,50 – 650  
(carte géologique)
5. Piscine de Javel (Arbois)  
862,50 – 217,20 – 300  
(D.E.S.)
6. Cave coopérative (Arbois)  
862,00 – 217,35 – 305  
(D.E.S.)

7. Grotte de la Vieille Grand-Mère (Mesnay)  
863,80 – 217,68 – 380  
(D.E.S.)
8. Aérodrome (Arbois)  
860,80 – 218,55 – 260  
(D.E.S.)
9. Les Grandes Vignes (Vadans)  
856,50 – 219,50 – 250  
Cailloutis (A.Delebecque, 1909)
10. Bois Moureaux (Abergement-le-Petit)  
855,50 – 217,00 – 260  
Fluvioglacière (carte géologique)
11. Les Louvets (La Châtelaine)  
865,60 – 213,30 – 545  
Galets (M.Piroutet, 1925)
12. Bief de Corne 1 (La Châtelaine)  
865,20 – 211,90 – 540  
(D.E.S.)
13. Bief de Corne 2 (La Châtelaine)  
864,90 – 211,80 – 535  
(D.E.S.)
14. Bief de Corne 3 (La Châtelaine)  
864,85 – 211,50 – 535  
(D.E.S.)
15. Bief de Corne 4 (La Châtelaine)  
864,35 – 211,00 – 540  
(D.E.S.)
16. Les Chauz (Molain)  
865,80 – 209,45 – 580  
(D.E.S.)
17. L'Essart (Tourmont)  
853,60 – 212,00 – 255  
(D.E.S.)
18. Le Raffour (Buvilly)  
859,00 – 213,00 – 430  
(carte géologique)
19. Gare (Saint-Lothain)  
852,40 – 208,00 – 290  
(A.Girardot, 1906 – F.Bourdier, 1961)
20. Les Bouchalets (Chausseuans)  
860,50 – 207,50 – 560  
(D.E.S.)
21. Prés Bergerets (Poligny)  
861,70 – 206,60 – 560  
(D.E.S.)
22. Champ Roux (Molain)  
864,00 – 208,40 – 575  
Galets et blocs (inédit)
23. Carrière (Besain)  
865,40 – 204,60 – 555  
Glaciaire et fluvioglacière (inédit)
24. Croix Michel (Le Fied)  
858,10 – 204,00 – 528  
(carte géologique)
25. Puits Romains (Le Fied)  
858,12 – 202,80 – 540  
(carte géologique)
26. Morchard (Picarreau)  
859,66 – 201,00 – 540  
(A.Delebecque, 1909)
27. Carrière (Domblans)  
848,52 – 201,64 – 250  
(D.E.S.)
28. Reculées de la Seille (Voiteur)  
Nombreuses coupes  
(D.E.S.)
29. Champ Mallot (La Marre)  
855,80 – 198,64 – 520  
Fluvioglacière (F.Bourdier, 1961)
30. Croix des Tartres (Crançot)  
852,00 – 191,40 – 535  
Galets (inédit)
31. L'Ados (Briod)  
851,60 – 191,00 – 540  
Blocs (G.Chabot, 1927)
32. Sur Roches (Verges)  
857,00 – 190,80 – 520  
(carte géologique)
33. Gare (Verges)  
855,50 – 188,00 – 510  
Galets et stries (A.Delebecque, 1902 – A.  
Girardot, 1902 – G.Chabot, 1927)
34. La Fin (Publy)  
853,90 – 186,60 – 520  
Fluvioglacière (inédit)
35. Gare (Publy)  
852,90 – 188,50 – 510  
Fluvioglacière (inédit)
36. Mont Boutot (Lons-le-Saunier)  
843,00 – 191,00 – 250  
Glaciaire (A.Girardot, 1902)

Parmi ces coupes, certaines présentent une stratigraphie intéressante pour comprendre la mise en place et la datation des dépôts. Nous décrivons en détail ci-dessous trois d'entre elles.

#### 4.32.1 - Coupe de la carrière de Domblans

Voir les figures 61 et 62.

1. (2,00 m) : moraine à galets de 15 à 20 cm de diamètre, et quelques blocs dépassant 50 cm. Lit de manganèse. Forte pédogenèse sur 1 m d'épaisseur, et poches de cryoturbation
2. (1,00 m) : alternance de galets jusqu'à 15 cm et de graviers bien lités
3. (0,25 m) : graviers fluviatiles bien lités
4. (1,20 m) : sables surmontés d'un niveau à graviers et petits galets, en fort pendage vers l'ouest. Puissante cryoturbation, bien visible dans le niveau à graviers.



Fig.61 – Coupe de Domblans.

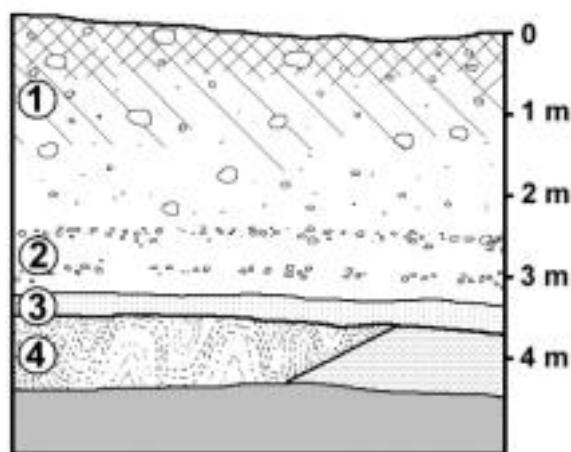


Fig.62 – Coupe de Domblans.

La cryoturbation de la couche 4 n'affecte pas la couche 3. Le contact des couches 3 et 4 marque donc au moins un interstade. La couche 1 est pédogénétisée et cryoturbée, ce qui implique qu'elle a subi une période froide, assimilable à un stade ou une phase glaciaire. En nous appuyant d'autre part sur les corrélations faites avec l'environnement préhistorique et paléontologique, nous interprétons cette coupe de la façon suivante : la couche 4, à allure fluvio-glaciaire, peut être attribuée au début du Riss (Riss I ?). La couche 3 est un niveau fluvial, marquant un interstade (Riss I-Riss II ?). Dans la couche 2 on passe progressivement à du fluvio-glaciaire puis à du glaciaire (couche 1), attribuables au Riss II-III. La cryoturbation de la couche 1 serait la marque des conditions périglaciaires qui ont

régné au Würm.

Cette interprétation a d'ailleurs des points communs avec certaines coupes étudiées dans le Dauphiné par F.Bourdier (1961), qui considère la dernière phase ris-sienne (couche 1 de notre coupe) comme celle où l'extension glaciaire a été la plus importante.

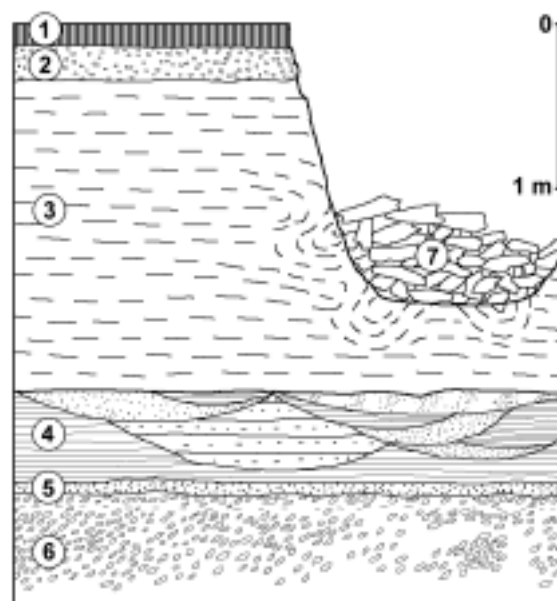


Fig.63 – Grotte des Romains (Baume-les-Messieurs) : stratigraphie du remplissage.

#### 4.32.2 - Grotte des Romains (Baume-les-Messieurs)

Voir la figure 63.

Ce vaste porche s'ouvre à 450 m d'altitude, au fond de la reculée du Dard, aux coordonnées : 852,40 - 192,90 - 450. Long d'une quinzaine de mètres, il correspond à la galerie d'une ancienne rivière souterraine, actuellement démantelée par l'érosion.

1. (0,10 m) : plancher de calcite
2. (0,15 m) : graviers fluviaux
3. (1,50 m) : argiles craquelées, à débitage polygonal ("limons fendillés" de F. Bourdier) avec lits de manganèse
4. (0,45 m) : argiles identiques, avec lentilles sableuses et lits de manganèse
5. (0,06 m) : limons et cailloutis fluviaux, avec petites inclusions de manganèse
6. (0,30 m) : petits galets fluviaux (4 cm) très aplatis. Croûte ferrugineuse à 5 cm du sommet.

Un chenal d'érosion entaille les couches 1, 2 et 3 sur 1,30 m de profondeur. Les couches 3 et 4 comportent des poches de cryoturbation sur le tracé de ce chenal.

- Couche 7 (0,60 m) : remplissage du chenal par un mélange de galets et de plaquettes de gélifraction, localement transformé en brèche.

Dans les couches 3 et 4, de multiples fouilles paléontologiques ont mis à jour une faune ancienne, en grande partie pré-würmienne, notamment *Ursus spelaeus* et *Machairodus latidens* (F.Bourdier, 1961 ; J. C.Frachon, 1965 b).

Un autre fait remarquable est que les parois du porche sont fortement gélivées au-dessus du niveau des alluvions. En dessous, les fouilles révèlent des parois cupulées et lisses, sans trace de gélifraction.

Nous interprétons cette coupe de la façon suivante. Les couche 2 à 6, où alternent des dépôts fluviatiles et une sédimentation argileuse évoquant un ruisseau souterrain, sont rissiennes. À l'interglaciaire Riss-Würm s'est d'abord déposée une couche de calcite qui a protégé les couches inférieures ; puis une reprise d'érosion a creusé le chenal sur 1,30 m. Au Würm s'est produit une cryoturbation des niveaux 3 et 4, selon le tracé du chenal, une gélifraction des parois et un remplissage du chenal par des éboulis cryoclastiques.

#### 4.32.3 - Grotte de la Vieille Grand-Mère (Mesnay)

Voir la figure 64.

Galerie fossile en diaclase (7 x 2 m) d'une quinzaine de mètres de longueur, située à 380 m d'altitude (J.C.Frachon, 1965 b).

- Niveau supérieur  
Ne subsistant qu'à l'état de témoins collés sur les parois, brèche ossifère (esquilles roulées et lustrées, espèces indéterminées), surmontée d'une couche de calcite
- Niveaux inférieurs (4 m plus bas)  
- argiles 1 (0,50 m) : argile avec concrétions calcaires et ossements, surmontée d'un plancher stalagmitique

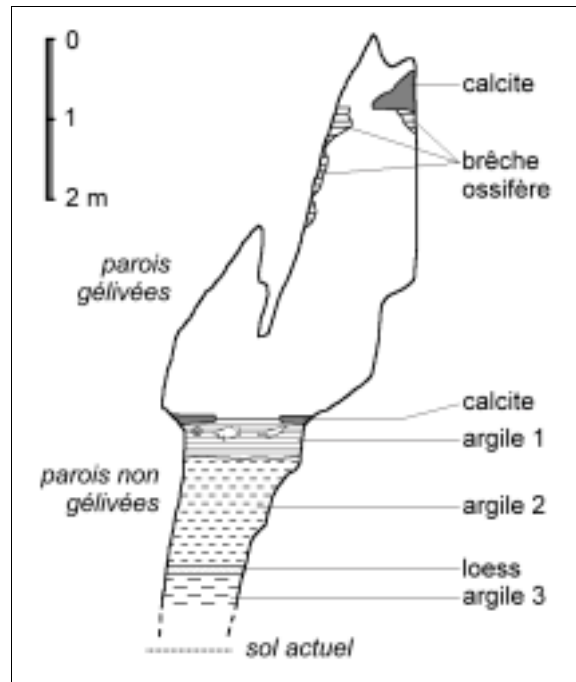


Fig.64 – Grotte de la Vieille Grand-Mère (Mesnay) : stratigraphie du remplissage.

- argiles 2 (1,20 m) : argiles compactes à débitage prismatique, avec concrétions de ferro-manganèse
- loess (0,20 m) : loess décalcifié et stratifié
- argiles 3 (1,00 m) : argile feuilletée avec lits de manganèse.

Les parois sont très gélivées au-dessus de l'argile 1, et sont intactes plus bas. Les fouilles archéologiques (M.Piroutet, 1920) ont mis à jour un habitat moustérien, de type Taubach, daté du Würm I, dans la couche "argile 1".

Nous interprétons cette coupe de la manière suivante : le niveau supérieur correspond au remplissage rissien, scellé par un niveau de calcite lors d'une période plus humide, sans doute à la fin du Riss. Une reprise d'érosion lors de l'interglaciaire Riss-Würm a dégagé ce remplissage jusqu'à la couche d'argile 3. Le loess marque l'interglaciaire, qui devient de plus en plus humide (argile 2) jusqu'à l'implantation moustérienne au début du Würm. Le Würm s'est traduit par la gélifraction des parois au-dessus du remplissage, qui les a protégées plus bas.

\* \* \*

L'étude de ces coupes confirme donc l'hypothèse qui découlait des données de la pré-histoire et de la paléontologie : les éléments glaciaires du plateau lédonien sont datables du Riss. On peut même y reconnaître plusieurs phases, par exemple dans les coupes de Domblans et du Bief de Corne ; la dernière, le Riss III, semble correspondre à l'extension glaciaire maximale. Au Würm ne semblent avoir régné dans la région que des conditions périglaciaires : nous l'avons montré au Bief de Corne (chapitre 2.13) où elles se sont traduites par un intense colluvionnement et une forte cryoturbation des dépôts antérieurs, qui avait déjà subi des modifications lors de l'interglaciaire Riss-Würm : grésification des sables et enrichissement en manganèse.

D'autre part, plusieurs constatations, certes plus subjectives, vont dans le même sens. La discontinuité et la faible épaisseur des alluvions glaciaires, évoquées plus haut, s'opposent à l'abondance, plus à l'est, de la couverture morainique du plateau de l'Ain par exemple. On pourrait invoquer une plus faible capacité de transport, le glacier étant plus loin de son origine lors de son arrivée sur le plateau lédonien. Toutefois les dépôts redeviennent abondants au pied du plateau, au débouché des reculées (fig.57) : cela semble impliquer plutôt un déblayage des alluvions du plateau, par action fluviale ou même soutirage karstique, alors que dans le Vignoble ces mêmes alluvions auraient été conservées en larges lambeaux. Par ailleurs, les rivières des reculées, Seille et Cuisance notamment, sont encaissées d'environ 15 à 20 m dans les terrasses glaciaires, ce qui est du même ordre de grandeur que l'encaissement de la Loue et du Lison dans des niveaux rissiens bien datés (P.Pétrequin, 1969).

Il faut toutefois remarquer que le degré de lavage ou d'altération des éléments morainiques ne semble pas différer, la plupart du temps, de celui observé dans les dépôts würmien du Haut Jura . Or les auteurs font généralement de cette notion un critères de datation ; J.Tricart (1951) va jusqu'à

différencier trois phases glaciaires, dont une pré-rissienne, dans les moraines de Pontarlier et d'Ornans, en se fiant uniquement au degré d'altération des éléments. Cette démarche nous paraît très aléatoire et peu probante : nous avons nous-même rencontré, dans la vallée de la Loue, une terrasse würmienne très altérée et lavée, surmontant une moraine rissienne bien conservée, apparemment même enrichie des produits argileux de lavage de la terrasse würmienne, et où seuls les galets alpins sont altérés.

### **4.33 - Alluvions glaciaires : problèmes de dynamique**

La datation rissienne des alluvions du plateau lédonien étant posée, il convient de tenter une explication de la dynamique de mise en place de ces dépôts.

On peut d'emblée admettre que l'avancée glaciaire s'est faite du sud-est au nord-ouest, orientation qui correspond d'ailleurs à celle de stries observables sur le Bajocien en place, à la gare de Verges (A. Delebecque, 1902) : un mouvement en provenance du nord-ouest est inconcevable du fait du relief insuffisant dans la plaine de Bresse et de l'absence de dépôts morainiques dans cette région.

Des auteurs (A.Delebecque, 1909) ont émis l'hypothèse de glaciers strictement locaux, alimentés par les collines de la chaîne de l'Euthe : cette hypothèse est invalidée par les trouvailles de galets de quartzites sans doute alpines à Chausseu (J.C. Frachon, inédit) et de blocs crétacés à Nevy-sur-Seille (A.Delebecque, 1902) ne pouvant provenir, au plus proche, que du faisceau de Syam, dans la région de Champagne.

L'extension glaciaire semble donc s'être faite en provenance du sud-est, par franchissement de la chaîne de l'Euthe, bien que cette dernière n'en porte pas de traces évidentes : le passage a pu se faire par les cols existants, mais on peut aussi invoquer des mouvements tectoniques post-glaciaires dans la zone de l'Euthe, ce qui expliquerait

la fraîcheur de forme de cette ligne de relief (G.Chabot, 1927 ; G.Masclé, 1964).

L'absence de chenaux d'écoulement bien caractérisés sur le plateau lédonien, ainsi que l'orientation SE-NW du mouvement, transversal aux axes du relief, semble d'ailleurs indiquer une avancée glaciaire non pas en langues individualisées, mais plutôt sous forme d'une calotte de type inlandsis : "c'est dire qu'il ne s'agissait ni de pellicules de glace, ni de glaciers de vallées descendus du Haut Jura, sauf peut être pendant la période de régression. C'est le territoire tout entier qui été submergé par une nappe glaciaire s'écoulant du sud-est au nord-ouest" (D.Aubert, 1965).

Malgré l'absence de formes caractéristiques, les phases de retrait ont cependant provoqué des accumulations morainiques prolongées vers l'aval par des éléments fluvioglaciaires : on peut en avoir une idée par la répartition plus ou moins dense des dépôts alluviaux. Ainsi, les grands alignements en partie fluvioglaciaires qui vont de la Châtelaine à Besain, précédés vers l'ouest par plusieurs autres affleurements allongés près de Chausseans, nous paraissent correspondre à une phase de stabilisation lors du retrait. Il en va de même pour les dépôts fluvioglaciaires de Publy et Briod.

Cette phase de récession apparaît d'ailleurs souvent en stratigraphie, notamment dans les dépôts du Bief de Corne déjà décrits, et dans les coupes suivantes :

#### 4.33.1—Coupe des Prés Bergerets (Poligny)

1. (0,40 m) : humus et argiles de décalcification (colluvionnement) surmontant des sables et graviers, en pendage de 10° vers le nord
2. (0,30 m) : sables et argiles lités horizontalement avec passées gréseuses
3. (1,00 m) : alternance de sables et galets triés et lités, en pendage de 10° vers le nord
4. (0,80 m) : moraine à galets striés, jusqu'à 30 cm de diamètre, très lavés
5. (1,50 m) : sables et graviers lités, interstratifiés.

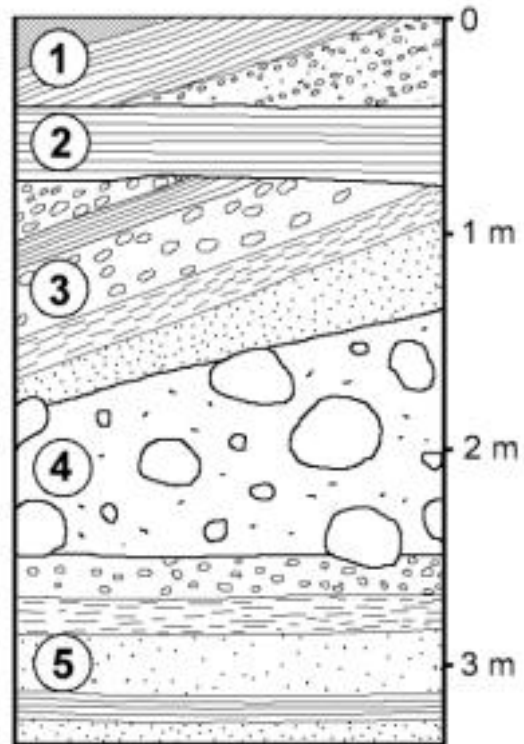


Fig.65 – Coupe des Prés Bergerets (Poligny).

Interprétation : la couche 5 est un niveau fluviatile (Riss I-II ?) raviné par une moraine du Riss III (?) (couche 4) surmontée d'un niveau fluvioglaciaire torrentiel de récession (couche 3). Une phase lacustre (couche 2) tranche le niveau précédent, et est elle-même surmontée d'une couche torrentielle (couche 1) correspondant au début de l'interglaciaire Riss-Würm.

#### 4.33.2—Coupe des Chaux (Molain)

1. (0,30 m) : humus et argile de décalcification (colluvionnement)
2. (0,40 m) : graviers
3. (0,60 m) : lentilles interstratifiées de sables et limons
4. (0,70 m) : sables lités, en pendage de 10° vers l'ouest
5. (1,00 m) : moraine à galets, jusqu'à 40 cm de diamètre, dans une matrice argileuse.

Interprétation : la couche 5 est une moraine rissienne (?) ravinée par un épais niveau fluviatile (couches 3 et 4) et fluvioglaciaire (couche 2) correspondant à une phase de récession.

\* \* \*

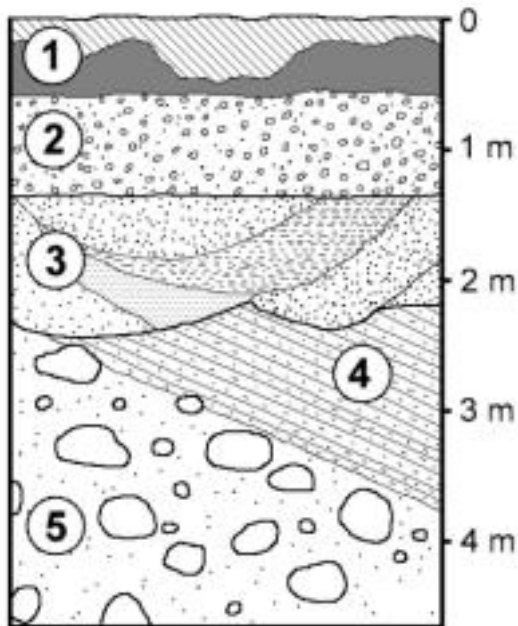


Fig.66 – Coupe des Chaux (Molain)

Ces hypothèses expliquent d'une part la répartition, bien que discontinue, d'alluvions glaciaires et fluvioglaciaires sur toute la surface du plateau lédonien, et d'autre part le faible calibre moyen des galets (40 cm) et la rareté des blocs plus volumineux : la puissance d'érosion et de transport d'une calotte semble moins considérable et plus régulière que celle des glaciers de vallées.

C'est donc cette théorie de la calotte rissienne énoncée par D.Aubert qui nous semble prévaloir. Il convient cependant d'ajouter que les incursions de glace alpine ont plus d'importance que celle accordée par cet auteur, puisqu'aux galets alpins d'Ornans et Salins il faut adjoindre notre

trouvaille de quartzites à Chausseuans.

Par ailleurs il est probable qu'à la périphérie du front glaciaire se détachaient tout de même des langues, qui ont dû emprunter le tracé des reculées : on ne peut expliquer autrement les accumulations alluviales au débouché des vallées de la Seille et de la Glantine. Le rôle de ces écoulements sur le modelé des reculées est difficile à préciser, car aucune forme typiquement glaciaire (polis, verrous) n'est conservée. Ce rôle nous semble a priori assez minime : si, par exemple à Baume-les-Messieurs, nous avons trouvé des galets piégés dans une grotte à 100 m au-dessus du lit actuel de la Seille, les pentes du Lias ne portent, elles, plus aucune trace de moraine. Nous avons vu de plus que le karst des reculées de la Seille suppose un creusement de la vallée antérieur au Riss, au moins jusqu'à la base du Bajocien. Il en va de même à Arbois, où nous n'avons pas trouvé de dépôt morainique à plus de 20 m au-dessus de la Cuisance actuelle.

L'action glaciaire s'est donc sans doute limitée à un avivement latéral des formes préexistantes, et peut-être un léger surcreusement des couches tendres du Lias. Il semble d'ailleurs qu'il s'est produit, inversement, un remblaiement des fonds de vallées, comme l'indiquent les sondages de Lons-le-Saunier et Baume-les-Messieurs, qui ont rencontré respectivement 31m et 54 m d'alluvions quaternaires.



## 4.4 - CONCLUSIONS

L'étude systématique des formes, dans la première partie, nous a permis de préciser l'allure de chacune des reculées. Il nous est désormais possible de comparer les vallées entre elles.

Nous tenterons ensuite, grâce aux éléments fournis dans la seconde partie, de situer chronologiquement l'élaboration des reculées dans le cadre paléogéographique du Jura lédonien.

### 4.41 - Morphologie comparée des reculées du Jura lédonien

Nous pouvons résumer les données chiffrées dans le tableau récapitulatif ci-dessous.

Ces chiffres mettent en évidence un certain nombre de points communs et de différences entre les diverses reculées.

- La Seille est plus allongée que les autres, de 3 à 6 fois. La Vallière et la Cuisance ont une longueur presque semblable. La Glantine est nettement plus courte.
- La profondeur moyenne des vallées est presque toujours voisine de 200 m : ceci n'implique pas un degré d'évolution identique, mais correspond plutôt à l'épaisseur moyenne du Bajocien, dans lequel elles sont creusées.

Il nous paraît préférable de parler de l'évasement du profil, qui est plus significatif : si on établit un rapport entre la largeur et la profondeur moyenne des vallées, on obtient un indice d'encaissement. Ainsi on peut tra-

duire en chiffres le fait que la Seille (indice 3,5) a davantage allure d'un canyon que la Glantine peu profonde (indice 4,5), et que la Cuisance (indice 5,5) ou la Vallière (indice 6), profondes mais est évasées.

- La pente moyenne des cours d'eau est également importante à souligner. La Seille a, globalement, la pente la plus faible, comme la Cuisance. Celle de la Vallière est plus accentuée, celle de la Glantine encore plus.
- Enfin les débits montrent les mêmes rapports entre les diverses vallées : la Seille écoule le plus fort cubage moyen (4 à 5 fois supérieur à celui des autres reculées). Cuisance et Vallière sont d'importance égale. La Glantine est le plus faible des cours d'eau.

Il apparaît ainsi que la Seille est la vallée la plus mûre et la plus imposante du plateau. Vallière et Cuisance, moins évoluées mais importantes également, ont de nombreux traits communs. Enfin, la Glantine, plus modeste, est encore en pleine élaboration. Si on établit une hiérarchie en fonction de leur degré d'évolution, de la vallée la plus jeune à la plus mûre, les reculées du Jura lédonien peuvent se classer ainsi : Glantine, Vallière, Cuisance et Seille.

### 4.42 - Géochronologie

Les caractères géologiques du plateau et du Vignoble lédoniens, vus au chapitre 1.1, permettent de connaître avec une bonne

	Cuisance	Glantine	Seille	Vallière
<b>Longueur développée</b>	6,5 km	3 km	20 km	7,5 km
<b>Largeur moyenne</b>	1000-1500 m	500-800 m	750 m	1200 m
<b>Encaissement moyen</b>	200-250 m	150 m	200 m	200 m
<b>Pente moyenne</b>	1,6 %	4,5 %	1,4 à 2 %	2,3 %
<b>Altitude des résurgences principales</b>	370 m	460 m	350 à 410 m	410 m
<b>Altitude au débouché aval</b>	280 m	330 m	250 m	280 m
<b>Débits moyens</b>	2,75 m <sup>3</sup> /s	2,25 m <sup>3</sup> /s	10 m <sup>3</sup> /s	2,50 m <sup>3</sup> /s

approximation l'évolution géochronologique de la région jusqu'au Pliocène. Nous avons parlé du Quaternaire dans le chapitre précédent.

L'évolution plus précise des reculées durant cette période peut être précisée en récapitulant dans le tableau ci-dessous nos

observations sur les dépôts anciens que nous y avons rencontrés.

Puis nous proposons, en guise de conclusion, un tableau géochronologique, situant les reculées du Jura lédonien dans le contexte géologique du Jura

### Dépôts anciens

	Cuisance	Glantine	Seille	Vallière
<b>Longueur développée</b>	6,5 km	3 km	20 km	7,5 km
<b>Largeur moyenne</b>	1000-1500 m	500-800 m	750 m	1200 m
<b>Encaissement moyen</b>	200-250 m	150 m	200 m	200 m
<b>Pente moyenne</b>	1,6 %	4,5 %	1,4 à 2 %	2,3 %
<b>Altitude des résurgences principales</b>	370 m	460 m	350 à 410 m	410 m
<b>Altitude au débouché aval</b>	280 m	330 m	250 m	280 m
<b>Débits moyens</b>	2,75 m <sup>3</sup> /s	2,25 m <sup>3</sup> /s	10 m <sup>3</sup> /s	2,50 m <sup>3</sup> /s

### Tableau géochronologique

<b>Oligocène</b>		- affaissement bressan - failles subméridiennes du plateau lédonien (Stampien)
<b>Miocène</b>		- calme orogénique - évolution du plateau en surface d'érosion éogène
<b>Pontien</b>	mio-pliocène	- phase tectonique majeure : mouvement tangentiel est-ouest provoquant le chevauchement du plateau sur la Bresse - pincées et décrochements (rejeu des failles oligocènes)
	ponto-pliocène	- dégagement de la surface d'érosion du plateau, tranchant toutes les structures antérieures
<b>Pliocène moyen et supérieur</b>		- élaboration des reculées - rejeu d'accidents antérieurs (chaîne de l'Euthe)
<b>Quaternaire</b>	ancien	- creusement maximum des reculées (260 m à Baume) - puis remblaiement (terrasses supérieures ?)
	Riss	- dépôts glaciaires et fluvioglaciaires du plateau et des reculées (niveaux de 300-310 m à Nevy-sur-Seille et Arbois)
	Interglaciaire Riss-Würm	- reprise d'érosion (niveaux inférieurs des reculées ?)
	Würm	- éboulis de pente - mouvements tectoniques de la région de Poligny ?

V

NOTION GÉOMORPHOLOGIQUE  
DE «RECUÉE»



Nous ne traiterons plus ici uniquement des reculées jurassiennes, mais nous étendrons notre analyse au concept plus général de « reculée ».

## 5.1 - NOTIONS TRADITIONNELLES

### 5.11 – Synthèse bibliographique

Nous avons souligné (chapitre 1.22) la carence de publications ayant défini clairement le concept géomorphologique de "reculée". Toutefois, à l'occasion de descriptions régionales ou de traités généraux, plusieurs auteurs ont fourni des éléments pouvant entrer dans une telle définition. Les idées les plus anciennes sont souvent fantaisistes, il arrive pourtant qu'elles conservent des partisans.

#### 5.11.1 – Vallées d'effondrement

Ainsi J.Fournet (1852) a introduit l'idée des vallées d'effondrement. L'écoulement primitif serait souterrain. Puis l'élargissement des conduits karstiques conduirait à des effondrements, qui se répercuteraient en surface sous forme d'un thalweg ultérieurement utilisé par le cours d'eau, devenu alors superficiel dans sa partie aval, qui constituerait dès lors une reculée. J. Fournet applique cette théorie à d'autres formes de vallées, mais particulièrement aux reculées, Seille et Glantine par exemple, dont il dit qu'elles "*présentent des caractères assez exceptionnels pour qu'il soit impossible de les faire entrer dans les groupes des vallées de dislocation et des vallées d'érosion superficielle. Limitées latéralement par des parois très abruptes, elles sont terminées vers le haut par une sorte de cirque escarpé, sans issue (...), muni d'une source volumineuse, du genre de celles que l'on peut désigner sous le nom de fontaines vaclusiennes*".

A.Vézian (1893) attribue lui aussi aux seuls "*effondrements de vides souterrains*" les dolines, les vallées sèches, les reculées, et même les grands bassins fermés des pla-

teaux jurassiens.

Les mêmes idées seront reprises par la plupart des monographies régionales mentionnant les reculées, et souvent aussi par les traités de géomorphologie générale : E.de Martonne (1948) et même P.Birot (1966) voient dans les formes en canyon le résultat d'effondrements "*par saccades*" de cavités sous-jacentes.

Bien que cela ne soit pas clairement exprimé, ces auteurs semblent imaginer des effondrements subits et généralisés de cavités souterraines : la vallée superficielle naîtrait donc instantanément à l'échelle géologique. Nous verrons que cette hypothèse n'est guère soutenable.

#### 5.11.2 – Recul des résurgences

Plus nuancée est l'idée que les reculées sont attribuables au recul des résurgences. Pour E.Fournier (1923) notamment, les reculées sont les vallées de cours d'eau dont la source a reculé progressivement vers l'amont, par suite de l'effondrement des falaises qui la dominent : il s'agirait donc de vallées d'abord souterraines, dont l'extension se fait de bas en haut, et d'aval en amont.

C'est également l'opinion de G. Chabot (1927), puis de M.Derruau (1965) pour qui "*le recul de la tête de la vallée, par le sapement que produit la source vaclusienne, se fait activement*".

On retrouve cette même idée dans l'excellent *Vocabulaire français des Phénomènes karstiques* publié par le C.N.R.S. (P. Fénélon, 1967). À la rubrique "reculées", on lit : "*Les reculées proviennent vraisemblablement de l'effondrement des voûtes de galeries souterraines, sous l'influence de l'érosion, de la corrosion, et du soutirage de fins débris enlevés à la couche sous-jacente plus tendre, à partir du point initial de la sortie des eaux. Par recul progressif,*

*les reculées amorcent le modelé des canyons*".

Cette dernière hypothèse est la plus répandue : c'est à partir de cette idée de "recul" de la tête de vallée qu'a été adopté le vocable de "reculée".

Nous verrons que, pas plus que celle des effondrements généralisés, elle n'apporte une réponse satisfaisante à la question de la genèse des reculées.

## **5.12 - Éléments de critique**

Nous avons déjà évoqué les principales lacunes de la plupart des publications

sur les reculées : les auteurs insistent sur les données lithologiques, notamment la superposition des calcaires sur les marnes, mais ne parlent pas ou peu des facteurs structuraux. D'autre part, rares sont ceux qui ont posé le problème du recul comparé des versants et du cirque amont : comment concilier un recul rapide de la tête de vallée avec un blocage des versants latéraux ? Enfin, aucune précision n'est fournie sur la genèse et la taille des réseaux souterrains supposés à l'origine des effondrements, ni sur les phénomènes qui provoquent ces derniers.

Nous verrons, dans les paragraphes suivants, quelle valeur accorder à ces hypothèses traditionnelles.

## 5.2 - EFFONDREMENTS ET REcul DES RÉSURGENCES

### 5.21 - Notions sur les cours d'eau souterrains

Les mécanismes de l'érosion souterraine sont bien connus, grâce à de multiples études karstiques régionales. Nous ne pouvons, même schématiquement, les développer tous ici. Nous en rappellerons pourtant un certain nombre, à intégrer dans le cadre de notre recherche.

Dans un conduit karstique donné, l'érosion s'applique de façon linéaire, et ne concerne guère que la masse rocheuse située sous le niveau d'écoulement des eaux. En effet, malgré l'action des mises en charge, qui dirige l'érosion de bas en haut, et malgré quelques cas de diffluences latérales spatialement peu importantes, l'évolution normale des galeries d'un cours d'eau souterrain se fait verticalement, vers le bas. La masse calcaire qui le surmonte n'est pas affectée, l'érosion latérale est négligeable. Un abaissement lent et progressif du niveau de base provoquera donc, dans les cas simples, un surcreusement en canyon du lit souterrain

Un abaissement important du niveau de base peut provoquer un enfouissement rapide du cours d'eau souterrain : la galerie d'origine pourra être abandonnée, "fossilisée", en faveur d'un circuit nouveau, plus bas en altitude et parfois décalé latéralement. Le point de résurgence nouveau se situera même quelquefois en aval du précédent, dans le lit de l'ancien cours superficiel (F.Trombe, 1952) : ce processus va donc à l'inverse de celui du supposé 'recul' des émergences.

Une notion essentielle, généralement imprécise dans l'esprit des géomorphologues, est celle des dimensions moyennes de ces cavités karstiques. P.Birot (1966) par exemple imagine des galeries dépassant 30 à 50 m de largeur, ce qui ne se rencontre que très exceptionnellement dans les karsts tempérés. En fait, pour ne parler que du Ju-

ra, les explorations spéléologiques montrent que les conduits dépassent rarement 5 à 10 m de largeur, les dimensions courantes étant de l'ordre de 2 x 2 m, souvent moins. Les longueurs explorées, rarement plus d'un kilomètre, sont sans signification, car elles sont uniquement déterminées par la présence d'obstacles infranchissables à l'homme, les galeries se poursuivant souvent au-delà. Cette échelle de valeurs est importante à connaître, afin d'apprécier à leur exacte grandeur les répercussions possibles de ces vides souterrains sur la topographie superficielle.

### 5.22 - Les effondrements souterrains

Les notions sur les effondrement souterrains sont essentiellement fournis par les travaux dans les mines. Toutefois certaines observations ont été faites *in situ* dans des grottes, et nous les utiliserons.

#### 5.22.1 - Effondrements généralisés

Nous pouvons d'emblée éliminer l'hypothèse peu défendable d'un effondrement simultané de toute la longueur d'une grotte. Il faudrait pour cela :

- soit que les conditions mécaniques d'effondrement, liées aux dimensions de la cavité (voir plus loin), soient réalisées sur toute la longueur : c'est là à un concours de circonstances qui, s'il existe, doit être tout à fait rare
- soit qu'un facteur tectonique étranger à la cavité provoque l'effondrement : les séismes ont souvent été invoqués. Or l'observation montre que les tremblements de terre ont peu d'action sous les voûtes de grottes. Ainsi, entre autres exemples, le violent séisme du 13 août 1967, d'une magnitude de 6,5, qui détruisit le village d'Arette dans les Pyrénées-Atlantiques, n'a provoqué que des écaillages de paroi ou des ruptures de

concrétions dans les gigantesques galeries du gouffre de la Pierre Saint-Martin, situé à proximité immédiate (P.Minvielle, 1967).

Notons toutefois qu'un rejeu tectonique local peut sans doute déterminer un effondrement généralisé de cavité, mais aucune observation ne vient confirmer cette supposition. Seuls les paleokarsts ont montré des réseaux anté-tectonique (P.Renault, 1957).

### **5.22.2 - Mécanismes des effondrements partiels**

Les effondrements localisés sont, eux, très fréquents, et leurs mécanismes bien connus : le rôle joué par les facteurs structuraux, mécaniques et hydrauliques a souvent été analysé, et ne nous pouvons que renvoyer à des articles de synthèse, tels ceux de J.Goguel (1953) et P.Renault (1957 a et b).

De ces diverses études il ressort que la condition indispensable pour que se produise un effondrement dans une roche rigide comme le calcaire est que la cavité soit très large. Le facteur décisif est le rapport entre la section de la galerie et l'épaisseur - donc la force de cisaillement - de la masse rocheuse qui la surmonte (R.Haby, 1965). Dans les mines de fer de Lorraine, où la couverture calcaire atteint 80 m d'épaisseur, il se produit des effondrements lorsque la largeur des vides atteint les 2/5 de cette épaisseur, soit une trentaine de mètres (E. Tincelin, 1958). Dans le cas des reculées jurassiennes, où les rivières souterraines coulent généralement à une centaine de mètres sous le plateau, la largeur nécessaire serait de plus de 40 m. Or nous avons vu que des conduits aussi énormes n'existaient pas.

Toutefois nous pensons qu'il faut diminuer ce rapport de 2/5 dans les massifs karstiques. En effet, les effondrements partiels de grotte se produisent généralement aux élargissements des conduits, dans les salles ou les carrefours : or ceux-ci s'établissent précisément dans des secteurs où la fissuration préexistante est particulièrement

dense, ce qui est un facteur favorable d'effondrement. De plus les eaux d'infiltration élargissent les fissures, ce qui ne se produit pas dans les mines, beaucoup trop récentes : ce fait contribue lui aussi au déséquilibre mécanique des voûtes.

### **5.22.3 - Répercussions en surface des effondrements partiels**

L'effondrement d'un vide souterrain doit logiquement se répercuter en surface par la formation d'une dépression, à la suite du fléchissement des couches rocheuses intermédiaires. Ainsi, on admet généralement que des effondrements dans des conduits peu profonds peuvent donner naissance à des dolines, voire à des gouffres ouverts, comme le gouffre de Padirac, jalonnant le cours d'eau souterrain. Par coalescence, ces divers effondrements peuvent aboutir à un véritable canyon, où sont conservés des témoins comme des ponts rocheux : c'est l'explication traditionnelle de vallées telles que la Vratna, affluent du Danube, en Serbie orientale (J.Cvijic, 1960), ou les gorges de Rummel, près de Constantine, en Algérie (E.A.Martel, 1921).

Toutefois, la plupart du temps, la valeur de l'affaissement superficiel est bien moindre que la hauteur du conduit effondré. Il se produit en effet un foisonnement des matériaux éboulés, qui occupent un volume plus grand qu'avant leur affaissement. La valeur de ce foisonnement est extrêmement variable suivant la nature compacte ou délitée de la roche. Dans le cas des reculées jurassiennes, en considérant la taille moyenne des cavités karstiques (quelques mètres) et leur profondeur sous le plateau (100 à 150 m), nous devons admettre que la répercussion en surface d'un éventuel effondrement ne doit guère dépasser quelques décimètres : on est donc loin de l'ampleur des reculées, et il nous paraît abusif d'attribuer leur genèse aux seuls effondrements souterrains.

De plus, on ne trouve dans les reculées jurassiennes aucun des témoins classiques signalés dans les gorges attribuables avec certitude à des effondrements : aucun



pont rocheux semblable aux Tunnels de Minerve (Hérault.), aucun chaos de blocs tels que le Pas de Soucy, dans les gorges du Tarn.

En conclusion, pour expliquer la formation des reculées, il semble donc nécessaire d'abandonner la théorie du jalonnement par effondrements, simultanés ou successifs, d'une cavité souterraine.

### 5.23 - Le recul des résurgences

Il convient d'examiner une autre théorie formulée par certains auteurs : celle du recul des résurgences, qui revient à opposer l'évolution du cirque amont au blocage des versants latéraux.

Dans son essai d'explication des formes en "bout du monde", E.Benevent (1932) développe une hypothèse séduisante, d'ailleurs connue précédemment (E.A. Martel, 1921 ; etc.) : à l'emplacement des résurgences, les éboulis seraient rapidement déblayés par l'eau courante, alors que latéralement la base des corniches calcaires serait ennoyée sous ses propres éboulis, et les versants seraient figés. Ainsi d'après lui, la falaise surmontant la résurgence évoluerait par un recul qui, bien que normal, serait considérablement plus rapide que celui des versants latéraux : il y aurait donc genèse d'un canyon allongé. Cette idée sera reprise par A.Journaux (1956).

On peut opposer deux objections à cette théorie.

D'une part, sur le terrain, on constate que la base des corniches calcaires latérales est rarement masquée par des éboulis. Les marnes sont souvent visibles à leur pied, et les accumulations d'éboulis ne débutent, en raison de la forte pente qui les entraîne par gravité, que 10 ou 20 m plus bas. Souvent même, d'abondants ruissellements, au contact de l'Aalénien, lubrifient les marnes par engorgement hydrique, et accélère la descente des éboulis. On peut donc guère parler d'ennoyage des versants latéraux.

D'autre part, les principales résurgences

des reculées jurassiennes sont, à deux exceptions près, le Dard et la Cuisance est, des résurgences d'éboulis, c'est-à-dire qu'elles naissent au sein de pierriers qui précèdent la corniche calcaire : ceci est bien différent du schéma de E.Benevent.

Il faut bien sûr admettre que la mobilisation des débris est nécessairement plus rapide sur le tracé des rivières, donc à l'emplacement des résurgences, que sur les versants latéraux sans autre drainage que le ruissellement. Mais de même qu'un cours d'eau souterrain n'exerce aucune érosion dans la masse rocheuse qu'il surmonte, une résurgence n'a pas d'action particulière sur la falaise qui la domine. Celle-ci n'évolue donc que comme un versant normal (ruissellement, gélifraction, gravité), et seule la mobilisation ultérieure des débris est plus rapide. Dans le cas des reculées, on peut même penser que le transport des débris issus des versants latéraux est presque aussi rapide, car ces derniers ne sont jamais éloignés du cours d'eau, qui baigne en général leur pied. Or, en définitive, il est certain que ces versants latéraux évoluent peu, puisque les reculées dépassent rarement 500 à 1 000 m de largeur. Il y a donc une contradiction entre le recul rapide du cirque amont imaginé par certains auteurs, et l'immunité relative des parois latérales. Dans le cas de la Seille nord par exemple, il faudrait que le recul du cirque terminal ait été, jusqu'à présent, au moins vingt fois plus rapide que celui des versants latéraux, comme le montre le rapport des dimensions longueur-largeur. Ceci est difficilement admissible, et d'autres phénomènes sont sans doute intervenus<sup>30</sup>.

---

30. On a parfois invoqué le fait qu'à proximité des résurgences la masse rocheuse est théoriquement gorgée d'eau, pour supposer que l'action du gel y était particulièrement efficace (J.Cvijic, 1960). Or nos observations en zone karstique froide (Préalpes calcaires) nous ont montré qu'au contraire, la température constamment au-dessus de zéro (4° en moyenne) des grosses résurgences conférerait à la masse rocheuse gorgée d'eau une immunité à la gélifraction. C'est ainsi que certaines résurgences naissent à l'extrémité de véritables éperons rocheux, dont le recul est plus lent que celui des corniches environnantes (sources du Guiers Mort et de Fontaine Noire, en Grande Chartreuse par exemple).

On peut apporter une dernière objection concernant le recul des résurgences. Elle procède du même raisonnement que celui que nous énoncions à propos des influences structurales (chapitre 4.11) : toute région possédant des caractères structuraux, lithologiques et hydrologiques équivalents à ceux du Jura lédonien devrait posséder des vallées en forme de reculées. Or ce n'est pas le cas, ni dans le reste du Jura lui-même, sauf en bordure de la vallée de la Loue, ni dans des massifs comparables, à de rares exceptions près comme les "combes" de Côte d'Or. On constate tout au plus, dans tous les massifs calcaires, l'élaboration de

cirques au-dessus des résurgences principales : le pied de falaise est parfois dégagé de tout éboulis, la corniche elle-même est échancrée en arc de cercle, selon un amphithéâtre qui a en plan une largeur nettement supérieure à l'enfoncement vers l'amont. Ceci est donc bien différent des reculées proprement dites, où l'enfoncement vers l'amont est plusieurs dizaines de fois supérieur à la largeur.

En résumé, les théories traditionnelles ne s'avèrent pas satisfaisantes : il faut donc chercher ailleurs l'explication de la genèse des reculées.

## 5.3 - HYPOTHÈSES NOUVELLES ET CONCLUSION GÉNÉRALE

### 5.31 - Hypothèses nouvelles

Nous avons vu que les idées traditionnelles sur la formation des reculées sont très discutables, et les arguments ne manquent pas pour le démontrer. Il est cependant plus difficile de proposer une théorie nouvelle, et notre étude limitée à quatre reculées jurassiennes est certainement insuffisante pour dégager des lois générales.

On peut penser que l'examen approfondi de formes comparables existant ailleurs que dans le Jura lédonien <sup>31</sup> autoriserait à généraliser les observations sur le processus morphogénétique de ce type de relief : c'est sans doute par la multiplication des études locales que l'on pourra déboucher sur une conception globale et valable du phénomène.

#### 5.31.1 - Formes topographiques comparables

Cependant il nous paraît dès maintenant possible de formuler quelques hypothèses, en comparant la forme "reculée" à des formes topographiques similaires.

- **Calanques**

Ainsi la similitude nous a semblée frappante avec les calanques du littoral calcaire de la Méditerranée, entre Marseille et Cassis. Les calanques sont des golfes étroits, allongés et profonds, totalement ou partiellement envahis par la mer. Cette forme est très voisine de celles des reculées : vers l'amont, les calanques se terminent la plupart du temps par un cirque rocheux, prolongé par des vallées sèches sur le littoral. Des résurgences sous-marines y débouchent parfois, telle celle de Port

Miou, explorée en scaphandre sur plusieurs kilomètres.

Toutefois leur mode de formation ne semble pas a priori pouvoir s'appliquer aux reculées. J. Corbel (1956) les considère comme des relictés périglaciaires quaternaires, par comparaison avec des formes similaires s'élaborant actuellement sur le littoral de Laponie. Selon lui, le tjäle disparaît à proximité de la mer, et des rivières coulant sur la surface gelée du plateau peuvent s'infiltrer dans cette zone calcaire dégélée et élaborer de vastes grottes débouchant dans la mer. L'auteur admet ensuite la possibilité du démantèlement de ces grottes par effondrements successifs. Mais il affirme que le cours d'eau souterrain est incapable de débayer seul les blocs effondrés : seule la mer peut le faire. Cette hypothèse impliquant l'action de la mer ne peut donc aucunement s'appliquer au cas des reculées continentales, notamment celles du Jura <sup>32</sup>.

- **Gorges d'érosion régressive**

Plus intéressant nous a paru le rapprochement que l'on peut faire entre l'allure topographique des reculées et celle des gorges liées au recul d'une rupture de pente, par érosion régressive d'un cours d'eau superficiel à partir de cascades. De telles gorges sont très fréquentes. Nous avons choisi comme exemple un cas très proche du Jura lédonien : celui de la haute vallée du Hérisson, qui entame la bordure occidentale du plateau de l'Ain.

Le Hérisson est l'émissaire du lac de Bonlieu. À l'aval de ce dernier, il circule à la surface du plateau, puis s'encaisse brusquement d'une quarantaine de mètres à la cascade du Saut Girard (fig.67). Deux kilomètres plus loin sa vallée s'encaisse considérablement, jusqu'à 250 m de profondeur, après une série de cascades, dont les plus

---

31. Nous pensons particulièrement aux pseudo-reculées du Jura bisontin (affluents de la vallée de la Loue), du Vercors (Cholet), de la Côte d'Or ("combes" et "bouts du monde"), du Quercy (vallée d'Autoire) ou du Karst proprement dit (Carso triestin).

---

32. Dans le cas des reculées du Jura lédonien, nous ne pensons pas possible d'assimiler l'action des niveaux lacustre tertiaire bressan à celle d'une véritable érosion marine littorale.

importantes sont celles du Grand Saut et de l'Eventail. Vers l'aval, jusqu'à Doucier, la vallée a un profil en auge, sans doute hérité de l'érosion glaciaire würmienne. La présence des cascades est déterminée en grande partie par la stratigraphie (calcaires massifs du Jurassique supérieur) et la structure (fort pendage vers l'amont). Leur localisation et leur morphologie de détail sont visiblement dues à l'érosion remontante, selon plusieurs niveaux étagés correspondant aux variations lithologiques.

Le profil de ce cours supérieur du Hérisson met en évidence le contraste entre la vallée amont peu marquée et la zone très encaissée en aval des cascades. Sur la carte topographique, ce secteur apparaît comme un véritable bout du monde, qui se différencie toutefois des reculées du Jura lédonien par l'étagement des abrupts terminaux, qui ne constituent pas un cirque unique, et par l'origine du cours d'eau, qui naît sur le plateau et non en fond de vallée.

Cependant, des observations de terrain montrent une particularité intéressante. En étiage, le Hérisson ne franchit plus la première cascade du Saut Girard : il se perd totalement dans des entonnoirs à 200 m en amont, et vient resurgir au pied de l'amphithéâtre du Saut Girard. D'autres part, des pertes diffuses partielles se produisent également plus en aval, près du Saut de la Forge, au contact stratigraphique entre les marnes du Crétacé inférieur et les calcaires du Portlandien et du Purbeckien. Les eaux viennent resurgir dans le lit aval, au pied du

Grand Saut et de l'Eventail (coloration en sécheresse, M.Roux, de Bonlieu, 1960, inédit).

Ainsi l'enfouissement karstique tend à assécher tronçon par tronçon le cours supérieur du Hérisson. On peut supposer qu'au terme de l'évolution, les eaux se perdront totalement à la surface du plateau, et abandonneront entièrement la zone des cascades. Leur réapparition se fera au point le plus proche du niveau de base, c'est-à-dire au pied de la série des cascades actuelles, au contact avec l'Argovien. La vallée aval constituera alors une véritable reculée, la partie amont n'ayant plus aucun drainage superficiel.

### 5.31.2 - Processus morphogénétique des reculées (hypothèses)

Nous pensons que l'élaboration des reculées se fait en partie au moins selon le schéma de la haute vallée du Hérisson. Il nous paraît indispensable d'accorder un rôle primordial à l'érosion superficielle, qui précède toujours l'enfouissement souterrain.

En effet, la fissuration native d'un massif calcaire est insuffisante, à l'origine, pour absorber entièrement les eaux de précipitation. Ce n'est qu'après élargissement des conduits que le drainage souterrain acquiert une compétence suffisante pour en écouler la totalité. Les circulations karstiques sont donc nécessairement précédées par un réseau hydrographique superficiel. Le phénomène est bien sûr amplifié, sous climat périglaciaire, par la présence d'un

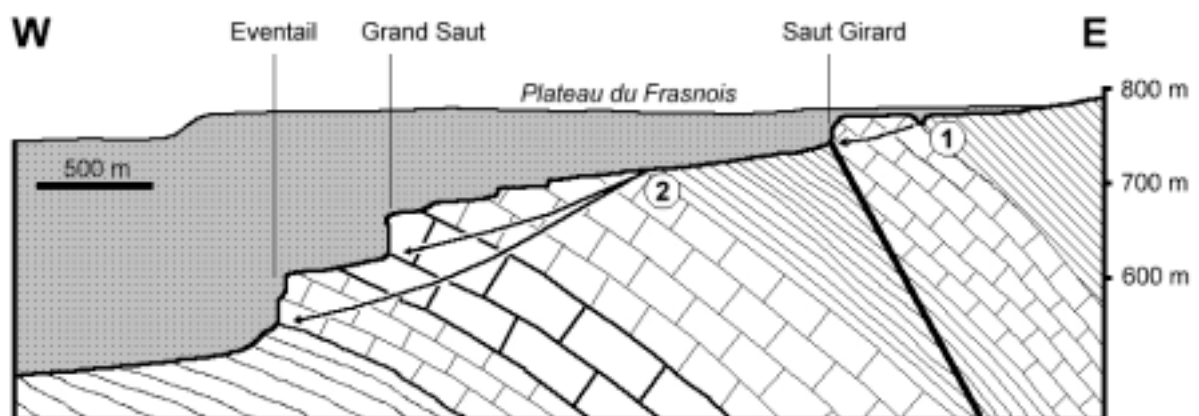


Fig.67 – Haute vallée du Hérisson (1 : perte totale en étiage - 2 : perte partielle)

tjäle bloquant l'enfouissement profond (J. Corbel, 1957).

On peut donc résumer l'évolution probable d'une reculée de la façon suivante :

- à l'origine, un cours d'eau superficiel circule sur un plateau, dont il franchit le rebord par une zone de cascades (fig.68 A).
- puis le cours d'eau encaisse sa vallée dans la table calcaire, cependant que la zone des cascades progresse vers l'amont, par érosion régressive. Ce recul est rapide, beaucoup plus que celui des versants latéraux, et la vallée conserve de ce fait une allure de canyon. L'approfondissement du tronçon aval, par abaissement du niveau de base, provoque corrélativement un enfouissement partiel diffus puis total du cours supérieur de la rivière (fig.68 B).
- au terme de l'évolution, le tronçon amont disparaît totalement sous terre. Le plateau est fossilisé : seules y subsistent des vallées sèches et des dolines, témoins d'anciens écoulements superficiels peu à peu enfouis. Les eaux resurgissent au fond de la vallée en gorge, en aval des anciennes cascades. À leur point de sortie s'élabore un cirque, qui calibre le fond de la vallée et fait

disparaître totalement ou partiellement les traces des anciennes chutes (fig.68 C).

Dans certains cas, l'érosion glaciaire ou l'évolution périglaciaire des versants a pu jouer un rôle au Quaternaire. Il est évident également que, parfois, l'approfondissement de la vallée superficielle peut s'accompagner localement d'enfouissements karstiques : certains tronçons du cours d'eau peuvent donc être temporairement souterrains, puis être démantelés par la suite. Mais rappelons que nous n'avons rencontré aucun témoignage de tels phénomènes dans les reculées jurassiennes, et nous pensons devoir accorder un rôle prédominant, au moins au début de l'évolution, à l'érosion superficielle.

Cette hypothèse expliquerait par exemple la nature composite des reculées affluentes de la Loue, dans le Jura bisontin : elles présentent selon les cas des cirques terminaux avec une cascade permanente (tronçon amont superficiel), avec une cascade temporaire (tronçon amont en cours d'enfouissement), ou sans cascade mais avec résurgence permanente (tronçon amont totalement enfoui).

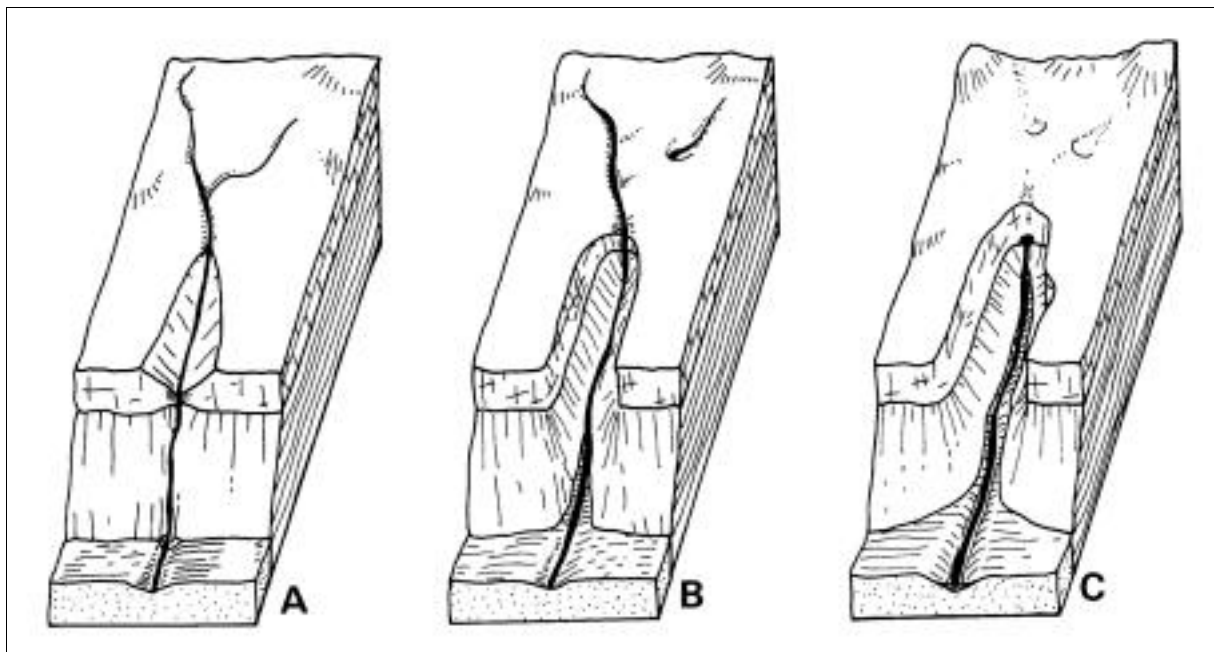


Fig.68 – Évolution théorique d'une reculée

## 5.32 - Proposition de définition du terme "reculée"

À l'issue de notre étude, nous pouvons résumer les caractères fondamentaux des reculées en une définition schématique. Par commodité, nous envisageons successivement les divers facteurs topographiques, géologiques et hydrographiques.

### 5.32.1 - Caractères topographiques

Les reculées sont des gorges allongées, étroites et profondes, aux versants latéraux comportant le plus souvent des corniches rocheuses surmontant un talus marneux. Vers l'amont, elles se terminent en "bout du monde", ou en "sac" (J.Cvijic, 1960), par un cirque rocheux prolongé sur le plateau par des vallées sèches.

### 5.32.2 - Caractères structuraux et lithologiques

Les reculées s'ouvrent en bordure de plateaux dominant une région déprimée, qui forme le niveau de base. Il s'agit le plus souvent de plateaux peu plissés, car les reculées sont géomorphologiquement différentes des combes anticlinales ou des vaux synclinaux. Ils peuvent par contre présenter des failles, qui orientent le tracé des vallées.

Ces plateaux sont faits généralement d'une table calcaire<sup>33</sup>, surmontant des couches marneuses imperméables. Cette dispo-

sition stratigraphique explique le profil des versants, où les corniches reculent parallèlement à elle-mêmes, au-dessus d'un talus marneux pentu.

### 5.32.3 - Caractères hydrographiques

Les rivières qui drainent les reculées naissent dans la vallée elle-même, au pied du cirque terminal ou à proximité, sous forme d'exurgences karstiques pérennes ou temporaires. En principe, aucune circulation superficielle n'existe à l'amont de ces sources. Toutefois des apports permanents ou intermittents peuvent se faire, en provenance du plateau, sous forme de cascades franchissant la corniche de la reculée : il ne peut s'agir, dans cette éventualité, que d'affluents du cours d'eau principal, au débit moyen inférieur à celui des exurgences de fond de vallée. Dans le cas contraire, on a affaire à un cours d'eau superficiel classique, avec zone de cascades reculant par érosion régressive, ce qui correspond au stade primitif de l'évolution vers la reculée proprement dite (voir plus haut).

Cette définition ne tient évidemment pas compte des nombreux cas particuliers et types intermédiaires qui peuvent exister : notre étude ne constitue qu'une première approche du phénomène, et seule la multiplication de telles monographies locales peut permettre, par synthèse, l'élaboration de théories étayées et pertinentes.

---

33. M.Derruau (1965) précise que des reculées peuvent également s'élaborer dans des grès ou des laves recouvrant une couche imperméable : cette forme ne serait donc pas spécifique aux calcaires.

## BIBLIOGRAPHIE





## CARTES

### Cartes topographiques

- **1/50 000**  
Salins-les-Bains (feuille XXXIII-25)  
Champagnole (feuille XXXIII-26)  
Poligny (feuille XXXII-24)  
Lons-le-Saunier (feuille XXXII-26)
- **1/20 000**  
Salins-les-Bains n°1, 5 et 6  
Champagnole n°1  
Poligny n°8  
Lons-le-Saunier n°3, 4, 6, 7 et 8

### Cartes géologiques

- **1/80 000**  
Lons-le-Saunier n°138 (3<sup>ème</sup> éd. 1968)
- **1/50 000**  
Lons-le-Saunier, XXXII-26 (1966)  
Champagnole, XXXIII-26 (1965)

### Photographies aériennes

Salins-les-Seignes XXXIII-25 (1951)  
Poligny XXXIII-25 (1958)  
Châlon-Lons-le-Saunier XXXII-26

## DOCUMENTS INÉDITS

### Géologie

Laboratoire de 3<sup>ème</sup> cycle de l'Institut de Géologie (faculté des sciences de Besançon).

### Hydrographie

Ministère de l'Agriculture (service d'Aménagement des Eaux).

## Karstologie

Comité Départemental de Spéléologie du Jura et archives de l'auteur.

## PUBLICATIONS

La liste ci-dessous ne prétend pas être une bibliographie exhaustive du sujet, ni même mentionner tous les ouvrages ou articles que nous avons consultés. Elle n'est destinée qu'à fournir les références complètes des travaux cités dans notre étude.

\* \* \*

AUBERT, D.- 1965 – « Calotte glaciaire et morphologie jurassienne », *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol.58-1, p.555-578, 9 fig.

BENEVENT, E.- 1932 – « Reculées du Jura central. La vallée de la Seille (étude morphologique) », *Revue de Géographie alpine*, XX, p.267-306, 2 fig., 2 pl.

BENOÎT, E.- 1853 – « Essai sur les anciens glaciers du Jura », *Actes de la Société Helvétique des Sciences naturelles*, 19 p., 8 fig.

BIROT, P.- 1966 – *Le relief calcaire*, Paris, C.D.U.

BONTE, A.- 1943 – « Les effondrements directionnels du Jura et leur signification tectonique », *C.R. sommaires de la Société géologique de France*, p.98-100

BONTE, A.- 1952 – « Contribution à la tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier (Jura) », *Bulletin de la Société géologique de France* (6<sup>o</sup>), II, p.337-365, 14 fig.

BONTE, A. ; GOGUEL, J. ; GREBER, C. ; LAFFITE, P. ; LIENHARDT, G. ; RICOUR, J.- « Le bassin houiller de Lons-le-Saunier (Jura) », *Annales des Mines*, 142<sup>ème</sup> année, VI, p.3-50

- BOURDIER, F.- 1961 – *Le bassin du Rhône au Quaternaire*, 2 vol., C.N.R.S., 364 p., 284 fig.
- CAIRE, A.- 1955 – « Observations à l'article de M.Mattauer : quelques précisions sur l'évolution morphotectonique du Faisceau bisontin », *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*, n°3, p.31-34
- CAIRE, A.- 1957 – « Sur l'évolution de la partie méridionale du compartiment de Quingey (Jura) », *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*, n°5-6, p.25-33, 1 fig.
- CHABOT, G.- 1927 – *Les plateaux du Jura central. Étude morphogénique*, Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, 350 p., 85 fig., 4 pl.HT
- CIRY, R.- 1959 – « Une catégorie spéciale de cavités souterraines : les grottes cutanées », *Annales de Spéléologie*, C.N.R.S., XIV, p.22-30, 2 fig.
- COLLIN, J.J. ; DREYFUSS, M. ; LIENHARDT, G.- 1964 - « Recherche d'un magasin aquifère en domaine karstique (premier plateau du Jura) », B.R.G.M., rapport inédit, D.S.G.R. 64-A.43
- COLLIN, J.J. ; DREYFUSS, M. ; LIENHARDT, G.- 1965 – « Connaissance de l'hydrogéologie du premier plateau du Jura : deux études de coloration », B.R.G.M., rapport inédit, D.S.G.R. 65-A.73
- COLLIN, J.J. ; DREYFUSS, M. ; LIENHARDT, G.- 1967 – « Premier plateau du Jura : piège hydrologique important », *Bulletin du B.R.G.M.*, n°4, p.81-94
- CORBEL, J.- 1956 – « Un karst méditerranéen de basse altitude : le massif des Calanques et la formation de son relief », *Revue géographique de Lyon*, XXXI, n°2, p.129-136, 2 fig.
- CORBEL, J.- 1957 – *Les karsts du nord-ouest de l'Europe et quelques régions de comparaison*, Lyon, 541 p., 163 fig.
- CVIJIC, J.- 1960 – « La géographie des terrains calcaires », *Académie serbe des Sciences et Arts*, monographies, CCCXLI, n°26, 212 p., 25 fig.
- DAVEAU, S.- 1965 – « Vallées sèches des plateaux du Jura », *Revue géographique de l'Est*, V, p.461-472, 2 fig.
- DAVID, E.- 1963 – *Recherches sur les dents d'éléphants fossiles*, D.E.S., faculté des sciences de Besançon
- DEFONTAINES, P. ; DELAMARRE, M.J.B.- 1964 – *Atlas aérien, France*, t.V, Paris, Gallimard
- DELEBECQUE, A.- 1902 – « Contribution à l'étude des terrains glaciaires des vallées de l'Ain et de ses principaux affluents », *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, n°90, XIII, p.489-501, 1 pl.HT
- DELEBECQUE, A.- 1909 – « Sur les terrains glaciaires des feuilles de Besançon, Pontarlier et Lons-le-Saunier », *Bulletin des Services de la Carte géologique de la France*, n°122, XIX, p.72-77
- DE MARTONNE, E.- 1948 – *Traité de géographie physique*, 3 vol., Paris, Colin, 8<sup>ème</sup> éd.
- DERRUAU, M.- 1965 – *Précis de géomorphologie*, Paris, Masson, 4<sup>ème</sup> éd.
- DREYFUSS, M.- 1935 – « Le plateau de l'Ain et sa bordure », *Bulletin de la Société géologique de France* (5°), V, p.519-525
- DREYFUSS, M.- 1960 – « Caractères généraux et histoire géologique du Jura », *Bulletin de l'Union des Naturalistes de l'Enseignement public*, n°2, 15 p., 3 fig.
- DREYFUSS, M. ; LIENHARDT, G. ; MAILLARY, J.C.- 1967 – « Connaissance de l'hy-

drogéologie du premier plateau du Jura : expérience de coloration à Montrond (Jura) », B.R.G.M., rapport inédit, D.S.G.R. 67-A.68

DUPLESSIS-KERGOMARD, D. ; MARTIN, J.-1968 – « Observations sur le réseau supérieur de la Seille (reculées de Ladoye-sur-Seille et Baume-les-Messieurs, Jura) », *Bulletin de la Fédération des Sociétés d'Histoire naturelle de Franche-Comté*, LXX, n° 1, p.7-9, 4 fig.

FENELON, P.- 1967 – « Phénomènes karstiques », *Mémoires et Documents du C.N.R.S.*, vol.4, 392 p., nbr. fig. et pl.

FOURNET, J.- 1852 – « Note sur les effondrements de divers terrains », *Mémoires de l'Académie impériale des Sciences, Belles-Lettres et Arts de Lyon*, II, p.175-204

FOURNIER, E.- 1923 – *Les Gouffres*, Besançon, Jacques et Demontrond

FOURNIER, E.- 1931 – « Explorations spéléologiques et recherches hydrologiques en Franche-Comté : 17<sup>ème</sup> campagne (avec L. Pérot) », *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle du Doubs*, n°40, p.40-82, 14 fig.

FRACHON, J.C.- 1964 – « Les grandes cavités du Jura français », *Spelunca*, bulletin de la Fédération française de Spéléologie, n°4, p.24-30

FRACHON, J.C.- 1965 a – « La rivière de la Baume, à Poligny (Jura) », *Spelunca*, bulletin de la Fédération française de Spéléologie, n°3, p.11-14, 1 fig., et p.56

FRACHON, J.C.- 1965 b – « Paléontologie souterraine du département du Jura », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°3, p.12-15

FRACHON, J.C.- 1966 – « Activités du Spéléo-Club du Jura », *Spelunca*, bulletin de la Fédération française de Spéléologie, n°1,

p.66-67

FRACHON, J.C.- 1968 – « Activités du Spéléo-Club du Jura », *Spelunca*, bulletin de la Fédération française de Spéléologie, n°2, p.66

FRACHON, J.C. ; MUXART, R. ; STCHOZKOY, T. ; FRANCK, J.C.- 1967 – « Inventaire spéléologique des reculées de la Seille (Jura) », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°6, p.1-30, 43 fig.

FRACHON, J.C. ; PÉTREQUIN, P.- 1969 – « Circulation souterraine des eaux dans le Jura calcaire », *Association française pour l'Avancement des Sciences*, 88<sup>ème</sup> congrès, Besançon, p.106

FRACHON, J.C. ; CAMPY, M. ; PÉTREQUIN, P.- 1969 – « Dépôts quaternaires du Jura français. Corrélations avec les données de la paléontologie et de la préhistoire », *Association française pour l'Avancement des Sciences*, 88<sup>ème</sup> congrès, Besançon, p.303-304

GARD, J.- 1950 – *Recherches géologiques sur les faisceaux externes du Jura entre Salins, Arbois et Poligny (Jura)*, thèse dactylographiée, faculté des sciences de Besançon, 135 p.

GARDET, G.- 1940 – « Glaciaire et fluvio-glaciaire des environs de Chausseuans près Poligny (Jura) », *C.R. sommaires des séances de la Société géologique de France*, p.62-64

GIRARDOT, ABEL.- 1902 – « Note sur les glaciers du Jura lédonien », *Mémoires de la Société d'Émulation du Jura*, p.387-388

GIRARDOT, ALBERT.- 1906 – « La faune préhistorique de la Franche-Comté », *Mémoires de la Société d'Émulation du Doubs*, 8<sup>ème</sup> série, I, p.1-67

- GLANGEAUD, L.- 1944 – « Le rôle des failles dans la structure du Jura externe », *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle du Doubs*, n°51, p.17-38
- GLANGEAUD, L.- 1948 – « Les nouvelles théories sur la formation du Jura », *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle du Doubs*, n°52, p.5-15
- GLANGEAUD, L.- 1949 – « Les caractères structuraux du Jura », *Bulletin de la Société géologique de France* (5°), XIX, p.669-688, 2 fig.
- GOGUEL, J.- 1953 – « Données techniques sur l'effondrement des cavités souterraines », *Annales de Spéléologie*, C.N.R.S., VIII, n°1, p.1-8, 8 fig.
- GOGUEL, J.- 1965 – *Traité de tectonique*, Paris, Masson, 2<sup>ème</sup> éd.
- GOGUEL, J. ; BONTE, A.- 1951 – « Une interprétation tectonique de la zone du Vignoble », *Bulletin de la Société géologique de France* (6°), I, p.798-803, 3 fig.
- HABY, R.- 1965 – *Déformations du sol sous l'action des cavités souterraines*, thèse dactylographiée, Paris.
- JOURNAUX, A.- 1956 – *Les plaines de la Saône et leurs bordures montagneuses*, Caen, 529 p., 111 fig., 35 phot., 5 pl.HT
- LAMAIRESSE, M.- 1874 – *Études hydrologiques sur les Monts Jura*, Paris, 2 vol., Dunod, 176 p., 6 pl.
- LEBEAU, R.- 1947 – « Le Vignoble du Jura et le problème des reculées », *Les Études rhodaniennes*, XXII, p.83-98
- MARTEL, E.A.-*Nouveau traité des eaux souterraines*, Paris, Douin, 840 p., 384 fig.
- MASCLE, G.- 1964 – « Un exemple de pincée de la bordure externe du Jura », *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*, n°18, p.59-64, 2 fig.
- MATHIEU, J.H.- 1948 – « Le Vignoble jurassien, type de bordure d'une montagne tertiaire », *Bulletin de l'Association des Géographes français*, p.114-118
- MICHEL, P. ; APPERT, G. ; LAVIGNE, J. ; LEFAVRAIS, A. ; BONTE, A. ; LIENHARDT, G. ; RICOUR, J.- 1953 – « Le contact Jura-Bresse dans la région de Lons-le-Saunier », *Bulletin de la Société géologique de France* (6°), III, p.593-611, 7 fig.
- MINVIELLE, P.- « Séisme et spéléologie », *Spelunca*, bulletin de la Fédération française de Spéléologie, n°4, p.295-296
- MUXART, R. ; STCHOUZKOY, T. ; FRANCK, J.C.- 1965 – « Observations karstochimiques et spéléologiques dans le Bas Jura. Bassin supérieur et reculées de la Seille », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°1, p.2-34, 16 fig.
- MUXART, R. ; STCHOUZKOY, T. ; FRANCK, J.C.- 1965 – « Observations karstochimiques et spéléologiques dans le Bas Jura. Bassin supérieur et reculées de la Seille », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°2, p.6-33, 24 fig.
- MUXART, R. ; STCHOUZKOY, T. ; FRANCK, J.C.- 1966 – « Observations karstochimiques et spéléologiques dans le Bas Jura. Bassin supérieur et reculées de la Seille », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°4, p.2-16, 8 fig.
- NUSSBAUM, F. ; GYGAX, F.- 1935 – « Zur Ausdehnung des Risseiszeitlichen Rhonegletschers im französischen Jura », *Eclogae Geologicae Helvetiae*, t.28, n°1, p.659-665

- PARANDIER, A.N.- 1883 – « Note sur l'existence de bassins fermés dans les Monts Jura », *Bulletin de la Société géologique de France* (3°), XI, p.441-444
- PARANDIER, A.N.- 1891 – « Coup d'œil sur les terrains tertiaires supérieurs en Bresse et quaternaires dans le Jura et la Bresse », *Mémoires de la Société d'Émulation du Jura*, p.13-38
- PÉTREQUIN, P.- 1968 – « Remplissages quaternaires des grottes de Franche-Comté. État de la question en 1967 », *Spelaion Carso*, revue de karstologie, bulletin du Groupe de Recherche spéléologique d'Ile de France, n°7, p.9-11
- PÉTREQUIN, P.- 1969 – *La grotte de la Baume de Gonvillars (Haute-Saône)*, thèse, faculté des lettres de Besançon
- PIROUTET, M.- 1920 – « Observations géologiques dans la région de Salins », *Bulletin de la Carte géologique de la France*, n°140, XXIV, 14 p.
- PIROUTET, M.- 1925 – « Les différentes phases glaciaires dans le Jura salinois », *Bulletin de la Société géologique de France* (4°), XXV, p.49-58
- POUQUET, J.- 1961 – *L'érosion des sols*, Paris, P.U.F., 2<sup>ème</sup> éd.
- RENAULT, P.- 1957 a – « Sur deux processus d'effondrement karstique », *Annales de Spéléologie*, C.N.R.S., XII, n°1-4, p.19-46, 17 fig.
- RENAULT, P.- 1957 b – « Effondrements, séismes et failles vivantes », *Annales de Spéléologie*, C.N.R.S., XII, n°1-4, p.47-54, 1 fig.
- ROMAGOUX, P.- 1963 – *La reculée de Baume-les-Messieurs. Sol et végétation*, D. E.S., faculté des lettres de Besançon, 22 p.
- TINCELIN, E.- 1958 – *Pressions et déformations de terrain dans les mines de fer de Lorraine*, Paris, 283 p.
- TRAUTSOLT, I.- 1969 – « Recherches sur les climats du Jura français », *Annales de Géographie*, n°428, LXXVIII, p.405-434
- TRICART, J.- 1951 – « Les formations détritiques quaternaires du val de Pontarlier », *Bulletin de la Carte géologique de France*, t.50, n°237, p.134-149
- TROMBE, F.- 1952 – *Traité de spéléologie*, Paris, Payot, 376 p., 112 fig.
- VÉZIAN, A.- 1893 – « Considérations générales sur la géologie du massif jurassien », *Association française pour l'Avancement des Sciences*, 22<sup>ème</sup> congrès, Besançon, p.43-122



# TABLES





## TABLE DES ILLUSTRATIONS

Photo de couverture : Baume-les-Messieurs vu depuis le belvédère de Granges-sur-Baume  
(toutes les illustrations et photographies sont de J.C. Frachon)

N°		page
	Reculée du Dard vue depuis le belvédère de Crançot (photo) .....	5
1	Localisation du secteur étudié .....	7
2	Unités morpho-tectoniques .....	14
3	Plateau lédonien : coupes géologiques schématisques .....	15
4	Plateau lédonien vu depuis Picarreau (photo) .....	16
5	Plateau lédonien : carte géologique simplifiée .....	17
6	Adaptation du tracé des reculées à la structure .....	19
7	Reculée de la Cuisance : cirque des Planches et source est (photo) .....	23
8	Reculée de la Cuisance vue vers l'aval (photo) .....	23
9	Reculée de la Cuisance : carte .....	24
10	Reculée de la Cuisance : profils transversaux .....	25
11	Reculée de la Cuisance : profil longitudinal .....	26
12	Reculée de la Cuisance : coupe de la Fruitière vinicole d'Arbois (photo) .....	28
13	Bief de Corne : coupe 1 (photo) .....	29
14	Bief de Corne : coupe 3 (photo) .....	29
15	Bief de Corne : coupes 1 et 4 .....	30
16	Reculée de la Cuisance : carte des cavités .....	30
17	Reculée de la Cuisance vue vers l'amont (photo) .....	32
18	Reculée de la Glantine : profils transversaux .....	33
19	Reculée de la Glantine : carte .....	34
20	Reculée de la Glantine : versant NE et méplat sommital (photo) .....	35
21	Reculée de la Glantine : cascade de Vaux-sur-Poligny (photo) .....	35
22	Reculée de la Glantine : profil longitudinal .....	36
23	Reculée de la Glantine : carte des cavités .....	37
24	Reculée de la Glantine vue vers l'aval (photo) .....	38
25	Reculées de la Seille : carte .....	41
26	Reculée de la Seille nord à Blois-sur-Seille (coupe transversale) .....	42
27	Reculée du Longebief (coupe transversale) .....	43
28	Reculée du Dard (coupe transversale) .....	43
29	Branche aval de la Seille à Nevy-sur-Seille (coupe transversale) .....	44
30	Reculée de la Seille nord : profil longitudinal .....	45
31	Reculée de la Seille sud : profil longitudinal .....	45

N°	page
32	Reculée du Dard : grotte de Baume en hautes eaux (photo) ..... 45
33	Reculée du Dard : profil longitudinal ..... 45
34	Reculées de la Seille : confluent Seille nord et sud (photo) ..... 49
35	Nevy-sur-Seille : terrasse de 300 m (photo et croquis) ..... 49
36	Reculées de la Seille : carte des cavités ..... 51
37	Reculées de la Seille : confluent Seille sud-Dard (photo) ..... 54
38	Reculée du Dard vue depuis Baume-les-Messieurs (photo) ..... 54
39	Reculée de la Vallière : coupe transversale en aval de Conliège ..... 55
40	Reculée de la Vallière vue depuis la gorge de Fontenaille (photo) ..... 55
41	Reculée de la Vallière : coupe transversale en aval de Revigny ..... 55
42	Reculée de la Vallière vue depuis la source amont (photo) ..... 55
43	Reculée de la Vallière : carte ..... 56
44	Reculée de la Vallière : le cirque amont (photo) ..... 57
45	Reculée de la Vallière : le cirque de Rochechien (photo) ..... 57
46	Reculée de la Vallière : profil longitudinal ..... 57
47	Reculée de la Vallière : carte des cavités ..... 60
48	Rivière souterraine des Planches ..... 75
49	Rivière souterraine de la Baume (Poligny) ..... 76
50	Rivières souterraines de la Seille nord ..... 76
51	Borne aux Cassots (Nevy-sur-Seille) ..... 76
52	Grotte de Baume-les-Messieurs ..... 77
53	Points de prélèvement des eaux et stations de jaugeage (carte) ..... 80
54	Vallées sèches du plateau lédonien (carte) ..... 87
55	Grottes et gouffres du plateau lédonien (carte) ..... 89
56	Circulations souterraines du plateau lédonien (carte des traçages) ..... 91
57	Alluvions du plateau lédonien et de sa bordure (carte) ..... 95
58	Extension glaciaire et préhistoire ou paléontologie (carte) ..... 97
59	Dépôts glaciaires des Bouchalets (photo) ..... 98
60	Dépôts glaciaires des Bouchalets (photo) ..... 98
61	Coupe de Domblans (photo) ..... 100
62	Coupe de Domblans (croquis) ..... 100
63	Grotte des Romains : stratigraphie du remplissage ..... 100
64	Grotte de la Vieille Grand-Mère : stratigraphie du remplissage ..... 101
65	Coupe des Prés Bergerets (Poligny) ..... 103
66	Coupe des Chaux (Molain) ..... 104
67	Haute vallée du Hérisson (coupe) ..... 116
68	Évolution théorique d'une reculée (bloc diagramme) ..... 117

# TABLE DES MATIÈRES

<b>Avertissement</b> .....	5
<b>Introduction</b> .....	7
<b>Première partie</b>	
<b>1 – Plateau, Vignoble et reculées</b> .....	11
1.1 – Plateau lédonien et Vignoble .....	13
1.11 – Description topographique et géologique .....	13
1.12 – Interprétation tectonique et paléogéographie .....	18
1.2 – Les reculées .....	19
1.21 – Caractères généraux .....	19
1.22 – Problèmes de définition .....	20
<b>2 – Les reculées du Jura lédonien</b> .....	21
2.1 – Reculée de la Cuisance .....	23
2.11 – Topographie et structure .....	23
2.12 – Hydrographie .....	25
2.13 – Alluvions anciennes .....	27
2.13.1 – Niveau de 360 m .....	27
2.13.2 – Niveau de 350 m .....	27
2.13.3 – Niveau de 320 m .....	27
2.13.4 – Niveau de 300-310 m .....	27
2.13.5 – Niveau de 290 m .....	28
2.14 – Karst .....	30
2.15 – Interprétation géomorphologique .....	31
2.2 - Reculée de la Glantine .....	33
2.21 – Topographie et structure .....	33
2.22 – Hydrographie .....	36
2.23 – Alluvions anciennes .....	37
2.24 – Karst .....	37
2.25 – Interprétation géomorphologique .....	38
2.3 - Reculées de la Seille .....	40
2.31 – Topographie et structure .....	40
2.31.1 – Seille nord .....	40
2.31.2 – Seille sud .....	42
2.31.3 – Longebief .....	43
2.31.4 – Dard .....	43
2.31.5 – Branche aval .....	43
2.32 – Hydrographie .....	44
2.32.1 – Seille nord .....	44
2.32.2 – Seille sud .....	44
2.32.3 – Dard .....	45
2.32.4 – Longebief .....	45
2.32.5 – Branche aval .....	46
2.32.6 – Bassin d'alimentation .....	46
2.33 – Alluvions anciennes .....	46
2.33.1 – Niveau de 400 m .....	47
2.33.2 – Niveau de 350 m .....	47
2.33.3 – Niveau de 320 m .....	47
2.33.4 – Niveau de 300 m .....	49
2.33.5 – Niveau de 270 m .....	50
2.34 – Karst .....	50
2.34.1 – Bassin d'alimentation .....	50
2.34.2 – Versants des reculées .....	51
2.35 – Interprétation géomorphologique .....	53

2.4 - Reculée de la Vallière .....	55
2.41 – Topographie et structure .....	55
2.42 – Hydrographie .....	57
2.43 – Alluvions anciennes .....	58
2.43.1 – Niveau de 410 m .....	58
2.43.2 – Niveau de 350 m .....	59
2.43.4 – Niveau de 300 m .....	59
2.43.4 – Niveau de 280 m .....	59
2.44 – Karst .....	60
2.44.1 – Bassin d'alimentation .....	60
2.44.2 - Reculée .....	60
2.45 – Interprétation géomorphologique .....	61

## Seconde partie

<b>3 – Reculées jurassiennes : analyse bibliographique .....</b>	<b>65</b>
3.1 – G.Chabot (1927) .....	67
3.2 – E.Benevent (1932) .....	67
3.3 – R.Lebeau (1947) .....	68
3.4 – A.Journaux (1956) .....	68
3.5 – D.Duplessis-Kergomard et J.Martin (1968) .....	69
<b>4 – Reculées jurassiennes : problèmes d'ensemble .....</b>	<b>71</b>
4.1 – Morphologie des reculées .....	73
4.11 – Localisation et tracé .....	73
4.12 – Modelé de détail .....	74
4.12.1 – Profil des versants .....	74
4.12.2 – Cirques et bouts du monde .....	75
4.12.3 – Évolution des versants .....	77
4.13 – Analyse physico-chimique des eaux .....	79
4.13.1 – Notions climatiques .....	79
4.13.2 – Analyses effectuées .....	79
4.13.3 – Interprétation des résultats .....	81
4.2 – Karst et hydrographie souterraine du plateau .....	86
4.21 – Karst .....	86
4.22 – Hydrographie souterraine .....	88
4.22.1 – Colorations .....	90
4.22.2 – Commentaires .....	92
4.3 – Glaciations quaternaires dans le Jura lédonien .....	94
4.31 – Données de la préhistoire et de la paléontologie .....	96
4.32 – Alluvions glaciaires : problèmes de chronologie .....	97
4.32.1 – Coupe de la carrière de Domblans .....	99
4.32.2 – Grotte des Romains (Baume-les-Messieurs) .....	100
4.32.3 – Grotte de la Vieille Grand-Mère (Mesnay) .....	101
4.33 – Alluvions glaciaires : problèmes de dynamique .....	102
4.33.1 – Coupe des Prés Bergerets (Poligny) .....	103
4.33.2 – Coupe des Chaux (Molain) .....	103
4.4 – Conclusions .....	105
4.41 – Morphologie comparée des reculées du Jura lédonien .....	105
4.42 - Géochronologie .....	105
<b>5 – Notion géomorphologique de « reculée » .....</b>	<b>107</b>
5.1 – Notions traditionnelles .....	109
5.11 – Synthèse bibliographique .....	109
5.11.1 – Vallées d'effondrement .....	109
5.11.2 – Recul des résurgences .....	109
5.12 – Éléments de critique .....	110

5.2 – Effondrements et recul des résurgences .....	111
5.21 – Notions sur les cours d’eau souterrains .....	111
5.22 – Les effondrements souterrains .....	111
5.22.1 – Effondrements généralisés .....	111
5.22.2 – Mécanismes des effondrements partiels .....	112
5.22.3 – Répercussions en surface des effondrements partiels .....	112
5.23 – Le recul des résurgences .....	113
5.3 – Hypothèses nouvelles et conclusion générale .....	115
5.31 – Hypothèses nouvelles .....	115
5.31.1 – Formes topographiques comparables .....	115
5.31.2 – Processus morphogénétique des reculées (hypothèses) .....	116
5.32 – Proposition de définition du terme « reculée » .....	118
5.32.1 – Caractères topographiques .....	118
5.32.2 – Caractères structuraux et lithologiques .....	118
5.32.3 – Caractères hydrographiques .....	118
<b>Bibliographie</b> .....	121
<b>Table des illustrations</b> .....	129
<b>Table des matières</b> .....	131



Jean-Claude Frachon  
1, rue de l'Église  
39800 Colonne (France)

E-Mail : [frachon.jclaud@wanadoo.fr](mailto:frachon.jclaud@wanadoo.fr)