



**HAL**  
open science

## Géologie chambérienne: guide du géologue et de l'amateur - Alpes françaises

Paul Gidon

► **To cite this version:**

Paul Gidon. Géologie chambérienne: guide du géologue et de l'amateur - Alpes françaises. 1963. insu-00923331

**HAL Id: insu-00923331**

**<https://insu.hal.science/insu-00923331>**

Submitted on 2 Jan 2014

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

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

ANNALES  
du Centre  
d'Enseignement Supérieur  
de Chambéry

P. GIDON

GÉOLOGIE CHAMBÉRIENNE

Guide du géologue  
et de l'amateur



Numéro  
hors série

1963

PUBLICATION DE L'ASSOCIATION DES AMIS DU  
CENTRE D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR DE CHAMBÉRY,  
AVEC LE CONCOURS DU CONSEIL GÉNÉRAL DE LA  
SAVOIE, DU COLLÈGE UNIVERSITAIRE SCIENTIFIQUE,  
DU COLLÈGE UNIVERSITAIRE LITTÉRAIRE, DU CENTRE  
DE CAPACITÉ EN DROIT DE CHAMBÉRY.

*Hommage de l'Auteur*

**ANNALES  
du Centre  
d'Enseignement Supérieur  
de Chambéry**

P. GIDON

**GÉOLOGIE CHAMBÉRIENNE**

Guide du géologue  
et de l'amateur



PUBLICATION DE L'ASSOCIATION DES AMIS DU  
CENTRE D'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR DE CHAMBÉRY,  
AVEC LE CONCOURS DU CONSEIL GÉNÉRAL DE LA  
SAVOIE, DU COLLÈGE UNIVERSITAIRE SCIENTIFIQUE,  
DU COLLÈGE UNIVERSITAIRE LITTÉRAIRE, DU CENTRE  
DE CAPACITÉ EN DROIT DE CHAMBÉRY.

## Avertissement

Ce guide est destiné, dans l'esprit de l'auteur, à la fois aux géologues curieux de visiter la région chambérienne, et aux amateurs. Cette double destination implique des difficultés d'exposition que chacun peut immédiatement concevoir, et il est à craindre que ni les uns ni les autres n'en soient satisfaits.

Pour les spécialistes, j'ai cru utile de donner une mise au point générale de la stratigraphie et de la tectonique locale, ces disciplines ayant, au cours des dernières décennies, fait l'objet d'un certain nombre de travaux qui remanient un peu les conceptions anciennes. Mais j'ai surtout cherché, en décrivant des itinéraires précis, à leur éviter les tâtonnements et les pertes de temps que comporterait sans cela la visite d'une région dont les paysages ne leur sont pas familiers. J'ai ajouté à leur intention une bibliographie des travaux parus postérieurement à la thèse de J. Revil.

En ce qui concerne les amateurs, le problème était plus complexe. Aussi, pour éviter d'alourdir l'ouvrage par des considérations classiques, exposées dans tous les manuels, j'ai pensé m'adresser à des lecteurs, dont les connaissances géologiques étaient au niveau d'une bonne culture secondaire. Le problème n'était pas pour autant résolu, car la compréhension de cette étude régionale nécessite la possession non seulement d'idées générales, mais aussi de notions un peu précises sur les caractères particuliers des terrains de la bordure des Alpes. Cette connaissance est d'autant plus importante qu'elle permettra, par comparaison avec la mise au point qui constitue la première partie de l'ouvrage, de relever les aspects spéciaux qui distinguent la région chambérienne des territoires voisins.

Par chance, un admirable ouvrage résout la question. La « Géologie Dauphinoise » de M. Gignoux et L. Moret, fournit toutes les connaissances indispensables, sous une forme attrayante, avec une clarté et une élégance de langage qui les rendent accessibles à tous. J'ai donc cherché à prolonger au Nord du Dauphiné, les descriptions de cet ouvrage, ce qui explique l'analogie des titres. La lecture de la « Géologie Dauphinoise » devra donc pré-luder à l'utilisation de ce guide.

Ce n'est pas sans inquiétude d'ailleurs, que je recommande cet ouvrage au lecteur : la comparaison qu'il sera conduit à faire avec mon guide ne sera certes pas à mon honneur. Mais j'ai cru rendre service aux Chambériens et aux visiteurs de la Savoie. J'ai tenté d'être clair. Puissent ces intentions me valoir quelque indul-gence pour mes insuffisances de style.

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

## Le cadre géographique

Chambéry possède, pour le Géologue, un privilège enviable : construite en bordure de la zone molassique miocène, et dans sa partie la plus rétrécie, la ville se trouve presque aussi proche du Jura, vers l'Ouest, que des massifs subalpins. Entre Bauges et Chartreuse, une large cluse, à travers laquelle apparaissent en fond de tableau les sommets cristallins de Belledonne et des Grandes Rousses, lui a permis de se développer.

C'est dire que la variété des faciès, aussi bien que des structures, sera un des grands attraits de la région. Par suite, une description quelque peu synthétique de cette géologie, va être dominée par l'étude et la comparaison des intrications de faciès ou de structures, entre les diverses zones.

C'est sans doute à cette situation, et aussi à la beauté des coupes naturelles dans ses environs, que Chambéry doit le développement et la persistance d'une école savoyarde de Géologues. Plusieurs d'entre eux se firent une réputation qui passa les limites de la Savoie, et même de la France.

Pour ne citer que les plus célèbres parmi les disparus, nommons Mgr Louis Rendu, grand précurseur des idées modernes en Glaciologie ; le Cardinal Billet ; les Chanoines Chamousset et Vallet ; Hippolyte Lachat, modeste et discret, dont Pierre Termier sut faire miroiter les mérites ; Louis Pillet, avocat, mais surtout géologue : ses intuitions remarquables, soumises à un contrôle rigoureux, lui permirent des découvertes qui, après un siècle écoulé, conservent toute leur valeur. D. Hollande, intuitif lui aussi, et dont les intuitions avaient parfois l'éclat du génie.

Malheureusement, l'immense étendue du terrain qu'il étudia, ne lui laissa que de loin en loin l'occasion de vérifier au marteau l'exactitude de ses idées. Joseph Revil enfin, ardent au travail, passionné pour sa géologie et pour sa Savoie, dont un maître comme W. Kilian avait fait plus qu'un collaborateur : un ami. Sa large érudition lui permit de publier, en 1911, les deux volumes d'une thèse sur la Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de Savoie, travail exhaustif, auquel pendant longtemps encore, tout géologue parcourant la région chambérienne, devra se référer (1).

Dès lors, la géologie chambérienne était codifiée en un ensemble de connaissances homogènes, harmonieusement groupées en un tout synthétique. Les travaux parus ultérieurement ne furent plus que des mises au point ou des corrections de détail, voire de simples adaptations de faits déjà connus à des hypothèses plus modernes. Ils ne modifient pas les conceptions d'ensemble.

(1) J. RÉVIL : *Géologie des chaînes Jurassiennes et Subalpines de la Savoie*. Thèse, Grenoble, 1911. On trouvera dans cet ouvrage une bibliographie complète des travaux parus avant 1911.

## Éléments structuraux

La partie de la Savoie qui va être étudiée ici, se limitera vers l'Ouest et vers le Nord aux vallées du Rhône et du Fier. Au Sud, le Guiers Vif, qui coule en Chartreuse, ne sera pas dépassé. Le bord subalpin près de Chapareillan puis, à partir de Montmélian, les chaînons les plus méridionaux des Bauges, jusqu'au Chéran, formeront notre limite, qui rejoindra le Fier au Nord de Rumilly. Nous nous permettrons pourtant, au cours d'une excursion, de nous échapper quelque peu vers la chaîne cristalline de Belledonne.

\* \* \*

Entre le Rhône et la dépression Chambéry-Albens-Rumilly, se dressent de longues croupes en pente douce vers l'Est, mais abruptes vers l'Ouest. Toutes s'affaissent à leurs extrémités méridionale et septentrionale, et disparaissent sous les collines ou les dépressions molassiques. Ces chaînes appartiennent au Jura.

En partant du Rhône, nous trouverons d'abord la chaîne du Mont Tournier, allongée de Saint-Béron à Yenne, et se prolongeant au Nord de la cluse du Rhône, par la Montagne de Parves. Une longue dépression où se loge le lac d'Aiguebelette, passe à Novalaise et Yenne, et par la vallée du Rhône atteint les marais de Lavours. Elle sépare le premier chaînon jurassien de la Chaîne du Mont du Chat.

Franchie par le Guiers Vif en des gorges pittoresques, à proximité des Echelles, cette haute muraille, longue de 40 kilomètres,

va s'affaisser au Nord sous la Chautagne. Un ressaut de la chaîne, le Mollard de Vions, pointant au-dessus des alluvions, forme jalon soulignant la continuité du Mont du Chat et du Grand Colombier de Culoz.

Nous parvenons maintenant à la dépression du Lac du Bourget et de Chambéry, grossièrement parallèle à celle de Novalaise. Cette dépression se ramifie à Aix-les-Bains, et tandis que sa branche occidentale suit la vallée du Rhône vers Seyssel, son rameau oriental s'étale largement entre Albens et Cusy, Rumilly et Alby-sur-Chéran. Entre ces deux rameaux surgit un dernier chaînon jurassien : la chaîne de la Chambotte — Montagne des Princes, sciée au Nord par la cluse du Fier.

Vers le Sud, la dépression chambérienne s'effile au maximum dans la vallée de l'Hyère. Les chaînons occidentaux de la Chartreuse (Corbelet-Outheran) ne sont plus séparés des flancs du Mont du Chat que par une étroite vallée. Mais, nous le verrons, cette chaîne de l'Outheran, géographiquement cartusienne, appartient en fait elle aussi au Jura.

Nous entrons désormais dans les chaînes subalpines. Au Sud, la Chartreuse, dominée ici par la masse du Granier et sa menaçante paroi Nord, s'affaisse peu à peu sous la cluse de Chambéry. Mais ses chaînons s'ennoient fort peu sous les alluvions quaternaires, et bientôt reparaissent à la célèbre colline de Lémenc, base du Nivolet, et premier contrefort du massif des Bauges, limité au bord subalpin entre Montmélian et Saint-Pierre-d'Albigny.

Enfin, par delà la Cluse, vers le Sud-Est, la longue et ample vallée de l'Isère nous sépare des collines liasiques de sa rive gauche, et de la Sierra neigeuse de Belledonne.

## Les terrains

La puissance de chacune des formations sédimentaires, qui apparaissent dans la région chambérienne, est beaucoup plus grande dans la zone subalpine que dans le Jura. Il en résulte que le Jura, encore qu'il soit entamé par l'érosion à une bien moins grande profondeur, nous montre les terrains de beaucoup les plus anciens. On peut en effet y observer l'Aalénien, tandis que dans les Bauges, comme en Chartreuse, tous les étages inférieurs au Séquanien sont cachés dans la profondeur. Il faudrait remonter au Nord-Est des Bauges, près d'Albertville, pour retrouver le Lias.

Par contre, la série secondaire des chaînes jurassiennes ne monte pas, à une exception près, plus haut que l'Urgonien, sur lequel transgressent les formations tertiaires. Au contraire Albien et Senonien sont bien représentés dans certains massifs subalpins.

Ces différences, en rapport avec la Paléogéographie, témoignent, on le sait depuis longtemps, de conditions de sédimentation peu profondes, parfois littorales et même continentales à l'Ouest ; géosynclinales à l'Est. Une étude détaillée viendra confirmer et nuancer à la fois ces conclusions.

Les formations tertiaires nous montreront, elles aussi, des différences tranchées entre les parties alpine et jurassienne de la région. Ces différences plus complexes qu'à l'ère secondaire, doivent leur complexité au fait que nous avons affaire ici, à des dépôts dont l'accumulation fut en partie contemporaine des phases paroxysmales de la surrection alpine.

Ce n'est qu'au Quaternaire qu'apparaîtront des formations uniformes dans toute l'étendue de notre territoire. L'uniformité

des conditions continentales régnant sur toute la région chambérienne, au cours de cette brève période post-tectonique, ne permettait pas d'autres variations de nature des dépôts, que celles qui résultaient du relief : en plus des formations glaciaires, les vallées vont s'enrichir d'alluvions fluviales ou lacustres.

Nous allons passer brièvement en revue les terrains des différents étages géologiques représentés ici.

\* \* \*

## LES TERRAINS SECONDAIRES JURASSIQUE

### *Aalénien*

Les terrains de cet étage n'existent que sur le versant occidental du Mont du Chat, où ils affleurent grâce à la présence d'une faille longitudinale. La connaissance de leur âge résulte de la découverte faite par J. Révil, d'une Ammonite rapportée par L. Pillet à *Harporceras Murchisonae* Sow. Ce sont des calcaires grenus, spathiques, noir bleuâtre, parfois tachés d'oxyde de fer. Entremêlés de lits marneux à la partie supérieure de l'étage, seule connue de Révil, ils sont un peu siliceux plus bas et toujours très durs.

On peut les observer non seulement au bord de la route qui, du col du Mont du Chat descend vers Yenne, où ils n'ont guère que 15 mètres d'épaisseur visible, mais encore dans la gorge ouverte entre le col et les lacs de Chevelu. Là leur puissance observable dépasse 40 mètres. Leur formation disparaît au Nord de cette gorge par le jeu d'une faille transversale. Il faudrait franchir le Rhône au Nord, et atteindre la base du Grand Colombier, à l'Ouest de Culoz, pour retrouver l'Aalénien.

### *Bajocien*

C'est encore le Mont du Chat qui va nous montrer les seuls affleurements bajociens compris dans le périmètre de notre description.

Au-dessus de l'Aalénien, on voit des calcaires bleuâtres, spathiques, contenant de rares fragments d'Encrines. Avec un *Coeloceras* d'espèce indéterminable, y a été trouvé *Belemnites Sulcatus* Milles. Ces calcaires sont faciles à identifier grâce aux nombreux

silix qui les parsèment, allongés perpendiculairement à la surface des couches. Ils sont surmontés par des calcaires brun grisâtre, très spathiques, riches en débris de Crinoïdes.

La puissance de cet ensemble est assez variable : elle n'atteint pas 30 mètres sur la route du Col du Chat, alors que j'en ai rencontré 60 mètres plus au Sud, au-dessus de Vernatel, où les assises supérieures m'ont procuré un bon échantillon de *Parkinsonia Subarictis* Wetz. J.-M. Aymé (1) en a observé 45 mètres près de Chanaz. On peut également les observer vers 560 mètres d'altitude, sur la route de Monthoux, et entre 250 et 270 mètres seulement, au bord de la route de Chanaz à Lucey. Ces deux derniers affleurements sont, nous le verrons, séparés par un accident tectonique. L'affleurement inférieur se termine par une surface corrodée et brunie : un hard ground témoignant de changements des conditions de sédimentation (1).

### *Bathonien*

Cet étage a la même répartition géographique que le Bajocien. Les meilleures coupes se voient sur la route du col du Mont du Chat, et aussi entre Lucey et le calvaire qui domine ce village.

Peu variable d'un gisement à l'autre, ce Bathonien débute par des alternances de calcaires gréseux gris, et de marnocalcaires gris bleuâtre. Ces couches sont lumachelliques à la base avec *Ostrea Acuminata* Sow. Vers le sommet, ce Bathonien inférieur contient *Pholadomya Murchisonae* Sow. Il est surmonté par des marnes bleues et des calcaires grossiers, grumeleux, contenant des fragments de *Parkinsonia* à Lucey. Le tout a une puissance de 60 mètres.

Les derniers bancs passent progressivement à des calcaires plus fins, durs, très siliceux, ocreux en surface, gris-bleu en profondeur. Ils contiennent en abondance des rognons de calcaires siliceux biscornus, de composition très voisine de la roche encaissante. Les 15 derniers mètres des couches dont les 50 mètres de puissance totale peuvent être rapportés au Bathonien supérieur, redeviennent marneux. Mais ils se terminent par un banc très dur de calcaire siliceux, brun en surface, gris-bleu à points rouges en profondeur.

### *Callovien*

Les couches oolithiques et ferrugineuses, jadis utilisées comme castine, ont acquis la célébrité dans leur gisement du Mont du

(1) J.-M. AYMÉ, D.E.S., Lyon, 1950.

Chat, par leur richesse en fossiles et la bonne conservation de ceux-ci. Les affleurements, difficiles à trouver sous les prairies qui les recouvrent, sont cependant encore observables en plus d'un point. Deux affleurements sont d'accès particulièrement facile près du Col du Chat, l'un à 50 mètres au Sud de la route d'Yenne, l'autre au-dessus de la route de Monthoux. Deux autres donnent de bonnes coupes plus au Nord : sur le talus de la route Lucey-Les Puthod d'une part, et d'autre part à 300 mètres au Nord-Ouest de Landard.

La puissance totale de ce Callovien varie entre 0,5 et 2,2 mètres suivant les points. C'est dire que pendant cette période, la sédimentation a été extraordinairement réduite, ce qui contraste avec la surabondance des fossiles, et notamment des Ammonites. La richesse des couches en oxyde de fer, l'abondance des oolithes, le fait que la surface supérieure de ce Callovien a un aspect bosselé, tous ces caractères suggèrent un sédiment formé dans des eaux agitées, et fortement oxygénées, interdisant l'accumulation des vases fines. Ce remaniement constant, contemporain du dépôt, devait réaliser un mélange des faunes successives, et surtout des Ammonites, dont les coquilles venaient s'entasser là.

Pourtant E. Lemoine a cru pouvoir définir dans cet étage une succession stratigraphique de sept zones, englobant les trois zones paléontologiques à *Macrocephalites Macrocephalus*; *Reineckeia anceps*; *Peltoceras athleta*. Il étaye ses conclusions sur une abondante liste d'espèces, dont il donne la répartition dans les diverses zones. Or, des tableaux de répartition de cet auteur, se dégage de prime abord l'impression que la plupart des espèces citées s'étendent à un grand nombre de ses zones. C'est là une constatation favorable à l'idée d'un remaniement sur place.

Désireux de serrer de plus près la question, je me suis livré à une statistique comparée du nombre des individus déterminés dans chaque espèce citée, et du nombre de zones contenant chaque espèce.

Sur les 50 espèces d'*Hecticoceras* étudiées par E. Lemoine, à partir des 500 échantillons recueillis, 10 espèces seulement sont limitées à une seule zone. Neuf d'entr'elles n'étant représentées que par un échantillon, il est impossible de savoir si ces espèces ne s'étendaient pas aux autres zones. Quant à la dixième, elle n'est connue que par deux échantillons. Dès qu'une espèce est représentée par cinq échantillons, on la trouve au moins dans quatre zones. Quant aux espèces à nombreux individus, elles s'étalent toutes dans au moins cinq zones, souvent six, et parfois sept.

Ainsi donc, s'il arrive que des espèces connues par des échantillons peu nombreux aient une grande extension dans le temps, jamais par contre on ne voit de nombreux échantillons d'une

même espèce se cantonner dans une zone limitée. Mieux encore, *Hecticoceras bituberculatum* Tsytt., qui n'est représenté que par deux échantillons, apparaît néanmoins dans quatre zones.

Ce sont là des faits qui traduisent une répartition uniquement due au hasard. Tout se passe comme si dans un même tas de coquilles, on avait mélangé des espèces, les unes riches, les autres pauvres en individus. Le fait que les Cardioceratidés apparaissent à Chanaz, dans la zone à *R. Anceps*, signifie simplement que les conditions de sédimentation du Callovien, les remaniements sous-marins contemporains du dépôt, ont pu persister jusqu'au début de l'Oxfordien, si toutefois ces Cardioceratidés n'appartiennent pas à la zone à *Peltoceras athleta*.

Cet aspect du Callovien s'accorderait assez bien avec les conditions de sédimentation qui peuvent se produire dans une région maritime, peu profonde, où des courants de sens contraire viendraient se rencontrer. Ces courants, balayant le fond marin de tous les sédiments fins, créeraient par leur rapprochement, des zones de remous, à la fois favorables à la formation et à l'oxydation des oolithes, et à l'accumulation des coquilles flottantes. Ainsi, tandis que les Brachiopodes pourraient avoir vécu sur place, dans ce biotope spécial, les Ammonites s'y seraient rassemblées à la suite d'un transport *post mortem*. L'idée de remous entre des courants relativement peu rapides, soulevant parfois et laissant retomber les éléments du fond sous-marin, s'accorde avec le fait que les fossiles ne sont pas roulés, et n'ont donc pas subi de long transport autrement qu'en flottant.

\* \* \*

Pour trouver des points où le Callovien soit représenté dans la zone subalpine, il faudrait aller au Sud de Chapareillan au-dessous de Fort-Barraux. On trouve là en effet des schistes noirs, à Posidonomyes qui peuvent être rapportés à cet étage. Ces mêmes schistes sont observables à la limite Est des Bauges, près de Saint-Pierre-d'Albigny.

Comme on le voit, dès que le même étage est représenté à la fois dans le Jura et à la base des massifs subalpins, c'est avec des faciès tout-à-fait différents. Les schistes monotones de Fort-Barraux témoignent d'une sédimentation tranquille, vaseuse et assez profonde, qui s'oppose aux hauts fonds sillonnés de courants de la mer jurassienne.

#### Oxfordien

Je serai très bref en ce qui concerne cet étage. S'il est réellement représenté en effet, dans la zone subalpine, uniquement

au-dessus de Fort-Barraux, ainsi que dans les contreforts orientaux des Bauges, je ne crois pas à son existence dans la partie du Jura qui nous intéresse ici.

A Fort-Barraux il a le faciès caractéristique des schistes à miches, comme sur toute la rive droite du Grésivaudan.

Entre Cruet et Saint-Pierre-d'Albigny, ce sont des marnocalcaires noirs, alternant à leur base avec des marnes et contenant alors des rognons de Pyrite.

Nous avons vu qu'au Mont du Chat, quelques Cardioceratidés se montraient dès la zone à *Reineckeia anceps*. Il est probable qu'ils proviennent du sommet du Callovien. Si toutefois ils appartenaient à l'Oxfordien, l'absence de toute faune des zones à *C. Mariae* et *C. Cordatum* dans les sédiments surmontant le Callovien, nous ferait conclure à une destruction totale de l'Oxfordien. Ce sont en effet des fossiles caractéristiques de l'Argovien qu'on rencontre dans ces sédiments.

Il est plus vraisemblable de penser qu'au Callovien déjà si réduit, a succédé une période non pas d'émersion, mais d'arrêt de la sédimentation. J'y verrais volontiers le résultat d'un changement de régime des courants marins, avec prédominance nette d'un courant pauvre en oxygène, suppression des remous et balayage continu d'un fond en cours d'affaissement.

#### Lusitanien

Car un affaissement s'est produit avant le début du Lusitanien et les masses de marnes et marno-calcaires de cet étage, alternant sur une épaisseur de 300 mètres, forment un saisissant contraste avec les 2 mètres au maximum du Callovien.

Ces roches, de teinte assez claire, gris bleuté, fournissent, au Mont du Chat, des faunes allant de l'Argovien au Séquanien, mais il est impossible d'y caractériser un étage Rauracien. L'allure plus profonde des sédiments, due très certainement à un affaissement épirogénique de la région, va rapprocher leur faciès de ceux des massifs subalpins. C'est qu'en effet, simultanément, la fosse dauphinoise s'est remplie et les sédiments de son bord occidental ont pris une teinte plus claire en s'enrichissant en calcaire. On ne peut donc s'étonner de voir exploiter le Lusitanien en qualité de pierre à ciment, dans les carrières du Col du Chat aussi bien que dans celles de Vif en Dauphiné. Notons cependant que c'est le Séquanien qui est exploité ici, et non pas l'Argovien comme à Vif.

Hors du Mont du Chat, nous trouverons le Lusitanien au pied du « Bord Subalpin » près de Chapareillan. Sa base, recouverte par les moraines, ne devient visible que plus au Sud, vers Barraux

et seul affleure le Séquanien dans les limites de notre région. Par contre, l'Argovien et le Séquanien existent l'un et l'autre dans la partie orientale des Bauges, celui-là plus marneux et schisteux, celui-ci plus calcaire et de teinte plus claire.

Deux autres points montrent également le Séquanien dans les contreforts Sud-Ouest du massif des Bauges, l'un très réduit, près du hameau des Barrandiers, 3 kilomètres environ au Nord de Chambéry. Un autre, bien plus vaste, se trouve à la base du petit massif du Mont Saint-Michel, près de Challes-les-Eaux. On sait que l'eau hypersulfurée de cette station provient des fissures des marnocalcaires séquanien. Ces derniers n'ont pas ici les teintes relativement claires qu'on leur connaît partout ailleurs : souvent gris sombres, presque noirs, sauf au sommet de l'étage, leurs éboulis, toujours de petit calibre, ont des formes prismatiques, qui complètent leur ressemblance avec les marnocalcaires herriasiens.

#### Kimméridgien

Cet étage est bien représenté partout, tant dans la zone subalpine que dans les chaînes jurassiennes, mais avec des faciès notablement différents.

La chaîne du Mont Tournier, et notamment la partie aval de la cluse du Rhône, à La Balme et sous la chartreuse fortifiée de Pierre Chatel, en donne de belles coupes. Le Ptérocérien y est représenté par des calcaires de teinte claire, à petits Bivalves, Brachiopodes et Echinides au sommet. La partie moyenne de ces calcaires est extrêmement riche en nodules de silex zonés, où les zones concentriques alternativement claires et brunâtres, devenant de plus en plus étroites vers la périphérie, traduisent les phénomènes colloïdaux qui ont présidé à leur formation.

Séparé de cette formation par un mince niveau dolomitique jaunâtre (2 mètres), assez irrégulier d'ailleurs en puissance et en position, et des calcaires grenus et même spathiques, on rencontre ensuite un énorme récif compact, dont l'épaisseur atteint certainement au moins 140 mètres, notamment sous la Chartreuse de Pierre Chatel. Il est formé de calcaires souvent très blancs, parfois un peu rosés, pas du tout stratifiés et où les poly-piers sont fréquents.

Les calcaires à la base du Ptérocérien avaient montré des fragments indéterminables de Perisphinctidés. Ils m'ont fourni, à un kilomètre environ au Sud de La Balme un bon exemplaire d'Ammonite : *Ataxioceras Inconditum* Font. Ce complexe de calcaires à silex peut donc être synchronisé avec la zone à *Stre-*

*blites tenuilobatus*, alors que J. Révil et plus tard J. Favre et A. Richard, y voyaient le niveau immédiatement supérieur à cette zone.

Près de la Maladière, au bord du Rhône, des calcaires extrêmement riches en Nérinées recouvrent ce Kimméridgien et constituent le passage au Portlandien.

Les calcaires à silex de même faciès qu'à La Balme sont bien représentés à la base de l'anticlinal de Lierre, au bord de la route d'Yenne à Lucey, près d'Étain. Le récif supérieur est à peine observable, dans cette région intermédiaire entre l'anticlinal Mont Tournier - Montagne de Parves et la chaîne du Mont du Chat.

Des traits caractéristiques du Kimméridgien du Mont du Chat vont le différencier de celui de La Balme. Notons tout d'abord la plus grande puissance de cet étage, qui varie entre 400 et 450 mètres, alors qu'elle n'atteint pas 200 mètres à La Balme. La partie inférieure de la formation est constituée par des calcaires marneux en petits bancs de teinte assez foncée. Ils ont de tout temps attiré l'attention par leurs remarquables plissements. Une faunule d'Ammonites de la zone à *St. tenuilobatus* permet de préciser leur âge.

Cette formation de base est surmontée par des calcaires le plus souvent sublithographiques, parfois oolithiques (Montagne de la Charvaz) d'épaisseur assez variable. Ils ont 70 mètres de puissance au Col du Chat, et il est curieux de constater que Révil n'en parle pas dans la coupe qu'il a décrite là. L'explication de cet oubli tient à la présence d'une faille transversale, qui au bord de la route suivant laquelle cet auteur a fait ses observations, amène les calcaires plissotés de la zone inférieure, au contact avec les dolomies surmontant les calcaires sublithographiques. Ces derniers se sont ainsi trouvés escamotés.

Les dolomies grenues et jaunâtres, sensiblement synchrones de celles de La Balme, atteignent ici une puissance de 20 à 30 mètres, décroissant vers le Sud. Elles forment un intéressant niveau repère dans le versant Ouest de la chaîne. Plus tendres que les calcaires entre lesquels elles affleurent, elles déterminent un replat qui est utilisé sur une bonne partie de son trajet par le sentier montant du Col à la Dent du Chat.

Le Kimméridgien se termine par la masse des calcaires récifaux tout à fait semblables à ceux de La Balme, et qui forment notamment la Dent du Chat. Ces calcaires m'ont procuré de beaux échantillons de Polypiers branchus et aussi des formations d'aspect finement zoné, d'origine probablement végétale.

Avant de quitter le Mont du Chat, rappelons que son prolongement méridional, la chaîne de l'Épine, a montré à P. Donze, à la base du Virgulien, des calcaires lacustres à gyrogonites de *Chara*. Il s'est donc produit une émergence dans cette partie du

Jura, et ce fait devra être rapproché de certaines observations que j'ai pu faire dans la zone subalpine.

Nous retrouvons le Kimméridgien dans la chaîne de la Chambotte, au lieu dit le Grand Rocher, au bord du Lac du Bourget. Là, au-dessous du Portlandien bien caractérisé, se montrent des calcaires marneux, gris bleuté, en petits bancs. Ils ne contiennent pas de fossiles, et seule leur situation sous le Portlandien conduit à les dater du Kimméridgien. Ils ne présentent, comme on le voit, aucune ressemblance avec les couches supérieures de cet étage dans les autres chaînes jurassiennes. Par contre, nous allons constater que leur faciès se rapproche beaucoup de celui du Kimméridgien subalpin.

La zone subalpine montre un Kimméridgien bien développé en de nombreux points. On peut l'observer facilement au bord de la route qui monte de Chapareillan à La Pallud et Belle Combe. Il est aussi bien représenté dans le massif de Curienne-La Thuile, ainsi qu'à l'Ouest de Challes-les-Eaux, aux rochers Cazard. Mais c'est près du village de la Croix-Rouge, au Nord de Chambéry, qu'il s'est montré le plus intéressant : c'est dans les carrières ouvertes dans le flanc Ouest de l'anticlinal de Lémenc que L. Pillet a trouvé les éléments de ses mémoires paléontologiques.

Le Kimméridgien est formé de calcaires plus marneux et plus sombres à la base, toujours d'un gris bleuté, subdivisés en bancs de quelques décimètres d'épaisseur, et recoupés par des diaclases très nombreuses. C'est à cette disposition, qui en permet une extraction facile, et à l'excellente résistance de la roche, dure, peu altérable et prenant à l'air une patine gris claire, que l'on doit l'ouverture de nombreuses carrières d'où sont sortis presque tous les matériaux de construction du vieux Chambéry.

La puissance totale de l'étage varie de 280 à 300 mètres dans lesquels les 250 mètres de la base représentent la zone à *St. tenuilobatus*, le Kimméridgien supérieur, formé de gros bancs, n'ayant qu'une épaisseur moyenne de 30 mètres.

Une carrière récemment remise en exploitation près de la Croix-Rouge-Dessous, montre à la limite supérieure du Kimméridgien inférieur, une couche marneuse, épaisse de 30 à 40 centimètres suivant les points, et très fossilifère. Les fossiles y sont assez souvent tachés de vert, et ces macules vert sombre peuvent aussi s'observer à la surface des feuillets de marne. Beaucoup de ces fossiles sont déformés par pression ; un bon nombre sont usés, ce qui a fait disparaître en grande partie leur ornementation. Parmi ceux dont le bon état permettait une détermination (1) citons :

(1) Ces déterminations sont dues à Monsieur le Général COLLIGNON, qui, avec beaucoup d'amabilité, a bien voulu mettre à mon service sa grande compétence.

*Holectypus depressus* Lmk.  
*Simaspidoceras septemfinale* Qu.  
*Aspidoceras cf. Pippini* Opp. assez usé, avec aptychus en place.  
*Perisphinctes Sautieri* Font.  
*P. Unicomplus* Font.  
*P. Achilles* d'Orb.  
*P. Capillaceus* Font.  
*Ataxioceras sp. aff. desmoïdes* Weg. très voisin du type.  
*A. Guentheri* Opp.  
*Oecotraustes dentatus* Rein.  
*Taramelliceras compsum* Opp.  
*T. cf. Pugile* Neum.  
*T. disceptandum* Font.  
*T. gr. callicerum* Opp.  
*Streblites tenuilobatus* Opp.  
*Haploceras (Hypolissoceras) carachteis* Zeusch.  
*Physodoceras polysarcum* Font.  
*Amoeboceras Cricki* Salf.  
*Aptychus latus* Woltz.  
*Aptychus imbricatus* V. Meyer.

Cette liste serait de peu d'intérêt si elle ne visait qu'à énumérer les formes existant dans le gisement. Mais on peut constater que si elle comporte une majorité d'espèces de la zone à *St. tenuilobatus*, toutefois certaines d'entre elles se situent plutôt à la partie supérieure du Kimméridgien, notamment *Taramelliceras Pugile* et *Haploceras carachteis*, de sorte qu'on a l'impression d'un mélange de formes appartenant à plusieurs zones de l'étage. Cette impression s'accorde avec l'observation déjà faite, de l'usure d'un bon nombre de fossiles, qui semblent avoir été roulés. Par ailleurs, la présence de taches vertes est un caractère assez fréquent dans les couches remaniées sans émerision, par action de courants sous-marins.

On voit donc que la limite entre Kimméridgien inférieur et supérieur présente des caractères comparables à ceux que nous avons notés au Mont du Chat pour le Callovo-oxfordien. Là encore il y aurait eu un arrêt de sédimentation assez prolongé, dû à des courants balayant le fond. Il est à présumer que ces conditions résultaient d'un exhaussement de ce fond marin, exhaussement confirmé par des observations faites dans des régions voisines : dans un récent Diplôme d'Études supérieures, R. Machabert signale en Chartreuse la présence d'un niveau d'Ammonites roulées entre le Kimméridgien et le Portlandien.

Si nous nous rappelons l'émerision notée par P. Donze au début du Virgulien dans le Jura méridional, on arrive à concevoir le Kimméridgien supérieur comme une période où notre région

avoisinaït un littoral, probablement une série d'îles ou d'îlots entourés d'une mer peu profonde.

\*  
 \*\*

Finalement, cette rapide étude du Kimméridgien nous montre clairement le passage progressif, d'Ouest en Est, de faciès littoraux, récifaux au sommet, à des faciès de plus en plus vaseux. Ces derniers gagnent progressivement de la base vers le sommet à mesure qu'on s'éloigne du Jura vers l'Orient. Il n'est pas indifférent de noter l'apparition de faciès de type subalpin dans un chaînon nettement jurassien (la Chambotte). Enfin des mouvements de surélévation vont se manifester avec émerision locale dans les périodes terminales de l'étage.

#### Portlandien

Nous rencontrerons les dépôts portlandiens dans toutes les zones de notre région, mais avec des faciès très différents, surtout dans la partie supérieure de l'étage : tandis que les chaînes jurassiennes nous montrent des calcaires à Nérinées, *Diceras* et *Itieria*, et passent à leur partie supérieure aux couches lacustres du Purbeckien, les massifs subalpins possèdent un Portlandien qui, avec le Kimméridgien supérieur, difficile à en distinguer, a le faciès à Céphalopodes du Tithonique.

La cluse de La Balme permet de constater, dans les carrières de La Maladière, près de Yenne, une alternance de calcaires sublithographiques et de calcaires dolomitiques jaunâtres, dans la partie inférieure du Portlandien. En outre, quelques lits, d'épaisseur centimétrique, de marnes vertes, contenant parfois même de petits cailloux noirs, viennent s'intercaler entre les bancs. On note alors l'aspect corrodé et une légère rubéfaction de la surface des calcaires sous-jacents.

Il s'agit là d'une première ébauche, très précoce, des faciès Purbeckiens. Il serait hasardeux d'adopter ici les conclusions de certains spécialistes modernes du Purbeckien qui veulent faire débiter cet étage dès les premières apparitions de marnes lacustres. Ce serait intégrer au Purbeckien les neuf dixièmes du Portlandien S.L.

Je ne ferai que rappeler le mémoire fondamental de G. Mailard qui a rendu classique la coupe du Purbeckien dans cette région.

Si des bancs dolomitiques existent également dans le Portlandien inférieur de la Chambotte, ils font par contre défaut dans

la chaîne du Mont du Chat. Mais dans ces deux chaînes existent également les dépôts purbeckiens. Notons que les alternances de couches marines et saumâtres y débutent plus tardivement qu'à Yenne. Dans un travail récent, P. Donze a donné une analyse très poussée de ce Purbeckien entre la Chambotte et le Val du Fier.

Les mémoires de L. Pillet ont rendu classique le Portlandien de la colline de Lémenc. Nous sommes ici dans la zone subalpine, les faciès à Céphalopodes se développent, tandis que le Purbeckien n'existe plus. Cependant, au-dessus des gros bancs à *Oppelia lithographica* de la base du Tithonique, une pseudobrèche très fossilifère est un indice de relèvement du fond, que confirme, au-dessus, l'apparition de calcaires où une riche faune de Polypiers s'associe aux Ammonites. On observe donc là un terme de passage entre le Portlandien littoral ou même continental du Jura, et le Tithonique franchement géosynclinal de Chartreuse, où la pseudobrèche disparaît, tandis que les faciès à Polypiers du sommet ne persistent que dans l'extrême Nord de ce massif.

Pour en terminer avec le Portlandien, rappelons que J. Révil avait classé dans cet étage les calcaires organogènes dits « calcaires grossiers de Montagnole », séparés du sommet des calcaires sublithographiques vraiment tithoniques, par des marnes d'aspect berriasien. Nous verrons bientôt que les calcaires grossiers de Montagnole appartiennent en fait au Berrias.

\* \*

#### CRÉTACÉ

Le début du Crétacé est marqué, dans la région chambérienne, par un affaissement général, qui va ramener sur toutes les zones des conditions marines. Il ne semble pas toutefois que cet affaissement ait été très considérable, même dans les chaînes subalpines.

##### *Valanginien*

Le retour des conditions marines, après l'émergence purbeckienne, va produire dans le Jura, le dépôt des calcaires à Nérinées et Natices, accompagnées de Brachiopodes et de Miliolidés. C'est le « Marbre bâtard » bien connu. Ce calcaire assez littoral, fait place dans les chaînes subalpines à des faciès vaseux à Céphalopodes : les marno-calcaires berriasiens. Le passage latéral entre

les deux formations peut d'ailleurs s'observer, ainsi que l'avait déjà noté J. Révil, dans le chaînon de l'Outheran, en Chartreuse occidentale.

Toutefois, Révil manque un peu de nuances lorsqu'il écrit : « là où se montrent les couches berriasiennes, n'existent pas les « Marbres bâtards. » Si son affirmation est généralement vraie, j'ai cependant trouvé une exception à cette règle en étudiant le versant Nord-Ouest du Revard.

Dans ce versant, de structure beaucoup plus complexe qu'on ne le croyait jusqu'ici, j'ai observé à deux niveaux tectoniquement superposés, une succession anormale des assises. Sur des marnes et marno-calcaires berriasiens bien typiques, et dont l'épaisseur, de l'ordre de 80 mètres est parfaitement normale, se superposent des calcaires blancs jaunâtres ayant exactement le faciès des « Marbres bâtards ». Ces calcaires, puissants d'une bonne centaine de mètres, sont séparés par des intercalations marneuses alternant avec des bancs calcaires de plus en plus jaunes, des calcaires bicolores classiques du Valanginien supérieur.

On voit donc que le faciès « Marbres bâtards », s'il est bien, en général, contemporain de la faune de Berrias, a pu se prolonger, ou plutôt apparaître plus tardivement, pendant la partie inférieure du Valanginien moyen, dans certaines des portions les plus occidentales des chaînes subalpines.

Il faut remarquer d'ailleurs que le Revard prolonge au Sud, par l'intermédiaire de la Montagne de Banges, l'anticlinal du Semnoz, où L. Moret a montré l'existence du Purbeckien. Il semble donc que cette partie Nord-Ouest des Bauges ait eu à des époques quelque peu variables suivant les points, des vicissitudes de sédimentation à peu près calquées sur celles du Jura méridional.

Les calcaires zoogènes qui occupent la presque totalité du Valanginien moyen au Revard, passent d'ailleurs latéralement, au Sud, aux marnes valangiennes typiques, dans le même chaînon, quand on arrive dans les contreforts du Nivolet.

Les couches berriasiennes montrent des formations assez particulières dans la région chambérienne ; ce sont les « Calcaires grossiers de Montagnole ». L'âge de ces calcaires paraissait portlandien à J. Révil, qui y avait déterminé de nombreux fossiles jurassiques, tous très fragmentaires d'ailleurs. Un galet trouvé par A. Pachoud dans cette formation, permit à L. Moret d'y découvrir des Oogones de *Chara*. Le galet provenait donc de l'érosion des dépôts purbeckiens du proche Jura, et les « calcaires grossiers » qui le contenaient, et qui sont inclus entre des bancs marneux de type Berrias ne pouvaient être que berriasiens.

Ces mêmes « Calcaires grossiers de Montagnole », très souvent bicolores et ressemblant beaucoup au Valanginien supérieur,

avaient été considérés comme tels par J. Révil qui les avait observés au Nivolet. J'ai pu constater que ces calcaires roux du Nivolet contenaient des Calpionelles. Comme ces Protozoaires ne dépassent pas le Berrias dans nos régions, j'avais une preuve que le Valanginien supérieur de Révil était en fait du Berrias.

Une nouvelle preuve plus convaincante encore, me fut fournie dans les pentes occidentales de la même chaîne, sous le Col du Pertuiset, par un nouvel affleurement de ces calcaires, qui là aussi, étaient pris par Révil pour du Valanginien supérieur. Or une belle faune d'Ammonites que j'eus la chance d'y découvrir, permit encore de ramener au Berrias l'âge de ces calcaires.

Ces « calcaires grossiers de Montagnole » constituent des dépôts organogènes probablement formés dans des fonds marins relativement peu profonds et agités par des courants. Ils se présentent en grandes lentilles aplaties, passant sur leurs bords aux marnes berriasiennes par intrication de feuillets superposés alternant avec des feuillets de marnes. Ces lentilles montrent à différents niveaux, et surtout sur leurs bords, d'assez fréquents « Hard grounds » qui confirment l'influence des courants dans leur mode de formation, ce qui explique l'abondance, à Montagnole, des débris de fossiles portlandiens. Ceux-ci proviennent très certainement de l'érosion sous-marine ayant attaqué les dépôts du Jurassique supérieur dans une région voisine, et probablement occidentale (Jura).

J'ai pu retrouver des « Calcaires grossiers de Montagnole » jusque dans la forêt de Malissard, en Chartreuse, assez près du Col de Saulce. Il me semble que ce point représente la limite de l'extension méridionale de ce faciès.

\* \* \*

Le Valanginien supérieur m'a peu révélé de nouveautés. Cependant, tandis que dans le Jura il est représenté par des dalles de calcaires roux, parfois bicolores, il comporte dans la zone subalpine, au-dessus des calcaires bicolores, bleus à l'intérieur, roux près des surfaces d'altération, une couche de calcaires à silex. Au Nivolet, les calcaires à silex, au lieu de représenter les assises terminales de l'étage, sont recouverts par 6 à 10 mètres de calcaires bicolores. D'autre part, le niveau à *Valletia Tombecki*, connu dans les chaînons jurassiens de Chartreuse, atteint le sommet de l'étage au Col du Sapenay, dans la chaîne de la Chambotte.

### Hauterivien

Il est curieux de constater que J. Révil n'a vu aucune différence de faciès entre l'Hauterivien jurassien et l'Hauterivien subalpin. Pas davantage il n'a observé la présence, qu'il nie même, d'une couche glauconieuse à la base de cet étage.

Il faut d'ailleurs convenir que les marnes hauteriviennes du Jura ont un aspect très voisin de celles de Chartreuse ou des Bauges occidentales. Par contre, la partie supérieure de l'étage est beaucoup plus calcaire dans le Jura, où elle montre un faciès comparable à celui des calcaires de Neuchâtel : calcaires un peu marneux, jaunes roussâtres, très siliceux. Ces calcaires contiennent de gros Nautilus, généralement en mauvais état, et d'assez nombreux échantillons d'*Exogyra Couloni*.

La grande richesse en silice, due probablement comme me l'a suggéré L. Moret, à la présence de spicules de spongiaires, se manifeste par des concrétions de cette substance, à la fois dans les marnes et surtout dans les calcaires de Neuchâtel. Le silice s'y présente sous forme de calcedonite, et il est fréquent que ce soit une coquille d'*Exogyre* qui ait servi de centre d'attraction pour ce minéral, aussi beaucoup de ces nodules conservent-ils grossièrement la forme générale du fossile. Je n'ai jamais rien observé de semblable dans l'Hauterivien des chaînes subalpines.

Quant à la couche glauconieuse, elle existe effectivement dans le Nord de la Chartreuse, en particulier dans les pentes septentrionales du Corbelet, et au sommet du Mont de Joigny. Cette assise est d'ailleurs bien différente d'aspect, de son homologue dauphinois. Ce sont des bancs marno-calcaires très sombres, presque noirs, où les grains de glauconie sont invisibles sans un examen attentif, masqués qu'ils sont par la teinte foncée de la roche. Comme en Dauphiné pourtant, cette assise est très fossilifère, notamment au Corbelet où, dans le lit du ruisseau descendant de ce sommet vers le village de La Combaz, j'ai recueilli de nombreuses Ammonites : *Acanthodiscus radiatus*; *Leopoldia leopoldi*; *Leopoldia castellanensis* et *Nautilus neocomiensis*.

Plus au Sud, dans les contreforts Sud-Est de l'Outheran, près des granges de Nantet, cette même couche devient plus claire, formant un terme de passage à l'Hauterivien dauphinois.

Dans le Jura, j'ai observé nettement une couche analogue dans la chaîne de la Chambotte, où elle semble très constante jusqu'au Val de Fier. Elle se présente alors sous l'aspect d'un calcaire gris clair, spathique, très dur, à nombreux grains de glauconie. Je n'y ai jamais rencontré de fossiles. Il se produit d'ailleurs, vers le milieu de l'Hauterivien, et sensiblement à la limite entre les marnes inférieures à Céphalopodes et les marnes supérieures à

*Toxaster* et *Exogyra*, une récurrence de ce faciès glauconieux, avec les mêmes caractères et une épaisseur comparable.

Par contre, le versant occidental du Mont du Chat, au-dessus de Billième, m'a montré, à la partie supérieure de l'anticlinal qui forme la base de la montagne, des assises hauteriviennes curieuses. Ce sont des grès marneux, très glauconieux, mais totalement dépourvus de fossiles. Leur teinte assez claire les rapproche de la « couche glauconieuse » des environs de Grenoble, mais ils s'en distinguent par leur grande puissance, certainement supérieure à 25 mètres.

Signalons pour terminer que dans le Jura, l'Hauterivien contient assez fréquemment des dents de Pycnodontes, malheureusement toujours isolées en ce qui concerne les échantillons recueillis jusqu'ici.

#### Urgonien

Ce faciès des calcaires massifs du Barrémien et de l'Aptien est bien connu et je n'aurai à signaler que quelques particularités.

L'épaisseur de cet Urgonien est bien plus grande dans les chaînes subalpines que dans le Jura, où il dépasse rarement une cinquantaine de mètres, sauf à la Chambotte, chaînon le plus oriental, où il atteint 100 mètres. Il subit une variation analogue du Sud au Nord dans les chaînes subalpines. En effet, s'il ne dépasse guère 100 mètres au Nivolet, il atteint par contre et peut même dépasser une puissance de 350 mètres en Chartreuse, notamment dans la chaîne du Granier. A cet égard, le chaînon de l'Outheran, bien qu'appartenant tectoniquement au Jura, conserve un caractère cartusien.

La couche à Orbitolines inférieure est bien développée en Chartreuse, sous un faciès marneux grumeleux, qui détermine une vire bien connue des géologues et des alpinistes. Elle m'a fourni, au-dessus du cirque de Saint-Même le seul Céphalopode connu dans ces terrains et dans nos régions, *Ancyloceras gr. Mathe-ronianum* qui confirme l'âge Barrémien supérieur ou Aptien inférieur admis pour cette couche.

La couche à Orbitolines supérieure ne se rencontre nulle part dans la partie de la Chartreuse qui m'occupe ici. Par contre j'ai eu l'occasion de l'observer dans les Bauges, sur le versant Est du Nivolet, au-dessus du Col de Plaimpalais. Elle se présente sous la forme d'une alternance de bancs calcaires, et de niveaux marneux à nombreux galets d'Urgonien. Ces niveaux marneux, outre les orbitolines, contiennent d'assez abondants débris et aussi des coquilles entières de Natices, de *Pterocera (Harpagodes) Pelagi* et de *Toucasia carinata*.

Les galets contenus dans ces marnes témoignent probablement de l'action érosive d'assez violents courants sous-marins. Ils sont parfois rubéfiés en surface et j'ai noté dans l'épaisseur des assises qui les contiennent, plusieurs niveaux de « Hard Ground ». L'absence totale, dans cette partie des Bauges, du Crétacé moyen et supérieur, me porte à penser que cet aspect du sommet de l'Urgonien peut être interprété comme un prélude à une émergence, plus précoce à l'Ouest que dans les parties centrales des Bauges ou qu'en Chartreuse, et qui expliquerait l'absence locale de l'Albien.

Dans la chaîne du Granier et de l'Alpette, on voit l'Urgonien, très blanc à son sommet, passer au jaune, puis au brun roux tout en restant de grain très fin. Les couches deviennent ensuite et progressivement finement cristallines, puis largement spathiques et à Entroques. Leur teinte vire peu à peu au brun verdâtre, puis au gris verdâtre et l'on arrive ainsi à la « lumachelle du Gault ». Cette dernière prolonge donc ici insensiblement l'Urgonien supérieur, et ce « Clansayésien », suivant la dénomination de M. Breistroffer, semble bien par suite représenter un Aptien tout à fait supérieur. Pourtant, dans le versant Est de la Roche-Véran, cette continuité n'existe plus, et la « lumachelle du Gault », contenant des « Hard grounds » dans son épaisseur, repose sur une surface urgonienne ravinée.

Le seul point du Jura où se peut observer un terrain correspondant à la « lumachelle du Gault » a été découvert par J. Révil et étudié par Ch. Jacob sur les pentes orientales de la Chambotte, au Sud de Cessens, près du hameau de Laval.

A titre de curiosité, je signale ici une origine un peu spéciale d'une partie du minerai de fer utilisé jadis par les Chartreux. J'ai rencontré sur la vire de la couche à Orbitolines inférieure, sur le versant Ouest des crêtes de Malissard, des accumulations de nodules d'oxyde de fer. Tout indique qu'il s'agissait là de points de repos sur le trajet parcouru par les exploitants d'un gisement. Or l'Urgonien de ces crêtes contient, au-dessus de cette vire, de nombreux nodules d'oxyde de fer disséminés dans sa masse assez fissurée. Il est probable que des phénomènes d'éluvion ont permis l'accumulation de ce minerai dans les poches ou les fissures de l'Urgonien, qui ont donné lieu par suite à une petite exploitation.

#### Crétacé moyen

Ce qui vient d'être dit des parties supérieures de l'Urgonien, conduit à éliminer de l'Albien la lumachelle du Gault. Cette for-

mation sera assimilée, selon les tendances de chacun, soit à l'Aptien tout à fait supérieur, soit à un infra-albien (Breistroffer).

L'Albien proprement dit n'est donc représenté que par des bétons phosphatés, très fossilifères, mais où beaucoup de fossiles sont manifestement roulés et usés. Ce caractère doit résulter de la destruction de couches probablement sableuses, par des courants sous-marins, insuffisants pour entraîner avec eux les fossiles. De fait, la fréquence dans ces bétons phosphatés, de surfaces corrodées et brunies ou rougies par oxydation « Hard ground » confirme le rôle qu'ont pu jouer ces courants. En Chartreuse, les bétons phosphatés, très minces, sont associés à des sables et grès verts du même étage. Ces sédiments peu cohérents, facilement afouillés par l'érosion, constituent au-dessus des falaises urgoniennes, de larges replats dominés par les pentes senoniennes.

Les seuls affleurements importants de cet étage que l'on puisse observer hors de la Chartreuse, dans la région chambérienne, se trouvent l'un un peu au Nord du Chéran, au pont d'Entrèves, sur les routes du Col de Leschaux et de Bellecombe en Bauges. Dans des grès et sables grossiers, verts ou jaunâtres, on peut récolter en abondance une grande variété de fossiles, Oursins, Brachiopodes, Gastropodes et Ammonites caractéristiques des parties supérieures de l'étage. D'autre part, les grès verts apparaissent entre les Aillons et la vallée du Chéran. Ils atteignent leur maximum de puissance au Colombier du Châtelard.

Un échantillon d'*Aspidiscus cristatus* Kön, trouvé sans trace d'usure dans les alluvions récentes de la vallée de Chambéry, permet de penser que le Cenomanien ou le Turonien existent ou ont existé dans la région.

#### Crétacé supérieur

Bien développé en Chartreuse, le Senonien, seul représentant ici du crétacé supérieur, existe d'autre part dans les chaînes orientales des Bauges. Il a dû être plus étendu encore dans ce massif, car des éléments de ses terrains caractéristiques ont été trouvés dans les conglomérats oligocènes reposant sur l'Urgonien de la vallée des Déserts. On doit admettre qu'au cours d'une période continentale, pendant l'Eocène et l'extrême base de l'Oligocène, le Senonien des parties Ouest des Bauges a été détruit par l'érosion.

En Chartreuse, le Senonien est très développé et fossilifère, tant dans la vallée d'Entremont (la Frassette, la Pointière) que sur les plateaux de l'Alpette, au Sud du Granier. On l'observe également à la limite de la Chartreuse et de la zone molassique près de Saint-Jean-de-Couz. Ici il présente le faciès des lauzaes,

dalles calcaires régulières et de faible épaisseur de grain assez grossier. Il semble que ces lauzaes représentent le Campanien.

Partout ailleurs en Chartreuse et en Bauges, on observe de puissantes couches de calcaires, contenant à leur base de nombreux nodules de silex. Leur masse principale, craie marneuse et schisteuse, est riche en Belemnites, Inocerames et Ananchytes. Assez tendre, ce Maestrichtien va donner naissance à des talus à pente assez forte, mais nullement de ces abrupts urgoniformes caractéristiques des paysages senoniens qu'on peut observer au Sud de notre région. De belles sources apparaissent au contact de cette craie assez perméable et des formations albiennes ou urgoniennes.

\* \* \*

#### LES TERRAINS TERTIAIRES NUMMULITIQUE

Les mers nummulitiques n'ont jamais atteint Chambéry ni la Chartreuse, et *a fortiori* le Jura. Seul dans notre région, un golfe, à cette époque, atteint le massif des Bauges et gagne au Sannoisien le versant oriental du Nivolet dans la région des Déserts.

#### Eocène

Une émergence prolongée des régions jurassiennes avait permis à l'érosion d'attaquer profondément les sédiments secondaires, et en certains points ce décapage a dû atteindre jusqu'au Portlandien, voire même au Kimméridgien. On constate, en effet, dans la cluse du Rhône, près de La Balme, l'existence de nombreuses fissures du Jurassique supérieur remplies d'argiles rouges, et qui représentent à coup sûr un très vieux karst. Mais, en l'absence de fossiles, il est impossible de dater ce sidérolithique.

Un régime karstique analogue existait dans les plateaux urgoniens. Les cavités et galeries qui tarraudaient ces plateaux ont été remplies, de même que les dépressions superficielles, par des sables siliceux, continentaux. On peut les affirmer éocènes, après la découverte faite aux Echelles, dans l'une de ces poches de sable, de *Lophiodon Laveti*. Aux sables s'associent à cette période des argiles réfractaires.

Jusqu'à une date toute récente, on considérait par raison d'analogie, que les sables siliceux et les argiles rouges connus aux environs des Déserts (Bauges méridionales) étaient eux aussi

d'âge éocène. En fait, mes dernières recherches m'ont permis de montrer que ces formations continentales n'étaient qu'en faible partie éocènes. Leur masse principale s'intercale entre deux niveaux de conglomérats marins sannoisiens. Elle est donc sannoisienne, et la transgression de la mer oligocène s'est faite en deux étapes séparées par une émergence momentanée.

Par contre, dans les chaînons plus orientaux des Bauges, se rencontrent en abondance des calcaires à grandes Nummulites, que leur faune permet de dater du Lutétien. Ce sont des formations marines déposées dans un golfe qui, rejoignant la mer alpine en Maurienne, contourne par l'Ouest et le Sud la partie septentrionale de la chaîne de Belledonne et le massif du Mont-Blanc. Des régressions locales s'y sont d'ailleurs peut-être produites au cours du Lutétien, puisqu'un peu plus au Nord, au Roc de Chère, près du Lac d'Annecy, L. Moret a découvert des calcaires lacustres à Bulimes, intercalés entre les couches à grandes Nummulites. Mais si de telles régressions se sont étendues jusqu'à notre région, elles n'ont laissé ici aucune trace observable.

Des régressions ont dû se produire dans le Sud des Bauges au Priabonien. Il est curieux de constater en effet que les couches saumâtres à *Cerithium diabolii*, transgressives plus au Nord (Entrevernes) font souvent défaut au Sud du Chéran, où le Sannoisien repose parfois directement sur les calcaires lutétiens ou sur l'Urgonien. Cette lacune témoigne peut-être d'une régression locale, synchrone de la transgression du Nord des Bauges, bref, d'un mouvement de bascule. Ce serait là un indice de la variation rapide, dans l'espace comme dans le temps, des mouvements orogéniques précoces du Nummulitique. Nous n'allons pas tarder à en trouver d'autres exemples.

#### Oligocène

Cet étage ne montre dans la zone jurassienne, jusque dans les chaînons jurassiens de Chartreuse, et dans la zone molassique, que des formations d'eau douce. Elles débutent assez souvent par des conglomérats, dont les éléments sont empruntés aux terrains secondaires de l'environnement immédiat. Au-dessus apparaissent des marnes et des calcaires riches en mollusques terrestres ou dulçaquicoles, parmi lesquels *Helix Ramondi*, très abondant, qui permet de dater ces couches du Chattien.

Il est remarquable que les marnes à *H. Ramondi* ont des teintes passant du rouge vif au gris clair, parfois verdâtre, ou au blanc mat. J'ai montré (34) que ces teintes dépendaient essentiellement de la profondeur atteinte par l'érosion post-crétacée. Les marnes rouges s'observent en effet dans les régions, où ces formations

reposent sur, ou au voisinage immédiat de l'Hauterivien supérieur ou du Barrémien inférieur, fortement colorés, tandis que sur un Urgonien encore épais, l'Oligocène est formé de marnes ou calcaires blancs.

Il est juste de remarquer d'ailleurs que les couches rouges s'éclaircissent parfois vers leur sommet, et passent insensiblement à des calcaires blancs. Rappelons que ces calcaires lacustres sont parfois imprégnés d'asphalte. Il en est ainsi près du hameau de Montagny, au pied de la retombée occidentale de l'anticlinal du Gros Foug, dans la chaîne de la Chambotte.

\* \* \*

L'Oligocène marin du « golfe des Déserts » a été successivement étudié par D. Hollande et surtout par H. Douxami et J. Révil. Plus récemment, une contribution d'une certaine valeur a été apportée à cette étude, dans un travail encore inédit de F. Belon, tandis que L. Moret décrivait à plusieurs reprises des restes de gros mammifères trouvés dans les sables Sannoisien-Stampien du Col de Plaimpalais.

Un très beau conglomérat de transgression, riche en fossiles et par suite bien daté du Sannoisien, vient empâter la surface de l'Urgonien, corrodée et perforée par des organismes lithophages (Col de la Doria). Ce conglomérat à ciment gréseux, jaunâtre, contient surtout des galets ou des blocs d'Urgonien. Mais on peut y observer aussi plus rarement, des silex senoniens et même, selon Révil, de la craie senonienne.

En règle générale, le conglomérat supporte des grès à petites nummulites, les « grès de la Doria », contenant assez souvent des Pectinidés, et dans lesquels peuvent s'intercaler des calcaires siliceux, plus ou moins gréseux. Ces couches, également sannoisiennes, ont une très grande extension.

Au voisinage du contact entre l'Urgonien et le conglomérat sannoisien, on connaît depuis longtemps des sables siliceux et des argiles, sédiments continentaux qui, nous l'avons vu, étaient jusqu'ici considérés comme éocènes. Or, il est rare qu'on voie nettement la position relative de ces formations et du conglomérat à blocs urgoniens, sauf en deux points : des travaux d'amélioration d'un chemin forestier au Mont Penay ont dégagé ce contact. Là, on peut constater que les formations continentales recouvrent la surface, très lapiazée, du conglomérat sannoisien. Cette observation nous prouve l'émergence du conglomérat (Lapiaz) antérieurement à la formation du dépôt continental. Ce dernier ne peut donc être plus ancien que le Sannoisien. Les sables siliceux continentaux, assez grossiers et passant souvent à des graviers,

nous apparaissent comme des produits éluviaux du conglomérat, parfois riche en silex et en quartz.

Plus à l'Est, au pied des abrupts urgoniens du Margéraz, l'existence de deux transgressions oligocènes séparées par une régression, sans qu'ici on puisse affirmer une émergence pendant le Sannoisien, se manifeste par la présence d'un deuxième conglomérat, intercalé dans l'épaisseur des grès et calcaires siliceux sannoisiens. C'est une trace éloignée de la régression sannoisienne qui, près des Déserts, a permis le dépôt de couches continentales sur un premier niveau de conglomérats. Ce conglomérat inférieur repose lui-même sur des argiles continentales éocènes empatant l'Urgonien, mais c'est le seul point où l'Éocène continental soit observable.

Ce ne sont là que des épisodes momentanés et très localisés de l'histoire tertiaire du « Golfe des Déserts », nous constatons que la brève régression sannoisienne n'a guère déplacé le littoral que de 3 kilomètres vers l'Est.

Le *Stampien* débute par des calcaires bleus et des marnes schistoïdes à écailles de poissons (*Meletta*). Un faciès latéral de ce niveau est constitué par les sables et grès de Plaimpalais, à *Pecten*, où L. Moret a décrit des restes nombreux d'*Acerotherium Filholi*. L'étage se termine par les grès verts, micacés, des Déserts.

Ces faciès le plus souvent littoraux, et la présence de débris de grands mammifères terrestres dans des sables marins, nous montrent clairement que cette région n'était qu'une pointe occidentale avancée de la mer alpine. De fait, la vallée des Aillons, quelques kilomètres plus à l'Est, montre des faciès moins littoraux de l'Oligocène marin, comportant exclusivement des grès à petites Nummulites et des schistes marneux à *Meletta*, sans qu'aucun faciès de transgression ne prélude à ces dépôts. Là seulement le golfe des Déserts venait s'ouvrir sur le large de la mer alpine.

L'*Aquitainien* qu'on peut observer au Nord-Est et à l'Est du Col de Plaimpalais, ainsi que dans les synclinaux plus orientaux, montre une alternance de grès tendre et d'un gris verdâtre, très semblables à la molasse burdigalienne (fausse molasse) et de marnes bariolées, souvent rouges. Ces sédiments continentaux ou lagunaires ne sont pas sans analogie avec les marnes chattiennes des régions les plus occidentales décrites ici.

#### Néogène

Ce n'est qu'avec le *Burdigalien supérieur* que débute les dépôts de cette période. Rappelons tout d'abord qu'à la fin de l'Oligocène, un mouvement de bascule a fait émerger les Alpes, tandis que les zones externes s'enfonçaient en un sillon marin

périalpin. Ce sillon va se combler peu à peu, par une prodigieuse accumulation de matériaux détritiques.

Ces molasses, formées au cours du Burdigalien supérieur et du Vindobonien sont essentiellement gréseuses. Elles contiennent assez fréquemment des bancs caillouteux pouvant former de vrais conglomérats. Des lits de marnes n'y sont pas rares, et les vases qui les ont constitués, ont donné dans les grès d'abondants galets mous. Il est fréquent que ces molasses deviennent plus sableuses et plus riches en cailloux vers le sommet, dans l'Helvétien, car le Tortonien n'existe qu'au-delà de notre région vers l'Ouest.

Quelques lits de lignites peuvent s'observer, non seulement dans l'Helvétien, mais aussi, plus rarement, dans le Burdigalien.

Le *Pontien*, continental, n'existe que près de Novalaise. Il repose en discordance angulaire sur le Burdigalien ou l'Helvétien. Les poudingues qui en constituent la masse principale, présentent des intercalations de marnes à lignites qui ont pu être exploités.

Ce Miocène débute par un splendide conglomérat de base, observable en de nombreux points des contreforts orientaux du Mont du Chat. Une coupe fraîche y a été pratiquée il y a quelques années, lors de la construction d'une route longeant le Lac du Bourget, entre Le Bourget et Bourdeau.

L'étude des matériaux de ce conglomérat m'a montré une évolution de la nature des galets de la base au sommet. Ces matériaux proviennent de formations de plus en plus anciennes à mesure qu'on s'élève dans l'épaisseur du conglomérat. Des silex sénoniens, reposant sur les brèches d'écroulement urgoniennes, on passe finalement au sommet à une dominante d'éléments valanginiens. Ces faits de sédimentation traduisent les progrès de l'érosion dans les massifs émergés voisins, de la Chartreuse et des Bauges.

Les conglomérats intercalés dans l'épaisseur du Burdigalien, dans le lit du Forezan près de Cognin, m'ont fourni de nombreux galets de Variolite de la Durance. Ces roches, découvertes là par L. Moret qui me les avait signalées, témoignent peut-être d'anciennes communications entre la région briançonnaise et Chambéry, des courants littoraux ayant pu amener jusqu'à Chambéry les variolites briançonnaises entraînées par une ancienne Durance.

Toutefois, L. Moret m'a montré d'autres Variolites, d'aspect assez différent et de type Variolite du Drac ou Spilite, qu'il a découvertes dans l'Helvétien de la région de Saint-Offenge, au Nord du Revard. Leur position plus élevée dans la série stratigraphique, leur aspect inhabituel, laissent présager une origine triasique non briançonnaise.

Un faciès particulier du Burdigalien se montre sur le versant oriental du Mont Tournier. Là, les assises qui ont été qualifiées de molasse par tous les auteurs, sont formées d'un calcaire zoo-

gène gris foncé, où abondent les débris d'échinodermes et d'assez fréquents bivalves : *Lucina*, *Venus* et surtout *Pecten Proescabriusculus*. Cette zone de sédimentation zoogène, isolée au milieu des dépôts détritiques fait songer aux molasses calcaires du Royans et à la « pierre du midi ». Elle semble due à ce qu'un accident du fond, peut-être une ride émergée, la mettait à l'abri des courants vecteurs des sables.

\* \* \*

## LES TERRAINS QUATÉRNAIRES

Deux périodes glaciaires seulement ont laissé des traces observables dans la région de Chambéry. Les moraines de fond risiennes y sont rarement accessibles. L'exploitation des lignites à Voglans et Sonnaz a permis cependant de les identifier, en 1895, à la base des dépôts lignitifères. D'autre part, F. Bourdier les a observées au Sud de Chapareillan, à la base des sablières de La Gache.

Cette glaciation est surtout représentée dans les Bauges, ainsi que l'a montré P. Combaz, par les blocs erratiques nombreux qu'on rencontre sur l'épaulement supérieur des vallées de ce massif. Ces blocs se trouvent jusqu'à une altitude de 1.450 mètres, ce qui nous donne une idée assez précise de la puissance de ces glaciers.

La glaciation wurmienne a laissé par contre d'immenses étendues de moraines, montrant des stades de retrait étudiés en détail par J. Virey dans la région de Belley. Il a semblé à J. Révil et P. Combaz qu'il y ait eu une récurrence postérieure au maximum wurmien. Il était alors tentant d'y voir le stade neowurmien défini par W. Kilian. Cependant les travaux de M. Gignoux ont montré, sur les lieux même où W. Kilian avait créé le Neowurmien, qu'il n'y avait aucune distinction nette entre Wurmien et Neowurmien. Par ailleurs rien n'indique en dehors des Bauges, dans la région de Chambéry, l'existence de cette récurrence glaciaire.

Révil et Combaz estiment que le glacier Wurmien n'a pas dépassé l'altitude de 1.100 mètres. C'est effectivement presque partout ce qu'on peut observer mais j'ai récemment observé la présence d'un lambeau de moraine beaucoup plus élevé. Au Nord du Revard, sous la tour des Ebats, on peut en effet constater l'existence d'une moraine d'aspect très frais, entre 1.250 et 1.280 mètres. Des blocs de terrains cristallins s'y trouvent associés à des roches d'origine locale.

Cette moraine forme un placage sur une pente dont l'incli-

naison dépasse 30°. Il paraît douteux qu'un dépôt glaciaire ait pu subsister depuis le Riss sur une pente aussi forte, alors que sur les épaulements des vallées des Bauges, beaucoup moins inclinés, il ne subsiste plus que des blocs erratiques. L'argile de ce dépôt, d'un gris bleuâtre, n'a d'autre part subi aucune rubéfaction. Je pense donc qu'il faut relever jusqu'à 1.280 mètres l'altitude maxima qui a été atteinte par les glaciers wurmiens.

Entre ces deux glaciations, se sont déposées dans la vallée de Chambéry des alluvions d'abord lacustres, puis palustres et finalement fluviales. Les alluvions palustres contiennent les gisements de lignite de la vallée de Chambéry. En 1934, M. Gignoux, P. Lory et L. Moret constataient la similitude de position stratigraphique de ces lignites et des charbons feuilletés suisses à *Elephas antiquus*. Il semble bien, après ces travaux et les recherches consécutives de F. Bourdier, que les alluvions de Chambéry soient interglaciaires et non pas interstadières wurmiennes comme on le croyait auparavant (1).

Des alluvions fini-glaciaires et post-glaciaires s'observent également, telles les argiles varvées des régions de Rumilly et de Saint-Girod. J'ai observé d'autre part, dans la basse vallée de la Deisse, en amont de Grésy-sur-Aix, une terrasse absolument horizontale formée d'alluvions consistant en graviers et cailloutis de petit calibre. L'horizontalité absolue de cette terrasse, contrastant avec la pente de 10 mètres par kilomètre de la plaine alluviale de la Deisse, m'a fait émettre l'hypothèse de remblaiement d'un petit lac, dû au barrage de la vallée par le glacier wurmien en cours de retrait.

Les alluvions post-glaciaires se présentent, dans les sondages récents exécutés dans le sous-sol de Chambéry, sous la forme de larges et minces lentilles argileuses, dont le diamètre est de l'ordre du kilomètre, alternant avec des niveaux de graviers et de sables. Cette disposition, quelque peu troublée par la présence de seuils rocheux d'origine tectonique, peut très bien avoir une origine lacustre, ce qui supposerait un lac du Bourget post-glaciaire dont le niveau aurait dépassé de 40 mètres la cote actuelle du lac.

Il est remarquable qu'entre Le Bourget et Bourdeau des constructions récentes ont révélé jusqu'à ce niveau de 40 mètres au-dessus du lac, la présence de vases et d'argiles reposant sur les alluvions anciennes. Il n'est donc pas impossible qu'il s'agisse là d'un ancien niveau post-glaciaire du Lac du Bourget.

Cependant, à une altitude très peu différente de la cote actuelle du lac, la vallée du Rhône, entre Chanaz et Seyssel montre, sur

(1) Une datation au 14 C exécutée par F. LIBY sur un fragment de lignite de Chambéry, lui assigne un âge de 35 à 4 000 ans.

la moraine de fond wurmienne, des alluvions fluviales recouvertes finalement par des couches palustres avec lits de tourbe. Si donc le lac post-glaciaire a atteint la cote 370 mètres, ce fait n'a pu être déterminé que par une retenue établie un peu à l'amont de son déversoir actuel, entre les rochers de Châtillon et Portout. Ceci évoquerait un barrage par une moraine du glacier du Rhône, dont on ne retrouve plus trace actuellement, ou par le glacier lui-même, après disparition de la branche diffuse du glacier de l'Isère.

\* \* \*

TECTONIQUE

Les deux zones jurassienne et subalpine sont nettement caractérisées par leur style tectonique, et les monts du Jura sont tous anticlinaux, alors que les sommets des massifs subalpins ont toujours une allure plus ou moins marquée de synclinaux perchés. Pourtant cette distinction devra être nuancée dans le détail, car on assiste, depuis le Mont Tournier, d'une grande simplicité, à une évolution progressive vers l'Ouest, aboutissant à une complication croissante des accidents. Bien avant de parvenir aux massifs subalpins, nous commencerons à trouver des empilements de plis-failles, rappelant de très près ce qu'on peut observer dans les Bauges. Le maximum de complexité sera atteint dans les régions orientales de la Chartreuse septentrionale.

\* \* \*

RÉGION JURASSIENNE

Chaînes occidentales

Une structure particulièrement simple se manifeste au Mont Tournier, dans sa partie Nord (Cluse de La Balme). Elle est traduite par la coupe (fig. 1) et montre simplement un anticlinal déversé à l'Ouest. Cependant, plus au Sud, dans la région de Saint-Maurice-de-Rotherens, l'anticlinal est coupé, sur son flanc oriental, par une faille longitudinale (fig. 2). Il en résulte une apparence de synclinal qui avait été interprété comme tel dans les travaux antérieurs (J. Révil).

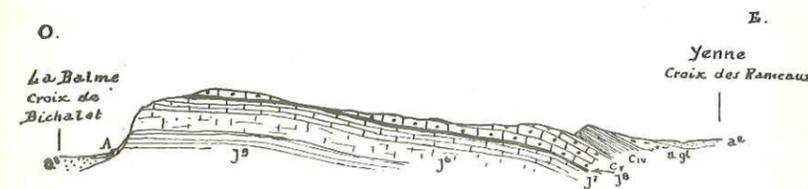


FIGURE 1

COUPE DE L'ANTICLINAL DU MONT TOURNIER ENTRE LA BALME ET YENNE

J<sup>1</sup> : Ptérocérien. — J<sup>2</sup> : Virgulien. — J<sup>3</sup> : Portlandien. — J<sup>4</sup> : Purbeckien. — C<sub>v</sub> : Valanginien. — C<sub>v</sub><sup>1</sup> : Hauterivien. — agl : moraines et alluvions wurmiennes. — a<sup>2</sup> : Alluvions modernes. — A : Éboulis.

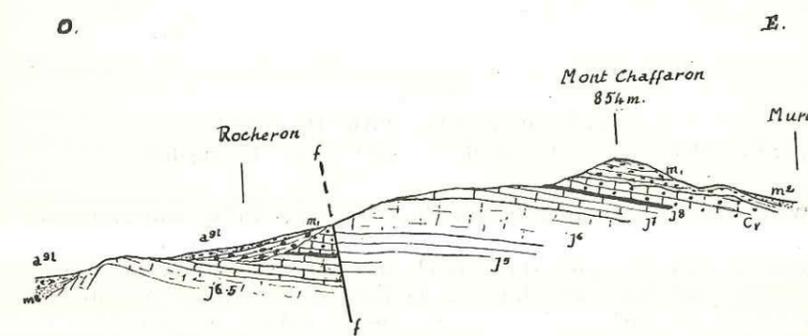


FIGURE 2

ANTICLINAL DU MONT TOURNIER, PARTIE MÉRIDIONALE

m : Oligocène. — m<sup>2</sup> : molasse burdigalienne.

Le petit anticlinal de Lierre, sur la rive gauche du Rhône, présente lui aussi la forme très simple d'une voûte à peu près symétrique, terminée périclinalement à son extrémité Sud. Il représente un repli de la base occidentale du Mont du Chat, ainsi qu'il ressort de la figure 7.

\* \* \*

Chaîne du Mont du Chat

Les complications vont commencer avec la chaîne Mont du Chat-Montagne de l'Épine.

Cette chaîne, longue de 40 kilomètres, a une architecture très simple au Sud, et comparable à celle du Mont Tournier, bien qu'une dépression synclinale vienne, entre le Mont Beauvoir et la région des Echelles, accidenter le sommet de l'anticlinal (fig. 3).

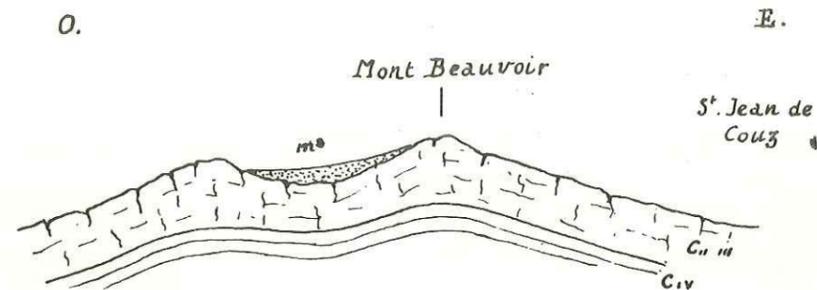


FIGURE 3  
MONT BEAUVOIR, PARTIE NORD  
CIII : Urgonien. — CIV : Hauterivien. — m² : Molasse burdigalienne.

Comme à Saint-Maurice-de-Rotherens, une faille longitudinale coupe le flanc Est de l'anticlinal principal (oriental). Elle est facile à observer près du tunnel des Echelles, où la molasse à pendage Sud-Est vient buter à la base d'une falaise urgonienne de même pendage, qui la domine de 80 mètres environ (fig. 4). Il est étonnant qu'aucun des géologues qui ont étudié cette région n'ait remarqué une faille aussi évidente.

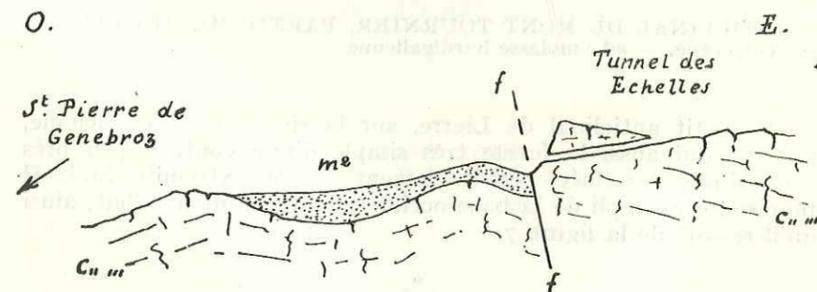


FIGURE 4  
ANTICLINAL DU MONT BEAUVOIR, PARTIE SUD

Plus au Nord, la chaîne de l'Épine est encore un anticlinal simplement déversé sur le Lac d'Aiguebelette. Là encore, l'anticlinal est coupé d'une faille, identifiée par J. Révil dans la coupe fournie par le percement du tunnel ferroviaire de l'Épine. Toutefois cette faille n'avait pas été reconnue en surface. Aussi les assises jurassiques, qui apparaissent à mi-hauteur du versant Ouest de la chaîne au milieu des couches néocomiennes semblaient-elles à J. Révil reposer par leur base sur le plan de faille. L'aspect de la coupe donnée par cet auteur suggère une sorte de clivage suivant le plan des couches, qui est très loin de la réalité.

En fait, la faille traverse obliquement l'anticlinal avec l'axe duquel elle fait un angle d'environ 25°. Elle est subverticale avec un pendage oriental de 70 à 80°, et fait buter, au passage de Saint-Michel (fig. 5) le Valanginien à l'Ouest contre le Kimmeridgien à l'Est. A cet endroit, elle recoupe déjà le flanc oriental de l'anticlinal et se prolonge au Nord en direction de Saint-Sulpice.

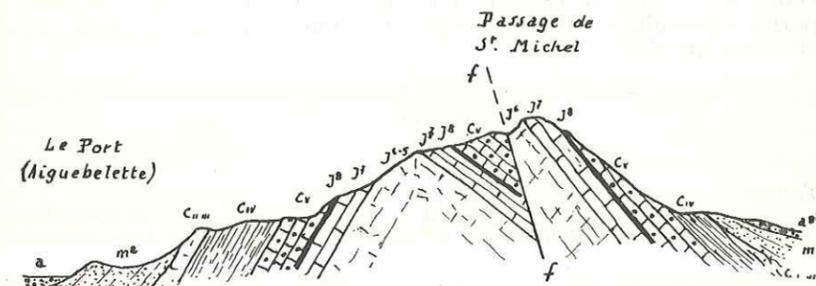


FIGURE 5  
COUPE DE LA CHAÎNE DE L'ÉPINE

A partir de l'extrémité Nord du Lac d'Aiguebelette, l'anticlinal principal se trouve doublé, à basse altitude, par le flanc oriental d'un anticlinal accessoire dont le flanc Ouest a été détruit par l'érosion. Ces deux anticlinaux sont séparés par un très étroit synclinal, à plan axial vertical, dans lequel une soixantaine de mètres de valanginien sont pincés et faillés entre deux affleurements portlandiens, symétriques, avec un pendage de 80°. Cet accident se prolonge au Nord sur deux kilomètres en s'ouvrant progressivement, pour se terminer au voisinage de la base occidentale du plateau de Belledigue. Il donne naissance, près de la maison cantonnière du Col de l'Épine à des chevauchements de faible amplitude, mais spectaculaires, qu'on peut observer le long d'un chemin abandonné parallèle à la route et au-dessus d'elle.

Le Mont du Chat proprement dit est, lui aussi, coupé d'une faille longitudinale connue depuis longtemps. Les coupes données par J. Révil de cette montagne n'ont que des rapports lointains avec la réalité. Au lieu d'un anticlinal simplement déversé à l'Ouest et brisé par la faille suivant son axe, j'ai pu constater une structure toute différente.

Au niveau du Signal du Mont du Chat, entre Trouet et le Bourget-du-Lac, c'est le Valanginien qui forme la crête, et non pas le Kimmeridgien comme l'indique la première édition de la feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup> et comme le croyait J. Révil. Plus bas sur le versant Ouest l'anticlinal se couche, de sorte que le Valanginien et le Portlandien, laminés, servent de substratum au Kimmériidgien récifal qui forme la majeure partie du versant. Nous avons là, localement d'ailleurs, un beau pli-faille, dans lequel la faille longitudinale du Mont du Chat se montre très à l'Est de la charnière, dans le flanc normal.

La figure 6 qui traduit cette structure, montre à l'Est de la coupe des complications dont l'origine n'est plus à proprement parler tectonique. Elles trouveront leur explication dans un chapitre ultérieur.

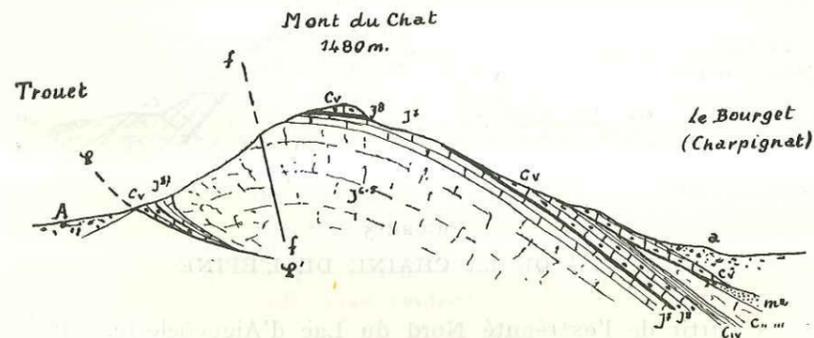


FIGURE 6  
PLI-FAILLE DE TROUET ET DÉCOIFFEMENT

Le Col du Mont du Chat est dû au passage d'une faille transversale, quelque peu oblique à l'axe du pli, et que l'on peut suivre de Bourdeau à Saint-Jean-de-Chevelu. Au Nord de cette faille, la montagne va présenter des accidents nouveaux, tandis que la faille longitudinale s'atténue et finit par disparaître à l'Est de Billième. On pourra suivre cette évolution sur la série de coupes de la figure 7.

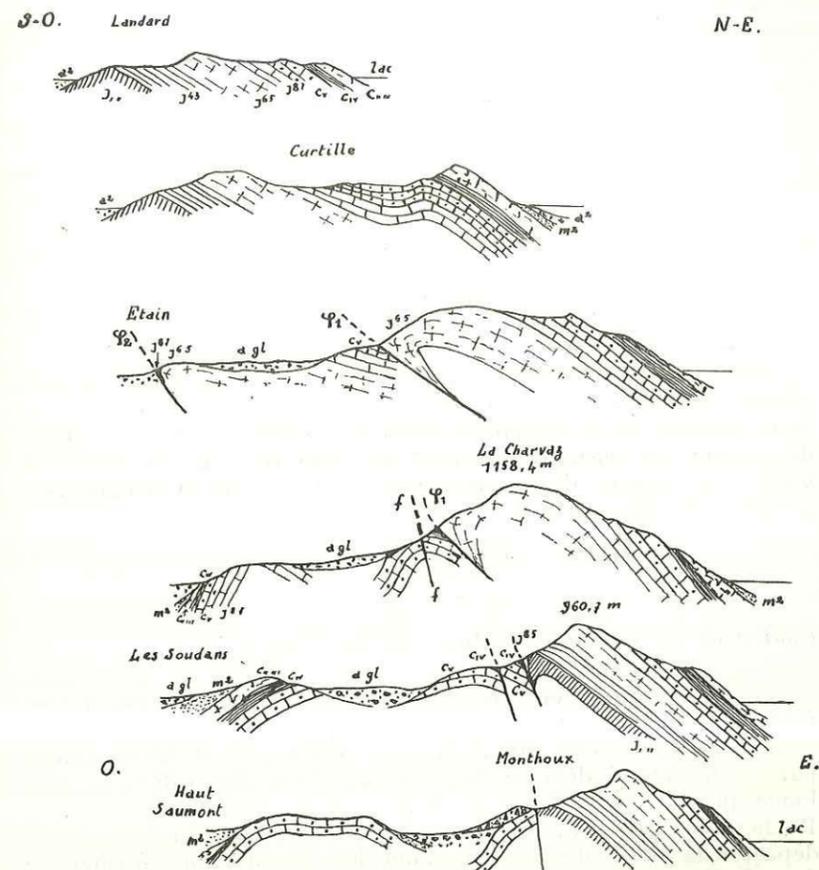


FIGURE 7  
SÉRIE DE COUPES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MONT DU CHAT

D'abord apparaît à l'Ouest le repli de la Montagne de Lierre dont j'ai déjà parlé, cependant que les couches jurassiques qui, au Col du Chat ne dépassaient guère l'altitude de 700 mètres vont subir un fort relèvement qui portera le Kimmériidgien à 1158 mètres d'altitude, au signal de la Charvaz. Là naît sur le flanc oriental un nouvel anticlinal, un pli-faille, refoulé par-dessus un anticlinal inférieur. Ce pli, découvert et étudié par

J.-M. Aymé (fig. 7), va s'atténuer et disparaître finalement au voisinage de Saint-Pierre-de-Curtille, tandis que le repli inférieur prolongeant celui que nous suivons depuis les Echelles, s'affaîssera périclinalement sous la plaine du Rhône, entre Chanaz et Vions.

L'apparition de ce pli-faille supérieur a engagé J.-M. Aymé à considérer la faille longitudinale du Mont du Chat comme une surface de refoulement prolongeant celle de la Charvaz. Cependant, au pied Ouest de ce sommet, entre Monthoux et Billième, la faille longitudinale est observable et, là encore, dans le flanc oriental du pli inférieur dont la charnière est visible et affaissée. Le style y est donc identique à celui que nous connaissons plus au Sud, et il est impossible de voir dans cette faille autre chose qu'un effondrement post-tectonique ou fini-tectonique.

Au total cette longue chaîne nous apparaît, dans sa plus grande partie, typiquement jurassienne, mais elle présente en deux régions assez restreintes (Trouet et Saint-Pierre-de-Curtille) des festons en pli-faille, pouvant se superposer au pli principal. C'est là le prélude d'une architecture qui deviendra banale dans les zones les plus orientales.

\* \* \*

*Chaîne de La Chambotte, Montagne des Princes*

Cette disposition en plis-failles superposés va se montrer plus nette encore, sur l'autre rive du Lac du Bourget, à La Chambotte.

Ce chaînon débute au Sud, au Corsuet près d'Aix-les-Bains, par un anticlinal déversé très simple. Cette disposition se prolonge jusqu'à la latitude de Brison, mais au-delà, on voit au Rocher du Chatelard, l'Urgonien et l'Hauterivien du flanc Ouest dépasser la verticale et se laminer légèrement pour former un flanc inverse. Ce flanc repose sur des assises du crétacé inférieur, en position stratigraphique normale, mais dessinant une voûte anticlinale au bord du lac.

La trace de ce plan de refoulement peut être suivie facilement sur un kilomètre. Au-delà, l'érosion a fait disparaître l'Urgonien de telle sorte que l'accident, qui s'atténue peu à peu, devient très difficile à suivre dans les couches plastiques des marnes hauteriviennes.

L'anticlinal inférieur ne tarde pas à accentuer sa voûsure. Par suite, dès le passage à niveau de Challière, le flanc Ouest retombe verticalement. Sur 300 mètres environ, l'Hauterivien forme les bords du lac. Il est observable en bordure et au-dessus de la ligne de chemin de fer, et délimite à l'aval le noyau valan-

ginien du pli, à pendage vertical en bas, mais dont les couches sont inclinées de 20° à l'Est 100 mètres au-dessus.

Au niveau du Grand Rocher, que le chemin de fer traverse en tunnel, on voit sortir sous la retombée verticale du Valanginien,

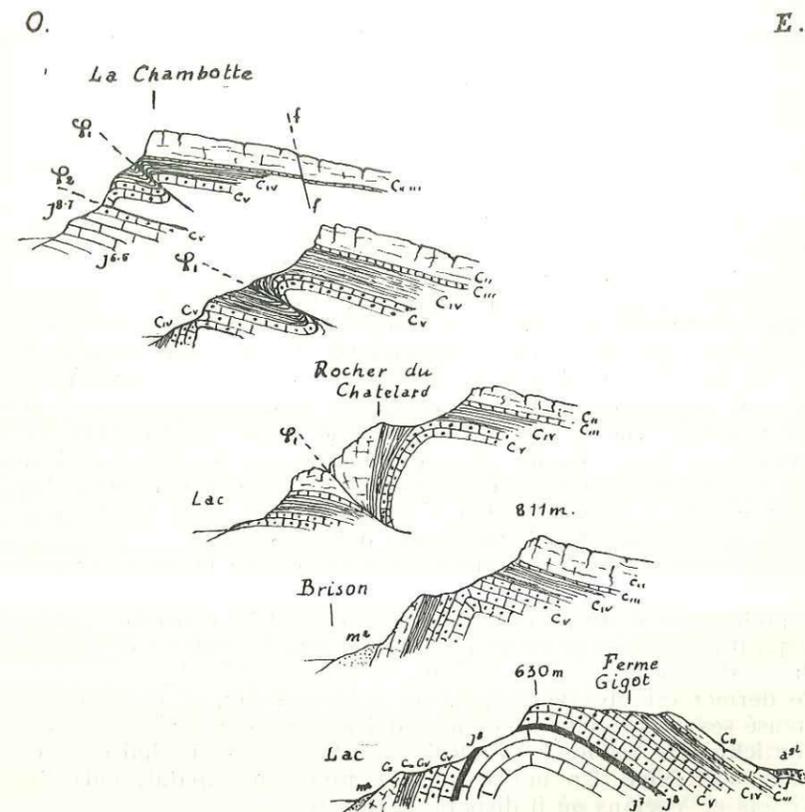


FIGURE 8

CHAÎNE DE LA CHAMBOTTE — CORSUET

φ<sub>1</sub>, φ<sub>2</sub>, plis-failles. — f : déchirement.

les assises du Jurassique supérieur et du Valanginien inférieur avec un pendage Est de 20 à 25°. Rappelons qu'en ce point le Kimméridgien se présente avec un faciès subalpin. Une coupe faite à ce niveau (fig. 8) montre donc trois anticlinaux super-

posés : un pli droit à la base, deux plis failles au-dessus, dont le plus élevé est déjà assez fortement atténué.

L'anticlinal inférieur peut se suivre sur 800 mètres, après quoi il disparaît sous le niveau du lac, puis sous les alluvions de Chautagne, et dès lors, seul le pli intermédiaire va constituer la chaîne de La Chambotte. Cependant, plus au Nord, P. Donze et Marchand ont observé dans la région de Ruffieux un nouveau chevauchement. Il est probable qu'il s'agit du prolongement de la surface de refoulement de l'anticlinal de Brison sur celui du Grand Rocher.

Enfin, les sondages du Val de Fier ont permis de constater, en profondeur, une faille oblique à pendage Est. Il est impossible, à pareille distance, d'affirmer qu'elle prolonge la structure que nous venons de décrire, mais cette idée ne peut pas être non plus écartée a priori. En tous cas, elle témoigne d'une analogie entre cette extrémité Nord de la chaîne et ses régions moyennes.

Signalons, pour en terminer avec ce chaînon, qu'il est coupé transversalement par deux petits décrochements un peu obliques. L'un passe par le Col de La Chambotte, l'autre, plus important va de Groisin à l'Ouest à Laval à l'Est, en passant légèrement au Sud des ruines dites tours de César, au-dessus de Cessens. Il est probable que ces accidents ont une responsabilité dans les émergences d'eau chaude qui se produisent sous la surface du lac. Ces venues seraient alors des dérivations latérales par faille, des eaux circulant sous la région d'Albens et qui, selon l'hypothèse de L. Moret, alimentent les sources d'Aix-les-Bains.

Les géologues qui ont successivement étudié la région chambérienne se sont attachés à rechercher en Chartreuse occidentale le prolongement du pli de La Chambotte. Il faut constater que la disparition périclinale de ce pli au Sud, sous la molasse d'Aix-les-Bains, s'accompagne d'un relais par un petit anticlinal plus oriental. Ce dernier est observable près de Grésy-sur-Aix, et le Sierroz a creusé ses gorges dans l'Urgonien qui le constitue. Il forme à Aix l'anticlinal de La Roche du Roi, et s'affaisse vers le Sud dans la vallée du Tillet. Un nouveau dôme urgonien apparaît entre le Viviers et Voglans où il disparaît à son tour.

Cette série de relais sur un court espace, porte à penser que la recherche d'un prolongement de La Chambotte en Chartreuse, après une disparition totale de ce pli sous les alluvions pendant 18 kilomètres, est une idée dépourvue de sens.

\* \*

*Les chaînes jurassiennes de Chartreuse*

Le désir de retrouver ces prolongements en Chartreuse provenait à la fois d'une idée *a priori* et d'observations sur le terrain : d'une part on considérait les plis comme des cylindres bien réglés, et qui devaient se poursuivre sur de très longues distances ; d'autre part on avait constaté les caractères jurassiens du chaînon Corbelet-Outheran sur le bord Est du massif cartusien.

Ce chaînon présente en effet, nous l'avons vu, des faciès intermédiaires entre ceux du Jura et ceux de la zone subalpine, mais avec prédominance des premiers. Le Valanginien notamment y montre, à la place des marnes des niveaux inférieurs, et bien que le Berrias existe par endroits vers le Sud, l'aspect d'un marbre bâtard à Brachiopodes. Ce calcaire devient parfois si blanc et si massif qu'il risquerait d'être confondu avec l'Urgonien.

La chaîne de l'Outheran est typiquement jurassienne. C'est un anticlinal déversé à l'Ouest sur la vallée molassique de Couz, et d'allure très simple dans sa partie principale. A sa base occidentale, il s'accidente d'un repli anticlinal qui se détache peu à peu, au Sud, du pli principal, dont il est alors séparé par le synclinal des Egaux. Mais aucun de ces deux anticlinaux n'a l'allure de pli-faille.

L'Urgonien de l'Outheran, sur son versant oriental, est coupé de quelques petites failles de tassement, obliques à la direction de son axe. J. Révil a voulu voir l'amorce d'un synclinal perché au sommet de cette montagne. Malgré tous mes efforts, il m'a été impossible d'y faire la moindre observation susceptible de justifier, voire même de suggérer une pareille structure.

L'extrémité septentrionale de la chaîne présente, comme les chaînons plus occidentaux déjà décrits, une faille longitudinale. Née près de Saint-Cassin, elle a donné lieu, de la part de J. Révil qui n'avait pas su l'interpréter, à une curieuse explication : cet auteur avait cru constater une interstratification des marnes chattiennes et des calcaires urgoniens. En fait, cette apparence d'interstratification n'existe pas. On constate simplement en remontant le torrent de Saint-Cassin que le Chattien repose sur le Barrémien inférieur, entaillé en une gorge abrupte par le torrent. Plus haut, après une petite dépression alluviale, on retrouve le Chattien reposant cette fois sur l'Urgonien dans une deuxième gorge.

Cet aspect s'explique de façon parfaite, par une faille le long de laquelle les terrains sont effondrés à l'Est. Elle recoupe ici le flanc occidental, mais j'ai pu la suivre vers le Corbelet où elle passe sur le flanc oriental du pli, et va disparaître au-delà du Col du Planay dans les contreforts Est de l'Outheran (fig. 9).

0.

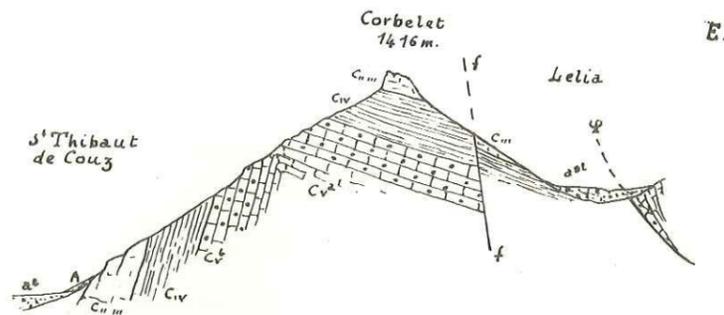


FIGURE 9

ANTICLINAL DE L'OUTHERAN, PARTIE NORD

φ : Chevauchement subalpin.

La chaîne de l'Outheran se prolonge au Sud jusqu'au Guier Vif et au-delà. Le flanc Est de l'anticlinal donne alors, après une brève séparation due à une faille (faille du Nantet) le sommet de la Roche-Véran qui domine le Petit-Frou. Le Valanginien de son flanc occidental, vertical, va, à l'Est de Corbel, constituer les crêtes acérées de Thivelet. Entre les deux, l'érosion amorcée par la dépression résultant du jeu de la faille du Nantet, a creusé jusqu'au Jurassique supérieur la large dépression de Corbel.

Quant à l'anticlinal secondaire des Egaux, il va prendre de l'ampleur pour donner, à 1163 mètres d'altitude, les rochers dominant au Nord le Grand-Fou. Ces rochers sont intéressants par leur structure : on peut constater en effet, sous une carapace d'Urgonien supérieur simplement voûtée et déjetée à l'Ouest, un phénomène de dysharmonie des masses urgoniennes inférieures. Décollées de leur couverture le long d'un niveau marneux qui n'est pas forcément la couche à Orbitolines, ces masses inférieures, malgré leur compacité et leur dureté, se montrent violemment plissotées.

RÉGION MOLASSIQUE

Des accidents tectoniques, difficiles à interpréter en raison de la monotonie des sédiments de cette région, peuvent être relevés dans la zone molassique. Certains de ces accidents peuvent se mouler sur les plissements profonds des terrains secondaires.

C'est vraisemblablement à de tels plissements d'ensemble qu'est due la masse anticlinale de molasse qui s'étend entre les vallées du Sierroz et du Chéran d'une part, et la vallée de la Deisse d'autre part, et culmine près de Chainaz sous un revêtement glaciaire.

A l'ouest de Bissy, dans la vallée de Chambéry, un conglomérat miocène montre des caractères identiques à ceux du conglomérat de Bourdeau. Il comporte même d'assez nombreux blocs urgoniens perforés par des lithophages, et par suite représente un sédiment transgressif, qui ne peut guère être considéré que comme burdigalien. Sa présence nous suggère que le substratum urgonien, assez profondément enfoncé sous Chambéry où aucun sondage n'a pu encore l'atteindre, doit se relever ici en un bombement anticlinal.

D'une façon constante, la molasse burdigalienne ou helvétique a été relevée et plissée avec son substratum, lors du plissement des chaînes jurassiennes. Le Pontien, par contre, a un caractère continental et il est resté horizontal. Il s'en suit donc que le plissement des chaînes jurassiennes doit dater de la fin du Vindobonien.

A côté de ces accidents affectant à la fois le Miocène et son substratum, on peut observer dans la molasse, des répétitions qui paraissent sans rapports avec les phénomènes de sédimentation périodique. Elles semblent indiquer un plissement autonome de ce sédiment. Ce cas, qui est observable dans la vallée du Sierroz, et affecte le Miocène de l'anticlinal de Chainaz, doit être assez fréquent. Cependant de tels faits ne peuvent se constater que dans les vallées entamant profondément la molasse, et à condition que les superpositions anormales se produisent à des niveaux bien caractérisés par leur faciès, ce qui est rare. Il reste que la puissance apparente de notre molasse se trouve certainement exagérée par suite de ces replis.

RÉGION SUBALPINE

Cette région est limitée à l'Ouest, au contact de la zone molassique, par une ligne de refoulement qui paraît continue depuis le Chéran jusqu'au Guier Vif. En fait la surface de contact anormal est bien continue, mais c'est une série de larges festons plissés qui se relaient du Nord au Sud, et viennent reposer sur elle.

La ligne de refoulement, qui se prolonge au Sud du Guier Vif dans les parties occidentales du massif du Grand Som, sépare la Roche-Véran de l'anticlinal jurassique dans lequel sont entaillées les gorges du Cozon, entre Saint-Pierre-d'Entremont et Entremont-le-Vieux. Par le Désert d'Entremont elle atteint le Col du Mollard

établi sur son trajet, et qui isole le sommet de Montfred de l'Outheran. Elle va passer ensuite immédiatement à l'Ouest de l'église de Saint-Cassin, et limite une région de la Chartreuse chambérienne, où se multiplient en faisceau les plis du Jurassique et du Berrias, seuls représentés ici.

Les plis de ce faisceau viennent successivement se coucher et se laminer sur la surface tectonique, dont la trace s'incurve quelque peu à l'Est et disparaît sous les alluvions de la vallée de Chambéry. Elle ne tarde pas à reparaitre de l'autre côté de la vallée, près de la gare de Chambéry. Elle longe alors la base de l'anticlinal de Lémenc, celle du Nivolet-Revard, où elle est bien observable à l'Est de Méry et du hameau des Mentens (station inférieure du téléphérique du Revard). Son aspect est moins net à la base de la Montagne de Banges, mais elle devient spectaculaire au pont de l'Abyme qui traverse le Chéran. Plus au Nord, elle se marque de moins en moins à la base du versant occidental du Semnoz, et disparaît peu à peu de façon complète.

\*\*\*

*Les faisceaux de plis du Nord de la Chartreuse*

A l'Est de cette ligne, les accidents tectoniques ont été décrits par J. Révil. Il a recherché et cru trouver les prolongements méridionaux des plis de l'extrémité Nord de la Chartreuse (plateau de Montagnole) entre le groupe du Mont de Joigny et Entremont-le-Vieux. La connaissance de ces structures a été améliorée par l'étude de A. Pachoud, sur la région située au Nord du Joigny (1).

Simplifiant les conclusions de J. Révil, A. Pachoud ne voit plus dans cette région que deux plis majeurs dont chacun forme une série de replis. Le premier comporterait un anticlinal principal où ne s'observent que le Berriasien et le Valanginien. C'est l'anticlinal du Pas de la Coche se prolongeant au Sud par la Drière et le Joigny. A l'Ouest s'en détacheraient deux anticlinaux secondaires : celui de Barberaz et celui de la Fontaine Saint-Martin. Nous avons montré, A. Pachoud et moi-même, que ce premier faisceau était le prolongement cartusien, après un affaissement d'axe sous la plaine de Chambéry, de l'anticlinal de Raseray, noyau du pli principal du Nivolet dans les Bauges.

Le deuxième pli comprend l'anticlinal de Montagnole-Jacob, avec ses rameaux occidentaux : anticlinal des Alberges et anticlinal de Saint-Cassin. Ce sont ces trois festons qui viennent suc-

(1) D.E.S. Grenoble, 1949.

cessivement se laminer sur la surface générale de refoulement. L'anticlinal principal de ce faisceau se prolonge d'ailleurs lui aussi dans les Bauges, où il devient l'anticlinal de Lémenc.

Des observations ultérieures me conduisent à supprimer de ce schéma l'anticlinal de la Fontaine Saint-Martin. J'ai pu constater en effet que les crêtes qui avaient été interprétées en anticlinal résultent simplement du jeu d'une faille d'effondrement, longitudinale, coupant le flanc Est de l'anticlinal de Montagnole-Jacob. Cette faille peut être suivie jusqu'aux portes de Chambéry où les alluvions récentes la recouvrent. Il en résulte que ce qu'on considérait comme un anticlinal individualisé, n'est rien d'autre que la partie orientale du flanc Est de l'anticlinal de Montagnole-Jacob (fig. 10).

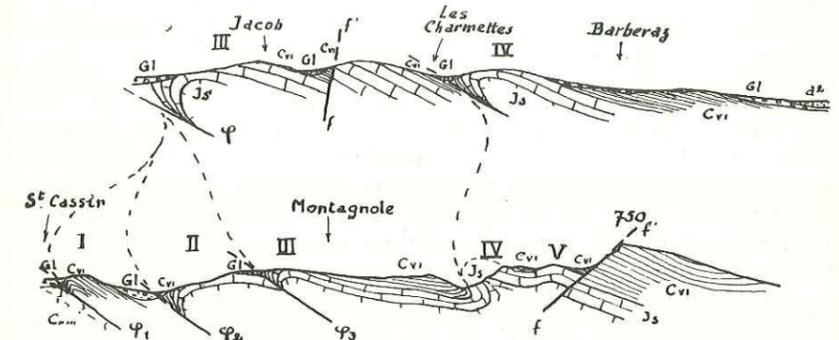


FIGURE 10

DEUX COUPES A TRAVERS LE PLATEAU DE MONTAGNOLE MONTRANT LE RELAIS DES ANTICLINAUX SUR LA LIGNE DE REFOULEMENT DU MASSIF SUBALPIN

Anticlinaux { I : Saint-Cassin. — II : Les Alberges. — III : Montagnole-Jacob. — IV : Barberaz. — V : Pas de la Coche.

Mes propres observations, et surtout les recherches récentes de mon fils dans la partie Nord de la vallée d'Entremont-le-Vieux, nous ont permis de constater l'absence complète d'analogie et donc des prolongements que voulait voir Révil, entre cette dernière région et le plateau de Montagnole. Il n'y a pas lieu de s'en étonner, car ces plis jurassiques et berriasien ne pouvaient être que dysharmoniques sous les plis en grande partie disparus du Crétacé. Ces structures dysharmoniques s'accompagnent toujours d'une multitude de digitations et de relais, que montre bien le plateau de Montagnole. Aussi est-il vain de vouloir les retrouver

à grande distance, au-delà de leur disparition sous les structures plus régulières des étages supérieurs.

Un fait particulier va retenir maintenant notre attention. Tandis que dans la région grenobloise le Berrias ne dépasse guère 40 mètres, et que dans les Bauges occidentales il atteint 80 à 100 mètres de puissance maxima, cet étage s'est montré extraordinairement épais dans le flanc oriental de l'anticlinal Pas de la Coche-Joigny.

Au lieu dit Pierre Grosse, près du Pas de la Coche, la puissance de ce Berriasien entre le fond des sondages effectués par les établissements Chiron et la crête valanginienne, atteint 290 à 300 mètres. Plus au Sud, le dernier affleurement jurassique se trouve à la cote 600 mètres au-dessous du Pas de la Fosse. Le pendage périclinal dans cette extrémité de la Chartreuse, donne aux couches une pente vers le Nord de 100 mètres par kilomètre. On a donc peu de chance d'erreur en admettant que sous la Drière de Joigny, un peu plus de 2 kilomètres au Sud de l'affleurement portlandien précité, cet étage a son sommet au voisinage de 800 mètres d'altitude. D'ailleurs, les ravins qui entament jusqu'à cette altitude le versant Nord-Ouest de ce sommet n'atteignent pas le Portlandien. Or j'ai retrouvé le Berriasien fossilifère, bien caractérisé, à 1 350 mètres d'altitude près du sommet de la Drière. La puissance de cet étage atteint donc ici, compte tenu des pendages, au moins 600 mètres.

Les résultats de sondages (81,2 mètres) qui m'ont été aimablement communiqués par la maison Chiron, montrent sous Pierre-Grosse vers 37 mètres de profondeur, une brusque et sensible augmentation du pendage des couches. Les observations faites dans le groupe Drière-Joigny vont permettre de l'interpréter.

\* \* \*

#### Les clivages du Mont de Joigny

La base du versant Nord-Ouest de la Drière, jusque vers 1 080 mètres d'altitude est formée de marnes à Ammonites valanginiennes. Elles sont dominées par les couches berriasiennes prolongeant celles de l'arête Pas de la Fosse-Pas de la Coche. Ces marnes valanginiennes semblent donc se trouver dans le prolongement de la surface de changement de pendage des sondages de Pierre-Grosse.

Plus haut dans le versant Nord-Ouest de la Drière, m'est apparue dans les couches berriasiennes, vers 1 290 mètres d'altitude, une zone broyée qui, étant donné le pendage, doit aller passer dans la partie supérieure du ravin situé au sud de Charcosse sur la route du Granier. Or dans ce ravin, j'ai trouvé les marnes

valanginiennes prolongeant celles du Pas de la Fosse. Une faible discordance angulaire les sépare de marno-calcaires où j'ai observé *Neocomites occitanicus*, et qui, toujours fossilifères, se poursuivent jusque vers 1 350 mètres d'altitude sous le col séparant la Drière du Joigny. En outre, ces marno-calcaires présentent à leur contact avec les marnes valanginiennes une zone de broyage au-dessus de laquelle les bancs marno-calcaires sont brisés et présentent une disposition chaotique sur une vingtaine de mètres d'épaisseur.

On trouve donc dans cette région, au moins trois fois successivement les mêmes formations berriasiennes, parfois séparées par des intercalations de Valanginien. Elles ont glissé les unes sur les autres le long de surfaces de clivage, et ceci sur une grande distance, puisque le faciès des « Calcaires grossiers de Montagnole » qui s'étend à l'Est jusqu'au bord subalpin, au-dessus de Chapa-reillan, n'existe plus dans les deux écaïles berriasiennes supérieures (fig. 11).

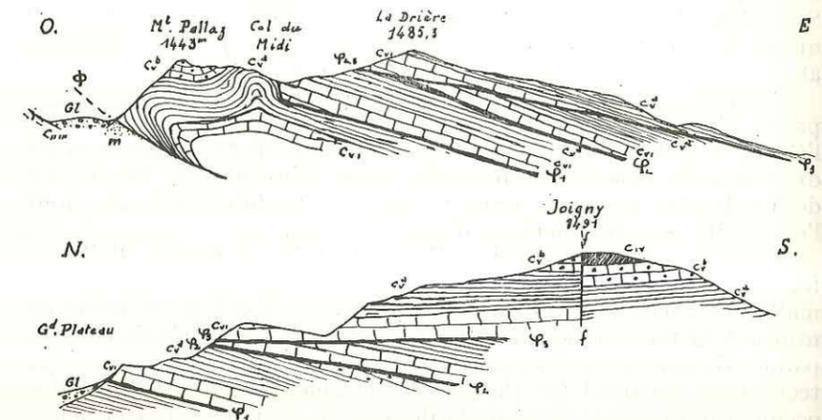


FIGURE 11

#### STRUCTURE SEMI-SCHÉMATIQUE DU MONT DE JOIGNY

Φ : Refoulement subalpin. — φ<sub>1</sub>, φ<sub>2</sub>, φ<sub>3</sub> : Surfaces de clivages déterminant les répétitions de couches marno-calcaires berriasiennes. — C<sub>VI</sub> et marnes du Valanginien inférieur C<sub>V<sup>a</sup></sub>. — C<sub>V<sup>b</sup></sub> : calcaires roux ou bicolores du Valanginien supérieur. — C<sub>IV</sub> : marnes hauteriviennes de l'ensellement sommital du Joigny. — M : Molasse aquitanaise de la vallée de Lélia.

Ces phénomènes, qui prennent presque l'ampleur de charriages sont dysharmoniques, car le valanginien supérieur, non plus que l'Hauterivien ou l'Urgonien, n'y ont pas participé.

\*\*

*Le massif de Curienne*

L'extrémité la plus méridionale du massif des Bauges est formée par le curieux petit massif de Curienne. La série stratigraphique ne s'y élève pas au-dessus du Berriasien, de telle sorte que ce massif prolonge les plis profonds, inaccessibles à l'observation, de la chaîne de Margériaz. Les dysharmonies évidentes qui existent à la base de cette chaîne, expliquent qu'il soit vain de vouloir rechercher, comme certains l'ont tenté, dans le massif de Curienne, une continuité avec le pli du Margériaz.

En fait, ce massif se termine périclinalement au Nord, dans la haute vallée de Leysse. Vers le sud, sa partie occidentale s'ennoie sous la cluse de Chambéry entre Saint-Jeoire-Prieuré et le lac de Saint-André au Nord de Chapareillan. Sa partie moyenne (Mont Saint-Michel) montre une terminaison périclinale près de Chignin ; quant à son pli oriental (Signal de Montgellaz), il se prolonge au-dessus de Montmélian dans la Savoie.

La figure 12 montre ce massif constitué par trois plis principaux, d'Est en Ouest : l'anticlinal de Montgellaz, couché vers l'Ouest et à flanc inverse laminé ; l'anticlinal de la Boisserette, pli droit dont le flanc Ouest forme le Mont Saint-Michel ; l'anticlinal de La Roche, pli droit dans sa portion méridionale, mais dont l'extrémité septentrionale se déverse à l'Est.

Ce déversement oriental de l'anticlinal de La Roche, d'ailleurs fortement exagéré par les auteurs antérieurs, constitue une anomalie qui nécessite explication. Or cette explication est facile en utilisant la tectonique d'écoulement par gravité. Il s'agit là d'un paquet de couches ayant glissé d'Est en Ouest, dans la dépression tectonique séparant les Bauges de la Chartreuse. Le pli le plus occidental, arrivé au fond de la dépression, et poussé par la masse des deux plis orientaux encore en cours d'écoulement, freiné dans son mouvement vers l'Ouest par le changement de pente, s'est renversé sur le pli suivant et l'a encapuchonné.

\*\*

*Du Nivolet à la vallée du Chéran*

On se rappelle (Cf. Stratigraphie) que J. Révil avait pris pour du Valanginien supérieur, les « calcaires grossiers » berriasiens du Nivolet. Dès lors ces calcaires, intercalés entre deux couches de marno-calcaires du Berrias l'avaient conduit à voir là un syn-

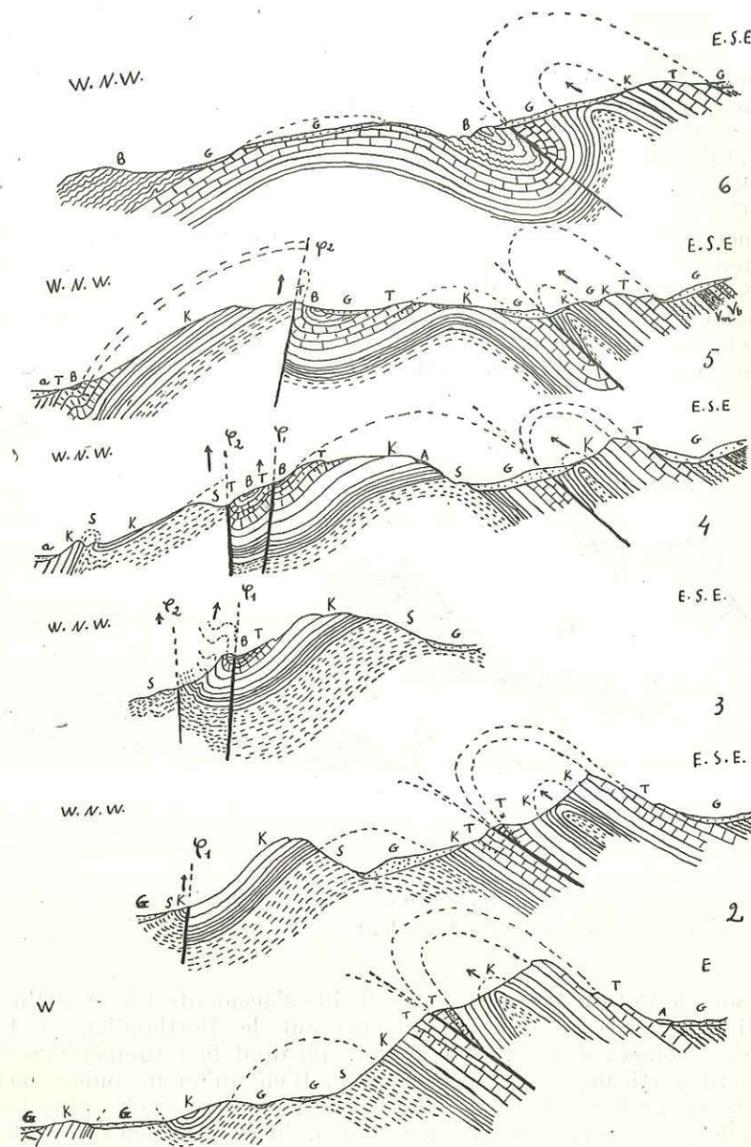


FIGURE 12  
Structure du Massif de Curienne  
(d'après B. Doudoux)

clinal (synclinal du Villaret), entre l'anticlinal de Raseray et un anticlinal de Monterminod, qui formait le Nivolet lui-même. Désormais nous savons que ni le synclinal du Villaret, ni l'anticlinal de Monterminod n'ont d'existence réelle, et c'est l'anticlinal de Raseray qui forme le noyau jurassique du pli du Nivolet.

Ce pli est d'ailleurs un pli-faille refoulé sur l'anticlinal de Lémenc (fig. 13). Mais l'anticlinal de Raseray, prolongement septentrional de celui du Pas de la Coche-Joigny s'atténue vers le Nord et disparaît au-dessus de Pragondran. Par contre, l'anticlinal de Lémenc, né en Chartreuse (anticlinal de Montagnole-Jacob) va bientôt, au niveau de Méry, devenir le seul pli constituant la chaîne Nivolet-Revard.

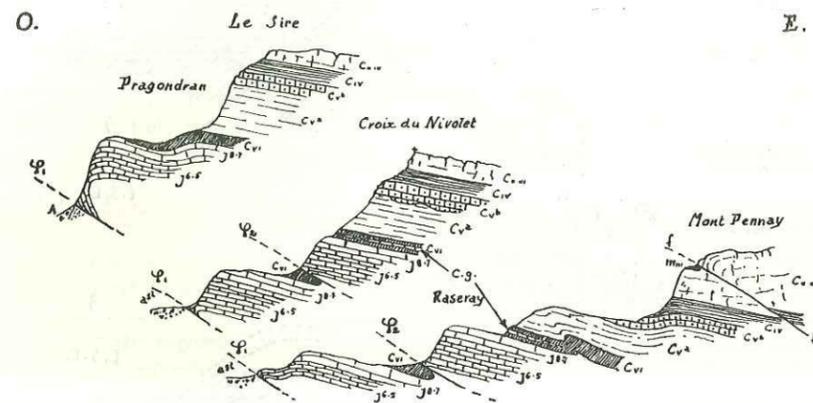


FIGURE 13  
TROIS COUPES A TRAVERS LA CHAÎNE  
DU SIRE AU NIVOLET ET AU PENNAY  
Cg. — Calcaire grossier de Montagnole.

Sous le Col du Pertuiset cette chaîne s'accidente (fig. 14) d'un repli synclinal dysharmonique, affectant le Portlandien et le Berrias, coincés dans la charnière du pli dont la retombée Ouest d'abord verticale, se renverse ensuite. Bien qu'on ne puisse pas suivre ce repli au Nord, où il est complètement caché sous les éboulis et la végétation, il est certain qu'il se prolonge et affecte progressivement des terrains de plus en plus récents.

Dans la paroi occidentale du Revard, en effet, à l'aplomb de la station supérieure du téléphérique, on constate l'existence de deux anticlinaux séparés par un synclinal extrêmement pincé. Tous les terrains, jusqu'au Valanginien supérieur (niveau le plus

élevé observable ici) sont plissés. Mais à partir de cette latitude, des complications vont survenir, qui n'avaient pas été observées par les auteurs antérieurs.

Dans sa description du Revard, J. Révil dit qu'à Pré Japert l'Urgonien est vertical et même légèrement renversé à l'Est. En fait, ces calcaires, blancs à la base, roussâtres au sommet, et que Révil qualifie d'Urgonien, ont un pendage Est de l'ordre de 40°. Ils sont surmontés par les marnes hauteriviennes que Révil croyait enveloppées par ses calcaires urgoniens. Mais un peu plus au Nord et plus haut, on s'aperçoit que l'Hauterivien disparaît par érosion, et que les mêmes calcaires roussâtres du sommet de l'Urgonien de Révil sont repliés en un synclinal qui contenait les marnes à Spatangues. Cet Urgonien est donc en réalité du Valanginien et c'est son faciès jurassien qui a trompé Révil.

Si l'on continue la montée vers le Revard, on peut constater que le Valanginien subit deux replis, larges chacun de quelques dizaines de mètres. Dans les petits synclinaux ainsi formés persistent de minces affleurements hauteriviens. Le Valanginien forme ensuite une ample voûte, à flanc Ouest vertical. Son flanc Est, dont le pendage est d'environ 30°, se prolonge au Sud jusqu'à la crête du Revard.

Nous retrouvons là les deux anticlinaux signalés à l'aplomb du sommet du Revard, mais le synclinal intermédiaire a pris suffisamment d'ampleur pour avoir conservé son remplissage hauterivien.

La masse calcaire prise pour de l'Urgonien par Révil forme le flanc normal de l'anticlinal inférieur que je nommerai anticlinal de Pré Japert. Son flanc inverse est invisible sous les éboulis et la forêt qui couvrent les pentes inférieures. Le flanc normal de l'anticlinal supérieur, « anticlinal du Revard », dépasse d'une quarantaine de mètres l'altitude du tunnel que traverse, au bout de son grand lacet Nord, l'ancienne voie ferrée du Revard.

Au-dessus apparaissent des marno-calcaires berriasiens, en partie cachés sous des éboulis et un lambeau de moraine. Vers le Sud, ils donnent un affleurement terminé en pointe aiguë. Vers le Nord, l'affleurement gagne en importance, et atteint une puissance d'une centaine de mètres à sa traversée de la route, près des grands lacets de Froidan. Cet affleurement se prolonge enfin sur le plateau des chalets des Esserts.

Le Berrias est surmonté par des calcaires blancs, urgoniiformes, qui, sous la Tour de l'Anglais (tour de l'angle Est de la carte I.G.N. au 20 000<sup>e</sup>) ont un pendage vertical. Ils passent vers le haut à des calcaires roussâtres, en gros bancs puis en dalles qui, avec un pendage Est de 40°, forment les crêtes des Ebats. En contrebas à l'Est, près du Col des Ebats, on rencontre l'Hauterivien en

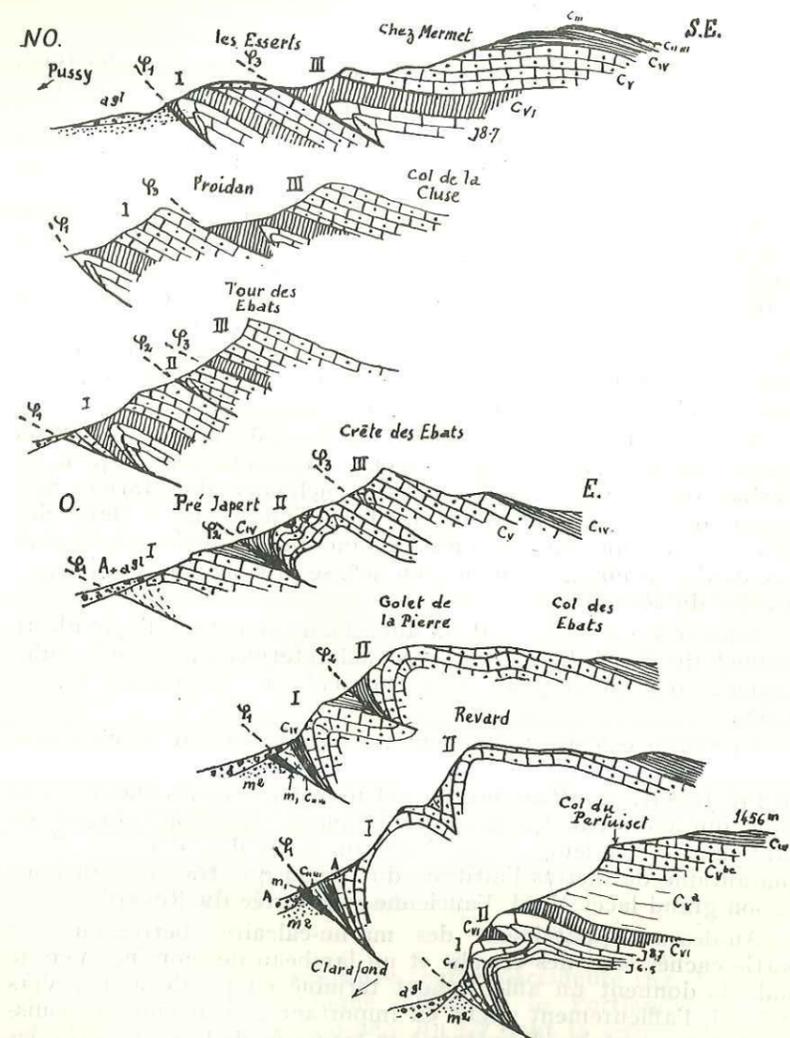


FIGURE 14

## SÉRIE DE COUPES A TRAVERS LA MONTAGNE DU REVARD

Du Sud au Nord, l'anticlinal unique du Nivolet se dédouble sous le col du Pertuiset, pour les étages supérieurs au Kimméridgien en un anticlinal inférieur I (anticlinal de Pré Japert) dont l'importance augmente vers le Nord, et un anticlinal du Revard II. Ce dernier donne à son tour un repli III qui va s'accroître pour devenir l'anticlinal de Banges, tandis que l'anticlinal du Revard, pincé entre les deux autres, ne tardera pas à disparaître en profondeur.

continuité avec celui du plateau du Revard (Molard de la Gailarde).

Ainsi s'individualise un nouvel anticlinal, supérieur aux deux autres et refoulé sur eux en pli-faille. La continuité des couches hauteriviennes qui passent de l'anticlinal du Revard au nouveau venu, nous montre que ce dernier prend naissance immédiatement au Nord-Est des hôtels près du Golet du Taisson. Il s'accroît de plus en plus vers le Nord, et c'est lui qui, finalement, va former la Montagne de Banges, jusqu'au Chéran, puis le Semnoz.

Quant aux deux plis sous-jacents à cet « anticlinal de Banges » ils disparaissent à la traversée des gorges du Sierroz, au-dessus de Saint-Offenge, et l'on n'en trouve plus trace vers le Nord. Cependant il se pourrait que l'un d'eux (anticlinal de Pré Japert) persiste en profondeur, encapuchonné sous le pli supérieur. Sur la rive droite des gorges, on voit en effet son noyau portlandien, dégagé par l'érosion et formant un pli aigu, disparaître sous la montagne. Sa suppression complète pourrait n'avoir lieu que 2 kilomètres plus au Nord, ce qui expliquerait (fig. 15) l'allure très particulière, dans sa région moyenne, de la Montagne de Banges.

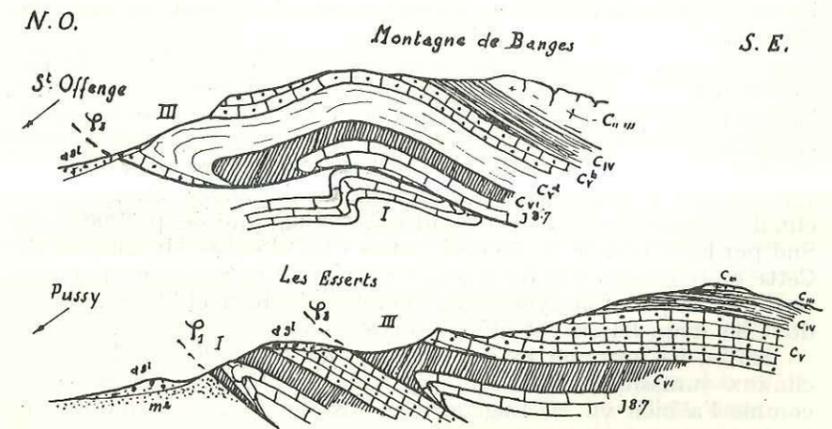


FIGURE 15

## STRUCTURE DE LA MONTAGNE DE BANGES (PARTIE SUD)

I : Anticlinal de Pré Japert. — II : Anticlinal de Banges. L'anticlinal intermédiaire du Revard a disparu plus au Sud, quant à l'anticlinal de Pré Japert, il s'atténue peu à peu sous la Montagne de Banges où seul son noyau tithonique est observable dans le profond ravin creusé par le Sierroz.

Ainsi, dans les Bauges comme en Chartreuse, ce sont des festons successifs qui viennent se relayer sur la surface générale de refoulement des massifs subalpins : d'abord l'anticlinal de Lémenc-Revard, puis l'anticlinal de Pré Japert, enfin l'anticlinal de Banges-Semnoz.

\* \* \*

*La chaîne du Margériaz et les chaînes orientales des Bauges*

L'anticlinal du Margériaz, qui limite à l'Est le double synclinal des Déserts, reproduit à plus haute altitude, la morphologie de la chaîne du Nivolet. Toutefois, le pli est ici unique. Son flanc inverse en partie conservé, ne se lamine et ne disparaît sous le flanc normal qu'à quelques 1 500 mètres à l'Est de la charnière, où le Barrémien inférieur repose renversé sur les marnes à Meletta.

Le chevauchement très important vers l'extrémité Sud de la chaîne, s'atténue pourtant vers le Nord, et bien que son flanc inverse soit encore laminé et rompu près du Noyer, le plan de faille, au lieu d'être subhorizontal comme au Sud, est ici à peu près vertical. Quand on parvient à la vallée du Chéran, le pli s'est atténué au point de ne plus laisser trace de son existence sur la rive droite de cette rivière. C'est là une étape vers une modification assez profonde du style tectonique des Bauges.

A l'Est de ce pli en effet, les anticlinaux ne sont plus rompus. La dent de Rossane, près du Châtelard en Bauges, est un anticlinal urgonien, véritable « mont » jurassien, qui se prolonge au Sud par la crête anticlinale occidentale du Colombier du Châtelard. Cette crête est séparée du sommet urgonien du Colombier par une profonde dépression synclinale, remplie d'Albien et de Sénonien, dont les deux flancs ont été conservés.

Enfin, à l'extrême limite orientale de notre région, les anticlinaux jurassiques du Mont Pelat et du Mont Charvaz sont, comme l'a bien vu M. Lugeon, des plis couchés, sans fracture ni laminage.

Les mêmes observations peuvent être faites au sujet des synclinaux. Le plus important, le synclinal des Aillons, et plus encore ceux qui, dans la région jurassique des cols du Lindar et de Marocaz sont surmontés par les anticlinaux du Mont Pelat et du Mont Charvay, sont couchés, ouverts à l'Ouest, et ont conservé leurs deux flancs sans laminage important.

Tandis que les plis-failles violemment rompus et chevauchants, étaient la règle à l'avant des masses sédimentaires en mouvement, on n'observe plus que des froncements de couches, importants

certes, mais moins intensément refoulés à l'arrière de ce même mouvement. Dans notre esprit germe alors un doute, sur la réalité de poussées orogéniques venant de l'Est.

\* \* \*

RELATIONS ENTRE BAUGES ET CHARTREUSE :  
LA CLUSE DE CHAMBÉRY

Nous avons déjà constaté que les anticlinaux de Lémenc et de Raseray, dans les Bauges (chaîne du Nivolet-Revard), se prolongeaient respectivement en Chartreuse septentrionale, par les anticlinaux de Jacob et du Pas de la Coche-Mont de Joigny. L'anticlinal de Raseray forme, par son flanc normal, le Nivolet, c'est-à-dire le flanc occidental du synclinal des Déserts. De même, l'anticlinal « Pas de la Coche-Mont de Joigny » porte en superposition normale, les couches du crétacé inférieur qui constituent le Granier. Le synclinal du Granier-Dent de Crolles est par suite, de toute évidence, le prolongement de celui des Déserts. On peut alors se demander quelle cause a déterminé, entre Bauges et Chartreuse, l'ouverture de la profonde dépression, oblique aux directions de plissement, qui fait communiquer le val du Bourget et la vallée de l'Isère. Trois solutions sont possibles : érosion, rupture par faille d'effondrement, inflexion d'axes tectoniques.

L'une de ces solutions doit être adoptée : c'est une inflexion d'axes qui a déterminé la formation de cette cluse. L'importance de l'érosion peut en effet être immédiatement évaluée, si l'on constate que la base du Valanginien supérieur est à 500 mètres d'altitude au pied de la cascade de Lovettaz, dans le soubassement du Nivolet et que son prolongement émerge des alluvions à La Trousse, 3 kilomètres plus au Sud, à l'altitude de 300 mètres. L'érosion n'a donc pu enlever que l'Urgonien et l'Hauterivien, ensemble dont la puissance est de 400 mètres au Granier et de 200 mètres seulement dans la chaîne du Nivolet. C'est donc un creusement d'au maximum 400 mètres, qui est dû à cette érosion, alors que la cluse est profonde de 1 200 mètres au Nord et de 1 600 mètres sous le Granier. Quant aux failles d'effondrement, les seules qu'on puisse observer sont des accidents de détail rompant exclusivement les assises tithoniques, au niveau des plissements intenses de la Savoyarde.

Par contre, il est facile de constater que toutes les couches jurassiques et celles de la base du crétacé, jusqu'au Valanginien supérieur inclus, s'abaissent vers le Nord, en Chartreuse, à partir du Col du Granier et du Joigny. Il est malaisé d'évaluer la pente

Sud-Nord du Valanginien, en raison des clivages que j'ai précédemment décrits dans cette région. Cependant le niveau le plus bas où le Valanginien soit observable dans la région du Pas de la Fosse, se trouve au Sud du tunnel, à l'altitude 900 mètres. C'est ce niveau qui se prolonge par l'affleurement de La Trousse, mais au Pas de la Fosse, c'est le Valanginien tout à fait inférieur qu'on observe, et à La Trousse, le Valanginien supérieur. En donnant à cet étage une puissance minima de 100 mètres, très probablement inférieure à la réalité, on voit donc que la perte d'altitude de l'axe anticlinal est d'au moins 700 mètres, sur une distance de 7 kilomètres, soit une pente de 10%. Une pente de même importance peut facilement s'observer dans le Jurassique supérieur sous l'axe synclinal du Granier. Les plis de Chartreuse s'affaissent donc vers le Nord en approchant de Chambéry.

Dans les Bauges, le synclinal des Déserts commence à infléchir son axe vers le Sud, à partir du Col de Plaimpalais. Au niveau de ce col, l'Urgonien est en effet à l'altitude de 1150 mètres, tandis qu'à l'aval des Déserts, la charnière synclinale, visible à la partie supérieure de l'Urgonien à la cascade de la Doria, au-dessus de La Fougère, n'est plus qu'à 850 mètres. La distance entre ces deux points étant de 3 kilomètres, c'est encore une inflexion de 10%, mais vers le Sud cette fois, qui se manifeste ici.

Notons en passant les amusantes erreurs d'interprétation récemment commises par un géographe, d'ailleurs excellent, qui, contrairement à l'évidence, ne veut pas admettre cette inflexion d'axes. Constatant que le sommet du Granier est plus haut que le fond du synclinal dans la région du Col de l'Alpette, il en déduit l'absence d'inflexion d'axe. Mais il oublie qu'au Granier, l'axe du synclinal passe à 1 kilomètre à l'Est du sommet et quelque 300 mètres plus bas que lui. Cette erreur, qui résulte de la confusion faite entre le niveau des crêtes et celui de l'axe du synclinal, se poursuit dans les Bauges. Nous lisons en effet : « Côté Bauges, les plis de l'Ouest ne s'abaissent nullement vers la cluse. Sans doute le point culminant de l'anticlinal occidental se trouve-t-il au Revard (1562 mètres), mais le Nivolet, au-dessus de la cluse, atteint encore 1558 et 1547 mètres. La variation d'altitude est insignifiante et la falaise qui entoure l'extrémité méridionale du pli écarte toute idée de plongement ». Or, le sommet du Revard est en Valanginien et celui du Nivolet en Urgonien. Mais ce même Valanginien qui forme les crêtes depuis le Revard jusqu'au point 1480 mètres, à 2 kilomètres au Nord du Nivolet, n'est plus au droit de ce sommet qu'à l'altitude 1250 mètres. Enfin, toujours selon le même auteur, « Le fond du synclinal se relève vers la cluse... 1000 mètres aux Déserts, 1138 mètres au débouché du Col de la Doria ». Les chiffres sont bien exacts, malheureusement la direction Les Déserts-Col de la Doria fait avec celle de l'axe syn-

clinal un angle de 45° et remonte par suite le flanc Ouest du synclinal.

Mieux vaut ne pas insister, mais je veux pourtant indiquer la solution d'une question qui inquiète fort ce géographe. Si le Granier a donné des éboulements spectaculaires sur sa face Nord alors que rien de semblable ne s'observe sur ses versants oriental et occidental, c'est précisément parce que la masse urgonienne du sommet reposait sur des couches marneuses inclinant au Nord, plan de glissement idéal pour les calcaires superposés. A l'Est et à l'Ouest, au contraire, les pendages convergent vers le bas, vers l'axe synclinal, assurant une meilleure stabilité aux calcaires. Du même coup s'explique que le déblaiement de l'Urgonien soit localisé au niveau de la cluse. Pendant les longues périodes post-tectoniques du Pliocène et du quaternaire, l'Urgonien une fois entamé par l'érosion, au fond de l'ensellement tectonique, a eu tout le temps de glisser en grands effondrements sur son substratum marneux, comme il le fit en 1248 et en 1952, et d'être déblayé tant par les fleuves que par les glaciers.

L'axe synclinal Les Déserts-Le Granier ne se prolonge d'ailleurs pas directement au-dessus de la cluse. Le Crétacé inférieur du Granier a en effet participé aux clivages que j'ai notés dans le massif du Joigny. Il en constitue la dalle la plus élevée, celle qui a progressé le plus loin vers l'Ouest. Il s'est donc produit une rupture du synclinal par un décrochement limité au-dessus des marnes valanginiennes. De fait, le prolongement méridional de l'axe synclinal des Déserts, au niveau de l'Urgonien, passe à quelques 3 kilomètres à l'Est de l'axe synclinal du Granier, ce qui est bien l'ordre de grandeur des clivages que j'ai observés. Il n'est pas impossible que le pli-faille du Mont Peney ne représente un résidu très atténué de l'un des clivages cartusiens prolongé dans le massif du Nivolet : lui non plus n'affecte pas les assises inférieures au Valanginien.

La dépression tectonique, future cluse de Chambéry, due à cet affaissement d'axes, est responsable de la structure curieuse décrite précédemment, du massif de Curienne-La Thuile : elle en a déterminé les écoulements. J'ai pu, grâce soit à des affleurements (Rocher Cazard, La Chat, Lac de Saint-André), soit à des sondages sous les alluvions et les éboulis dans les régions intermédiaires, suivre le flanc occidental de son pli le plus externe (anticlinal de la Roche) jusqu'à son raccordement, près de La Palud, avec le flanc oriental, tithonique et berriasien, du synclinal du Granier. L'anticlinal de la Roche représente la manifestation la plus occidentale du groupe de plis jurassiques, dysharmoniques, correspondant à la partie orientale du synclinal des Déserts. Le flanc Ouest de cet anticlinal de La Roche se situe donc immédiatement à l'Est de l'axe du synclinal des Déserts. Le raccordement du synclinal occidental des Bauges et du synclinal oriental de Char-

treuse n'est donc pas une hypothèse fondée sur des analogies d'orientation des reliefs, mais bien une certitude.

L'obliquité de la cluse par rapport aux directions tectoniques s'explique en partie par l'avancée tardive et dysharmonique du massif de Curienne vers l'Ouest. Le résultat a été une torsion vers le Sud de l'axe de la dépression orographique. Mais surtout, le fait qu'un synclinal externe des Bauges (Les Déserts) se prolonge par celui du Granier, le plus interne de Chartreuse, aboutit à ce résultat : la cluse véritable, due à l'ensellement, ne s'étend pas vers l'Est au-delà de Challes-les-Eaux. On a en effet franchi là le Rocher Cazard, c'est-à-dire la limite orientale du prolongement Nord de la Chartreuse : le bord subalpin, affaissé ici. Tectoniquement on entre dans une combe prolongeant le Grésivaudan. Il est tout à fait normal que notre dépression devienne alors parallèle aux directions des plis, et s'incurve vers le Sud.

\*\*\*

### QUELQUES PHÉNOMÈNES PSEUDOTECTONIQUES

D. Hollande, de même que J. Révil par la suite, avaient cru voir la retombée occidentale de l'Urgonien du Mont du Chat dans l'affleurement observable au bord du plateau qui domine les lacs de Chevelu. L'étude de cet affleurement m'a montré que l'Urgonien reposait là sur la molasse burdigalienne. Il en est séparé par une masse de matériaux triturés où s'observent surtout des éléments hauteriviens, mais qui contient aussi des lentilles de cailloutis quaternaires.

Cette disposition est semblable à celles pour lesquelles M. Lugeon a créé le terme de « décoiffement ». A une date très peu postérieure à la glaciation wurmienne, un lambeau d'Urgonien qui persistait encore sur le flanc Ouest de la montagne (fig. 16), s'est décollé du substratum au niveau des marnes hauteriviennes. Le phénomène s'est produit sous la seule action de la pesanteur, sans l'aide d'un effort orogénique, et par suite ressemble plus à un effet d'érosion qu'à un phénomène tectonique. Il se différencie ainsi des glissements de même aspect, mais liés aux mouvements orogéniques que J. Debelmas nous a décrits en Vercors.

Ce décoiffement n'est pas isolé, et j'ai pu constater l'importance du rôle morphologique de ce phénomène sur le versant oriental de la même chaîne, où d'immenses lambeaux valanginiens, décollés et glissant au niveau des marnes purbeckiennes, sont venus se superposer, près du Bourget-du-Lac, au Valanginien en place, à l'Hauterivien et à l'Urgonien (fig. 6).

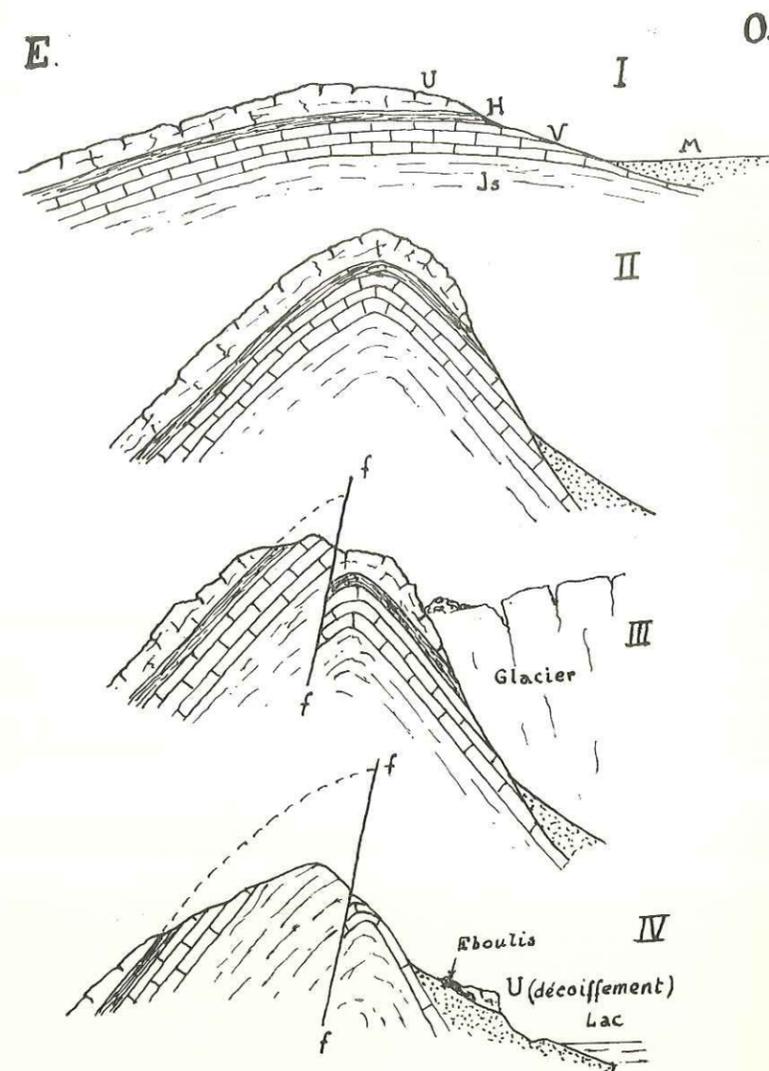


FIGURE 17

### COUPES SCHÉMATIQUES PAR LE COL DU MONT DU CHAT ÉVOLUTION DES ÉVÉNEMENTS QUI ONT ABOUTI AU DÉCOIFFEMENT

I : Bombement antémiocènes. — II et III : Phases tectoniques et d'érosion post miocènes. — IV : Décoiffement : quaternaire.  
Js : Jurassique supérieur. — V : Valanginien. — H : Hauterivien. — U : Urgonien. — M : Molasse. — ff : Faille longitudinale.

Plus récemment enfin, j'ai eu l'occasion d'observer des décoiffements analogues, saisis à leur début, et affectant le Kimméridgien récifal de la montagne du Gros-Foug, au-dessus de Serrières-en-Chautagne (fig. 21). D'immenses dalles de calcaire, détachées par les crevasses tectoniques signalées par M. Gignoux ont amorcé un glissement. L'absence de niveau plastique, en freinant le mouvement d'ensemble, a permis ici la manifestation d'une étonnante plasticité de la part de ces calcaires, si rigides en apparence (40).

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES  
D'EXCURSIONS GÉOLOGIQUES

## Description d'itinéraires d'excursions géologiques

### EXCURSION I

#### CLUSE DE LA BALME - COL DU MONT DU CHAT

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, feuilles La Tour-du-Pin et  
Chambéry.

Cette excursion permettra d'observer une coupe complète des terrains secondaires à faciès jurassien et du Burdigalien de la zone molassique, ainsi que des phénomènes caractéristiques de décoiffement. Elle peut se faire à peu près entièrement en voiture.

La cluse de La Balme, à la limite des départements de l'Ain et de la Savoie, bien qu'elle soit située dans la région du Petit Bugey, est une des entrées monumentales de la Savoie. C'est par elle qu'on peut accéder à cette province, soit qu'on vienne de Paris par Belley, et l'on évite alors la cluse de Barres qui conduit à Culoz, soit qu'on arrive de Lyon par Saint-Genix-sur-Guiers.

De cette dernière localité à La Balme, la route longe le pied d'une haute falaise émergeant des éboulis : le Mont Tournier. Sur 600 mètres de hauteur elle ne nous montre que les assises du Jurassique supérieur, tranchées net par l'érosion, jusqu'au noyau Kimméridgien de l'anticlinal, étage seul représenté dans la

retombée occidentale du pli. De Belley à Virignin, où l'on atteindra la cluse près du hameau de Saint-Blaise, le paysage est plus doux. Le prolongement septentrional du Mont Tournier, la montagne de Parves, n'a été attaqué par l'érosion du Rhône qu'au cours de la brève période pendant laquelle ce fleuve, ou l'un de ses bras, empruntait la cluse de Barres. Le flanc Ouest de l'anticlinal, mieux respecté, nous montre outre le Kimméridgien, du Portlandien et même, près du sommet, un peu de Valanginien. Ces pentes, d'origine structurale, sont néanmoins coupées de petites falaises d'érosion, qui s'accroissent peu à peu vers le Sud, de sorte que, à l'entrée de la cluse, l'anticlinal qui culmine ici vers 550 mètres d'altitude, s'effondre d'un seul jet sur le Rhône coulant à 220 mètres.

A l'entrée du défilé, sur la rive droite, le rocher de Pierre Chatel porte à 170 mètres au-dessus du fleuve, son ancienne chartreuse fortifiée. Il est séparé de la montagne de Parves par un étroit sillon que prolonge vers l'Est la combe du Goulet par où l'on gagne Chemillieu. Ce Goulet, creusé dans les calcaires du Jurassique supérieur, contient des graviers fluviatiles et des lambeaux de moraines. Le Rhône s'est échappé par là à une époque où il coulait à 360 mètres d'altitude, soit pendant l'interglaciaire Riss Wurm, soit au cours d'une phase du retrait wurmien. Colmaté par les moraines de la dernière glaciation, son lit s'est déplacé vers le sud, et la gorge actuelle est d'origine épigénique.

Très peu à l'Est de Saint-Blaise, la route franchit deux courts tunnels au pied de Pierre Chatel. Tous deux sont ouverts dans les calcaires bien stratifiés du Pterocérien, où il est bien difficile aujourd'hui de faire les récoltes de fossiles (petits Bivalves et Brachiopodes) dont parlent les anciens auteurs. Par contre, les silex zonés sont nombreux au niveau du tunnel le plus occidental. Près de l'autre tunnel apparaissent les premières couches jaunâtres de calcaire dolomitique. A sa sortie orientale, un sentier prend naissance sur la gauche, à l'entrée du pont. Il traverse des couches de calcaire assez spathique alternant avec quelques assises dolomitiques et gagne la base d'un récif virgulien, massif, haut de 140 mètres, formé d'un calcaire finement cristallin, blanc pur ou légèrement rosé.

Là subsistent les ruines d'un ancien fort de la frontière franco-savoyarde. Repeint lors d'un passage de Napoléon, il offre l'aspect d'un décor de carton. Ce fort tire profit de vastes cavernes creusées à la limite du Pterocérien et du Virgulien et qui furent probablement habitées par l'homme préhistorique. Des fouilles pourraient y être pratiquées avec quelques chances de succès.

Le pont de La Balme, qui nous conduit sur la rive gauche du Rhône, récemment déplacé, a été reconstruit en calcaires du Valanginien supérieur jurassien. La qualité et la beauté de ce matériau, font de ce pont une réussite à la fois esthétique et

technique. Dès notre arrivée sur la rive gauche, nous apercevons les traînées rouges du sidérolithique qui a envahi les fissures karstiques du Kimméridgien. Bientôt, remontant vers Yenne, le pendage Est des couches va nous faire pénétrer dans la masse même du récif virgulien. La route occupe le fond d'un étroit sillon, ouvert par un ancien bras du Rhône, et l'on peut y observer de nombreuses marmites de géants.

Après un parcours d'environ un kilomètre depuis le pont, surgit, à droite de la route, une belle résurgence dont les eaux limpides se frayent un passage ascendant à travers une nappe horizontale de graviers. Quelques dizaines de mètres plus loin, une petite grotte facilement accessible, dont le seuil est à 1 ou 2 mètres au-dessus de la source, donne accès à un calme petit lac souterrain inexploré, communiquant avec la résurgence.

En ce point on pourra quitter la route sur la gauche pour accéder assez péniblement, à travers un taillis petit mais touffu, à la bosse rocheuse cotée 253 mètres. On parvient, avant le sommet, à d'anciennes carrières, inexploitées depuis longtemps, où les calcaires fourmillent de fossiles. Les gastropodes y sont particulièrement abondants, et notamment les Nérinées. Ces couches stratifiées, superposées au récif, forment le passage au Portlandien.



FIGURE 17

RIVE DROITE DE LA CLUSE DU RHÔNE  
ENTRE LA BALME ET YENNE

La chartreuse fortifiée de Pierre-Chatel (P.C.), sur un récif virgulien (K s), domine le Rhône encaissé dans le Pterocérien (K i). Le fort des Bancs (B) est sur le Portlandien (P.). Le Valanginien inférieur (Vi) forme le sommet. Il se prolonge à l'Est, vers Yenne, par une falaise inférieure au-dessus du Purbeckien (Pu). Un talus boisé se développe sur le Valanginien moyen (Vm), surmonté par une deuxième falaise, de calcaires roux, du Valanginien supérieur (Vs) au-dessus d'Yenne.

Du sommet de cette bosse rocheuse, il est facile de prendre une idée d'ensemble de la région. Vers le Nord-Ouest (fig. 17), les pentes qui portent le fort des Bancs, à droite de Pierre Chatel, sont coupées de multiples petites falaises, révélant la stratification des couches portlandiennes et valanginiennes, qui contraste avec

l'aspect massif du récif Kimméridgien. Au Nord, une dépression Nord-Sud, où se cache le village de Nant, a ses pentes orientales et occidentales formées par des assises valanginiennes plongeant vers l'axe de la dépression. La chaîne de Parves est donc subdivisée par une dépression synclinale en un anticlinal de Parves à l'Ouest, un anticlinal de Chemillieu à l'Est.

L'axe de l'anticlinal de Chemillieu s'affaisse vers le Rhône pour se prolonger sur la rive gauche, en se relevant, par l'anticlinal du Mont Tournier. Les couches peuvent être suivies de part et d'autre du fleuve jusque dans son lit et il est facile de constater l'existence de deux talus en pente douce, séparés et surmontés par des falaises rocheuses. Le talus inférieur résulte du niveau marneux du Purbeckien, le talus supérieur, marneux aussi, s'intercale entre la falaise de marbre bâtard du Valanginien inférieur, et la falaise sommitale formée par les dalles rousses du Valanginien supérieur.

Vers l'Est, par delà l'issue de la cluse, le relief amolli des collines molassiques, revêtues d'alluvions quaternaires, va buter dans le lointain contre le mur du Mont du Chat, échancré par le large et profond ensellement de son col, au-delà duquel s'embrument les sommets subalpins des Bauges.

Reprenant la route, nous parvenons quelques centaines de mètres plus loin, aux carrières de la Maladière, ouvertes dans le Portlandien. Ce sont des calcaires sublitographiques, en gros bancs, présentant très souvent des joints stylolithiques. Dès les assises de base, la limite des strates est soulignée par une rubéfaction ou même par un mince feuillet argileux. Puis très vite, on voit apparaître entre les bancs des pellicules verdâtres qui, à certains niveaux peuvent avoir une épaisseur appréciable, d'ordre centimétrique, et contiennent alors des cailloux bariolés. Ainsi, dès la base du Portlandien commencent à se manifester les caractères du faciès purbeckien.

Nous passons d'ailleurs insensiblement au Purbeckien, classique depuis les belles études de Maillard. Une alternance de calcaires gris cendré et de marnes verdâtres, granuleuses et même caillouteuses, nous conduit à un lit marneux, vert, à cailloux noirs, recouvert en auvent par les calcaires jaunes du valanginien inférieur. Mais il serait vain, en l'absence de travaux de terrassement récents, de vouloir retrouver les belles faunes lagunolacustres qui furent décrites ici.

Le Valanginien inférieur qui surmonte les marnes vertes, est d'aspect assez variable suivant les bancs. Très souvent il a le faciès bicolore, parfois aussi il a l'aspect classique du « marbre bâtard », notamment dans la partie Ouest d'une carrière ouverte au bord de la route. Cette même carrière nous montrera dans son front de taille oriental, le Valanginien moyen. Ce sont des marnes

jaunâtres, grumeleuses, très grossières, contenant parfois des cailloux provenant des assises inférieures. Près de Chemillieu, sur l'autre rive du Rhône, un faciès latéral de ce valanginien moyen est formé par une brèche très dure, à éléments de « marbre bâtard ». Tombés du sommet, on trouvera dans cette carrière quelques blocs erratiques, probablement nummulitiques. Ce sont des brèches, où des séricitoschistes verts à reflets d'argent voisinent avec des morceaux de dolomie, des calcaires foncés du Dogger ou du Lias et des morceaux très blancs et cristallins du Malm des zones intra-alpines. Enfin, entre la carrière et le pont suspendu d'Yenne, on longe le Valanginien supérieur, d'abord en gros bancs un peu bicolores, finalement en dalles de calcaire roux.

Pour observer l'Hauterivien, il faudrait soit traverser le Rhône et s'élever au-dessus de Saint-Didier, où l'on verrait des marnes d'un bleu noirâtre, contenant des Nautilus, soit prendre la route qui, partant du cimetière d'Yenne, se dirige au Sud-Ouest vers Chevru. On constaterait alors que paradoxalement, ces masses tendres forment une longue crête, au relief accentué, séparant le ruisseau du Flon, d'un mince torrent, souvent à sec, dont le lit marque le contact entre Valanginien et Hauterivien. Quant à l'Urgonien ce n'est que bien plus au Sud, près du hameau des Couleurs, qu'on pourrait en observer un mince lambeau, avec l'aspect jaune roussâtre caractéristique du Barrémien inférieur.

Sortis de la cluse à Yenne, nous entrons dans la zone molassique prolongeant au Nord le synclinal de Novalaise. Peu d'observations intéressantes à faire là. Nous verrons certes la molasse affleurer au fond de la vallée de la Meline, avec son aspect massif et sa teinte gris verdâtre foncé. Mais elle est en majeure partie cachée soit sous les alluvions du Rhône dans la plaine d'Yenne, soit bien plus souvent sous un manteau presque continu de moraines wurmiennes. Inutile de nous y attarder, car ce terrain présentera un bien plus grand intérêt sur les contreforts du Mont du Chat.

Ce n'est guère avant le village de Chevelu que l'excursion reprend de l'intérêt. Assez loin au Nord de la route, un relief relativement abrupt nous révèle sa nature calcaire. C'est l'anticlinal de Lierre, accident basal des plis du Mont du Chat (fig. 7). Nous en sommes séparés par une plaine cultivée, où les moraines reposent sur la molasse des lacs de Chevelu, et qui est parsemée de monticules isolés, hauts de 15 à 20 mètres. Ils sont formés de cailloux roulés, mais surtout de fragments calcaires anguleux noyés dans une masse argileuse et graveleuse. Bien loin d'être des formations glaciaires, leur aspect rappelle les éboulis des pentes. Mais ici, les premières pentes sont à près de 2 kilomètres vers l'Est. Je crois pouvoir les rattacher au décoiffement, selon l'expression de M. Lugeon, que nous allons maintenant observer.

Passé Chevelu, où bifurquent la route nationale passant par le tunnel et celle qui monte au Col du Mont du Chat, prenons sur la gauche, la route de Saint-Jean-de-Chevelu. Elle est dominée à l'Est par un plateau, haut de 50 à 55 mètres, sur lequel monte la route nationale. Sa surface supérieure, formée d'Urgonien, domine notre route d'un bord abrupt, à peu près continu (fig. 18).

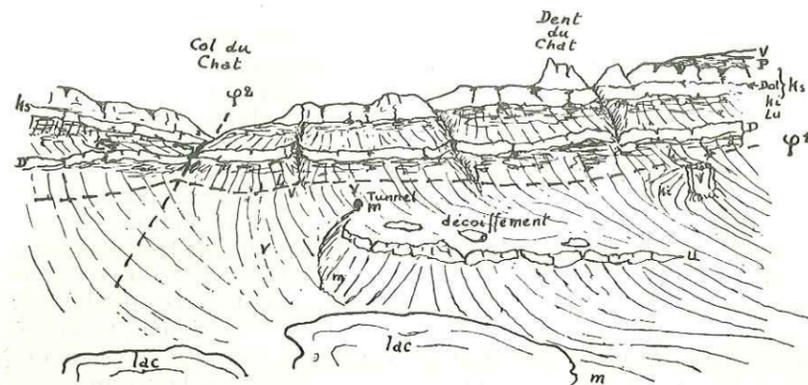


FIGURE 18

VERSANT OUEST DU MONT DU CHAT

Vu de la route de Chevelu à Billième. Les sommets sculptés dans les calcaires récifaux du Kimméridgien supérieur (*Ks*) sont séparés des calcaires sublithographiques du même étage (base), par une couche de dolomie (*Dol*). Dans le Dogger (*D*) le sommet du Bajocien et la partie inférieure du Bathonien forment une falaise inférieure, au-dessus de laquelle de rares affleurements de Callovien (*C*) sont riches en fossiles. Ils sont directement surmontés par le Lusitanien (*Lu*) marneux. Une faille longitudinale  $\varphi^1$  met en contact le Lias (*L*) avec le Valanginien (*V*) ou le Kimméridgien (*K*) suivant les points. Une faille transversale  $\varphi^2$  détermine le col. Au premier plan, dominant les lacs de Chevelu, plateau urgonien (*u*) reposant sur la molasse (*m*) du décoiffement de Chevelu (cf. fig. 16).

A l'Ouest, les lacs de Chevelu sont retenus par un faible relief molassique atteignant presque la route que nous suivons. Les pentes du plateau, sous l'Urgonien, sont couvertes d'éboulis qui empêchent les observations. Mais si nous remontons le ruisseau qui coule au pied du versant Nord de ce plateau, nous ne tarderons pas à constater que toute sa base est formée de molasse reposant, quelques dizaines de mètres plus au Nord-Est, sur les calcaires valanginiens. On pourrait alors faire le tour complet du plateau, en passant par l'entrée Ouest du tunnel où la molasse est très froissée, puis en gagnant vers le Sud et l'Ouest la route

du Col et le hameau de Servagette, ceci sans quitter la molasse. On a ainsi encerclé l'affleurement urgonien, qui, partout, repose sur le Burdigalien.

En de nombreux points on peut observer, en particulier si l'on suit la route nationale, que cet Urgonien repose sur une masse plastique, ou en est accompagné. Ce sont des argiles jaunes contenant de nombreux blocs calcaires, de tous calibres, et parfois des traînées de cailloutis calcaires ou cristallins, ces derniers évidemment quaternaires et observables assez souvent au-dessus des moraines wurmiennes. C'est là un terrain identique à celui qui forme les mamelons déjà signalés au Nord-Ouest de Chevelu, et dans lequel, argile et blocs calcaires représentent un produit de broyage des couches hauteriviennes.

Nous sommes conduits à penser qu'à la fin du retrait wurmien, une masse urgonienne, jusque-là maintenue en place sur le versant Ouest du Mont du Chat, probablement grâce à l'appui que lui fournissait le glacier, a glissé vers l'Ouest suivant la pente des couches. Elle a entraîné avec elle la masse plastique et lubrifiante de l'Hauterivien, mélangée au cours du glissement avec des cailloutis fini-glaciaires, et le tout est venu se superposer à la molasse miocène. C'est un décoiffement à peu près typique. A 1500 mètres de là vers le Nord, une butte conique, le crêt de Monthoux, accumulation confuse de blocs urgoniens et de débris hauteriviens de tout calibre, a une origine identique.

La route qui longe au Sud-Ouest les lacs de Chevelu, va nous permettre de gagner la région de Billième. Quittant la molasse un peu au Nord du hameau de la Platière, nous pouvons voir, dans une petite carrière, son contact avec l'Urgonien à pendage Sud-Ouest. Après quelques centaines de mètres où les affleurements sont cachés par la végétation, nous entrons dans les calcaires jaunes roussâtres, spathiques, un peu marneux, de l'Hauterivien supérieur. Mais dès lors le pendage est à l'Est, et nous pénétrons dans le petit ensellement synclinal de Billième.

Alternant avec les moraines, sans qu'on puisse affirmer s'ils leur sont postérieurs ou antérieurs, nous trouvons là des sables verdâtres et des cailloutis quaternaires, fortement agglomérés parfois en poudingues ou en grès grossiers et qu'à première vue on peu confondre avec une molasse grossière. Quelques blocs erratiques parsèment la surface supérieure de ces sables. Les amateurs d'archéologie préhistorique pourront aller voir, à une centaine de mètres au Nord-Ouest de la route, près du point coté 407, une pierre à cupules datant probablement du 2<sup>e</sup> ou 3<sup>e</sup> millénaire avant notre ère. Elle a été quelque peu déplacée, et l'on a trouvé à ses pieds les burins de silex noir qui furent utilisés pour creuser les cupules. De telles pierres, assez fréquentes dans la région, sont toujours des blocs erratiques et exclusivement de grès houiller.

Une nouvelle route s'ouvre sur la droite, un peu avant Billième, et revient au tunnel du Mont du Chat. Un peu à l'Est du hameau de Gerba, on peut observer, au-dessus de la route, vers le Nord, une charnière anticlinale dans le Valanginien et le Portlandien (fig. 19). Le flanc oriental de ce pli détermine une petite dépression Nord-Est sur sa surface structurale. Puis plus à l'Est viennent les raides talus de la montagne de la Charvaz, qui débutent suivant les points soit par le Bajocien dominant le Valanginien, soit par le Kimméridgien dominant l'Hauterivien. La faille longitudinale du Mont du Chat, responsable de ce contact anormal, coupe donc non pas la charnière, mais le flanc Est de l'anticlinal.

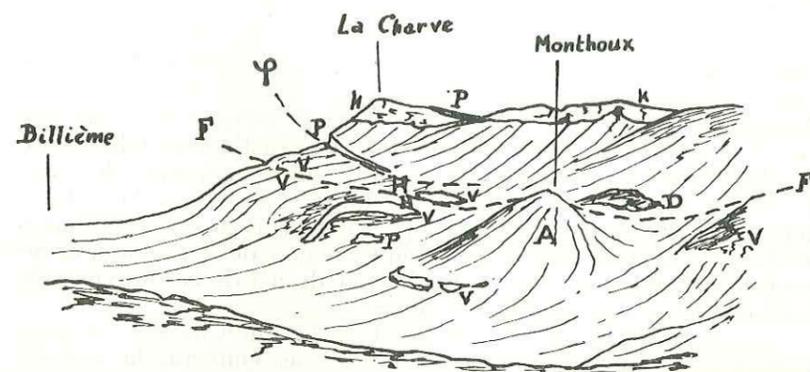


FIGURE 19

MONTAGNE DE LA CHARVAZ (PARTIE NORD DU MONT DU CHAT)

Vue de l'entrée ouest du tunnel du Chat. Un pli supérieur repose suivant la surface  $\phi$  par son Portlandien (P) renversé, sur l'Hauterivien (H) du pli inférieur. Ce dernier est coupé par une faille longitudinale (FF) qui laisse à l'Ouest la charnière, visible dans le Valanginien (V) au droit du sommet de la Charvaz. La butte de Monthoux, formée d'éboulis urgoviens (A), est une portion broyée du décoiffement de Chevelu. — D : Dogger. — K : Kimméridgien.

A mi-chemin environ entre Champrond et le tunnel du Chat, on pourra observer, sur la rive gauche d'un torrent, le contact latéral de l'Hauterivien et du Valanginien, produit par la faille transversale passant par le col du Chat. A partir de ce point on restera jusqu'au tunnel dans des calcaires très blancs, à polypiers, du Valanginien, qu'on ne quittera que pour retrouver la molasse.

De là, une route nouvellement ouverte, permet de rejoindre directement la route du col, que l'on atteint au pied des rochers de « Sur la Balme », formés de Valanginien et de Portlandien ver-

ticaux qui s'appuient vers l'Est sur le Kimméridgien replié en charnière. C'est la retombée Ouest de l'anticlinal du Mont du Chat, et là encore, comme près de Gerba, le flanc Est est coupé par la faille longitudinale, qui met en contact Kimméridgien et Bajocien ou peut être Lias.

La montée au col nous permettra d'observer la série stratigraphique décrite dans la première partie, à partir du Lias, que l'on rencontre peu après avoir traversé en tranchée les derniers affleurements valanginiens dominant le tunnel. Dans cette série, le Callovien est difficile à trouver par suite de sa minceur. Passé le Bathonien où l'on circule à flanc de montagne, la route s'incurve pour pénétrer dans une dépression de prairies, creusée dans les couches lusitaniennes. Un chemin sur la droite, au point où la pente de la route diminue brusquement, permet d'atteindre, à une cinquantaine de mètres, une dépression embroussaillée où le regard sera attiré par la teinte ocre des calcaires à oolithes ferrugineuses. On peut y trouver quelques fossiles ou débris de fossiles, mais le dégagement de belles pièces nécessiterait un important travail de terrassement pour raviver le gisement.

Un deuxième gisement facilement accessible existe à 400 mètres au Nord de la route. On prend dans la dépression lusitanienne, la route de Monthoux, que l'on quitte pour emprunter le premier chemin sur la droite. Après quelques vignes, on entre dans des pâturages rocaillieux et le Callovien se rencontre à une dizaine de mètres à l'Est du chemin. Là encore, le gisement aurait besoin d'être rafraîchi.

Peu après avoir dépassé les carrières ouvertes dans le Séquanien au-dessus d'un tournant brusque de la route, on pourra observer, dans le talus de droite de celle-ci, et sur une cinquantaine de mètres, les plissements remarquables du Kimméridgien inférieur. Pour voir les calcaires sublithographiques du Kimméridgien supérieur, il faudrait quitter la route et s'enfoncer dans les taillis vers le Sud. Par contre, la couche de dolomie est facile à observer au Nord de la route, peu avant d'atteindre le col, où elle est surmontée par de puissants calcaires récifaux très blancs, dans lesquels une carrière est ouverte au col même. Ce sont ces derniers calcaires qui donnent les saillies rocheuses de l'arête montant du col au Mont du Chat : Cornillon, Roc Blanc, Dent du Chat, Molard Noir.

Portlandien et Purbeckien, peu épais, apparaissent sur le versant Est du col, mais sont peu intéressants. Au hameau du col s'ouvre à la partie supérieure du Valanginien fossilifère à pendage Est, une route que nous ne prendrons pas. Par la Chapelle du Mont du Chat elle gagne Saint-Pierre-de-Curtille, circulant presque constamment dans une combe hauterivienne visible du hameau. Nous allons d'ailleurs trouver les marnes bleues de

cet étage au bord de la route, au-dessous de l'Hôtellerie du Col du Chat, et les sinuosités de cette route nous feront passer plusieurs fois de ces marnes aux calcaires de Neuchâtel et au Barrémien inférieur indiscernables l'un de l'autre.

Un arrêt au tournant coté 503 mètres, qui constitue un belvédère remarquable, nous permettra d'observer (fig. 20), par-delà le lac du Bourget, les replis du Valanginien dans la paroi Ouest du Revard et ceux du Tithonique sous le Col du Perthuiset. Vers le Sud, loin derrière la cluse de Chambéry, la chaîne cristalline de Belledonne limite l'horizon, et disparaît à droite derrière la puissante masse du Granier et le Massif de la Chartreuse. Contrastant avec ce paysage ouvert et lumineux, la sévère chaîne du Mont du Chat, à l'extrême droite, nous montre en raccourci son haut et long glacis revêtu de forêts.

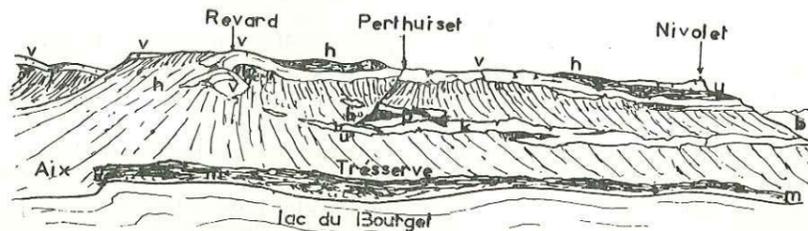


FIGURE 20

LA CHAÎNE NIVOLET-REVAR  
VUE DE LA ROUTE DU COL DU CHAT

Au bord du lac, colline molassique (*m*) de Tréserve. L'Urgonien (*u*) n'apparaît qu'au Nivolet (flanc normal) et sous le col du Perthuiset où l'on voit la retombée du flanc inverse. Les falaises de Valanginien moyen (*v*) à faciès calcaire, jurassien, s'abaissent vers la cluse de Chambéry (à droite) et se replient en deux anticlinaux sous le Revard. Le synclinal intermédiaire prend naissance sous le Perthuiset par un repli dysharmonique du Portlandien (*p*) et du Berrias (*b*) sur le Kimméridgien (*h*) qui ne participe pas à ce repli.

Deux cents mètres plus bas, la route est protégée par une construction de béton au-dessus de laquelle un câble servait naguère à descendre les matériaux extraits des carrières du Col. On quitte là brusquement l'Hauterivien pour retrouver le Portlandien. C'est à nouveau la faille transversale du Col du Chat que nous rencontrons, bordée au Sud par un miroir de faille haut de 50 mètres et long de 300. La même série stratigraphique va se retrouver, et c'est à travers une combe hauterivienne, que par une route s'amorçant à gauche, peu après une usine à ciment, nous parvenons à Bourdeau.

De Bourdeau, une route se dirige vers le Sud, descend au bord du lac, et par Charpignat conduit au Bourget. Au point où s'amorce la descente, elle est creusée dans l'Urgonien, qui forme un petit ressaut dans les prairies. Puis, sans que le contact avec l'Urgonien soit visible, caché qu'il est par un lambeau de moraine, on entre dans le Burdigalien. Ce sont d'abord des conglomérats à gros blocs anguleux d'Urgonien, taraudés par les lithophages et cimentés par un grès vert. On peut y trouver des fossiles : dents de *Lamna* et *Pecten Prescabriusculus*. Des morceaux de jaspes et des silex roulés y apparaissent ensuite, et, au contact des couches gréseuses, à la partie supérieure du conglomérat, des cailloux valanginiens. C'est là un des plus beaux conglomérats de transgression qui se puisse observer.

Laissant à notre droite le décoiffement Est du Mont du Chat, entre les hameaux de Petit Caton et des Ciseaux, où la combe hauterivienne est brusquement interrompue par des calcaires roux, Valanginiens, provenant des pentes supérieures de la montagne, nous entrons au Bourget, dans la plaine de Laysse. Juste avant de traverser cette rivière, à droite de la route de Chambéry, s'ouvre une vaste carrière. On y exploite des graviers à stratification entrecroisée. Le front de taille les montre recouverts par une moraine qui, en certains points, les ravine profondément. Vers le milieu de la carrière, juste au pied du talus d'exploitation, dans une dépression marécageuse, on peut voir des lits d'argile grise contenant de fragiles coquilles de gastéropodes, et il s'y intercale des lits de lignite.

C'est là une coupe incomplète des alluvions quaternaires de Chambéry. Elle suffit à nous montrer qu'à une période probablement interglaciaire (Riss-Wurm), à des alluvions palustres (lignites) ont succédé des dépôts fluviatiles (graviers) à leur tour ravinés et recouverts par les moraines des glaciers wurmiens. Mais F. Bourdier nous a appris que sous les sédiments palustres existaient des alluvions lacustres, reposant elles-mêmes sur une vieille moraine rissienne colmatant le fond de la vallée.

De là, la route de Chambéry parcourt une large plaine d'alluvions modernes, dominée à l'Est, de Voglans à Chambéry, par les formations quaternaires, interglaciaires et wurmiennes, et d'où émergent vers l'Ouest à partir de La Motte-Servolex, des collines molassiques.

## EXCURSION II

DE CHAMBÉRY VERS NOVALAISE  
ET AU MONT DU CHAT

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Chambéry, 1, 2, 5 et 6.

Cette excursion peut se faire entièrement en voiture.

On part de Chambéry par la route départementale N<sup>o</sup> 1, en direction de La Motte-Servolex. Un peu au Nord de Bissy on quitte cette route, construite sur des alluvions modernes, pour prendre sur la gauche la route départementale 3 qui s'élève dans une moraine wurmienne pendant un kilomètre, puis recoupe un affleurement de conglomérats burdigalien. Suit une descente sur des moraines, qui aboutit au pont traversant le Nant Bruyant, dont le lit est creusé dans la molasse burdigalienne, difficilement observable ici sous les alluvions glaciaires. La route reste sur ces alluvions jusqu'à une centaine de mètres au-dessus du hameau de Villard-Péron. A partir de là, on peut observer de larges affleurements burdigaliens à pendage Est 40°, alternant avec des placages morainiques.

Au point coté 558 mètres la route tourne sur un pont traversant un petit affluent du Nant Bruyant. Sur sa rive gauche on observera le conglomérat de base du Burdigalien, à ciment grésocalcaire jaunâtre. Il est alors intéressant de descendre à pied, sur quelques centaines de mètres, le petit vallon où va se perdre ce ruisseau. La rive droite et le fond sont d'abord constitués par des calcaires gris jaunâtres du Barrémien inférieur. Puis le vallon s'élargit, il est alors creusé dans les marnes rouges, tendres, lacustres du Chattien intercalées de plus en plus largement entre le Barrémien et le Burdigalien qui forme colline sur la rive gauche. Dans le bas du vallon en remontant cette rive gauche, on observe facilement les marnes chattiennes, dans l'épaisseur desquelles on constate l'intercalation d'un niveau conglomératique à ciment à peu près purement marneux, ce qui permet de le distinguer du conglomérat burdigalien, qu'on retrouve un peu plus haut, reposant sur le Chattien.

Ayant repris la route, celle-ci pénètre dans les calcaires un peu siliceux et marneux, jaunes roux assez foncé, du Barrémien infé-

rieur, particulièrement faciles à observer à partir d'un tournant très aigu qui fait revenir la route au Nord. Mais 500 mètres plus loin, nous retrouvons le conglomérat burdigalien reposant sur le Barrémien, et dans lequel la route serpente pendant près d'un kilomètre. Après une brève traversée de la base du Barrémien, nous pénétrons dans les marno-calcaires jaunes, puis dans les marnes bleues jaunissant par oxydation, de l'Hauterivien. C'est sur un affleurement de ces marnes que nous atteignons, à l'altitude 720 mètres, la R.N. 516 qui, par le Col de l'Épine, va nous conduire vers Novalaise.

La route s'élève dans l'Hauterivien pendant 1 500 mètres jusqu'à un tournant en épingle à cheveux où l'on peut observer des calcaires jaunes roux un peu marneux du sommet de l'étage. Leur faciès les fait facilement confondre avec le Valanginien supérieur. La route se dirige au Sud sur un kilomètre, en sous-bois sur des éboulis, mais une nouvelle épingle à cheveux va la ramener au Nord, et dans ce tournant en déblais, on peut observer le contact de l'Hauterivien marneux et sur le bord Ouest de la route, des dalles rousses, à nodules siliceux, du Valanginien supérieur. Désormais nous restons dans les calcaires roux, en bancs de plus en plus épais et de teinte de plus en plus claire à mesure que nous pénétrons plus avant vers la base du Valanginien supérieur. Certains bancs sont presque blancs.

Au tournant suivant, des ondulations et une diminution générale des pendages déterminent l'apparence d'une charnière anticlinale. La route revient au Sud, et près d'un banc du Touring-Club, on peut observer le Valanginien moyen, peu épais ici (environ 10 mètres). Il montre une alternance de calcaires marneux grumeleux et de lits de marnes. On peut y trouver des lamellibranches, d'ailleurs en assez mauvais état.

De ce point, la vue est belle. La vallée du Bourget et la cluse de Chambéry donnent une ampleur étonnante à un paysage étroitement limité par les massifs des Bauges et de Belledonne et par la partie Nord de la Chartreuse.

Les calcaires jaunâtres ou gris, souvent spathiques du Valanginien inférieur font place, dans le large tournant qui précède le Col de l'Épine, à l'alternance de calcaires et de marnes vertes du Purbeckien. Cette formation, facilement observable au bord même de la route, atteint ici une puissance de 25 à 30 mètres. Mais au point culminant du col, ce sont déjà les gros bancs de calcaire crème du Portlandien qui apparaissent, et dans lesquels reste la route, jusqu'au voisinage d'une maison forestière, à 600 mètres du col.

Nous sommes entrés dans une région chaotique, de type karstique, où s'ouvre, à quelques centaines de mètres au Sud de la route, une doline longue de 500 mètres, large de 200, où

une petite source donne des eaux qui disparaissent immédiatement dans les profondeurs de la montagne.

Passé la maison forestière, la route sinue dans les calcaires crevassés du Kimméridgien supérieur récifal. Le pendage s'atténue rapidement, et bientôt devient oriental. Un point intéressant à observer nécessite quelques minutes de marche au voisinage de la maison cantonnière dite La Cantine. Un chemin pierreux s'amorce au Nord de cette maison et se dirige vers l'Ouest, parallèlement à la route et à quelques 20 mètres au-dessus d'elle. Si on le suit sur 250 mètres, on parvient en un point où des affleurements curieux sont visibles dans les taillis.

La base du Portlandien est là visible ; l'un des bancs dessine un petit synclinal d'aspect tout à fait schématique, mais vers l'Ouest, ces calcaires se relèvent et chevauchent une zone broyée de Portlandien recouvrant les calcaires massifs du Kimméridgien. Ceux-ci, quelques dizaines de mètres plus à l'Ouest, et toujours chapeautés de Portlandien, forment une charnière anticlinale très accentuée, dont le flanc Ouest va tomber avec un pendage de 80° sur la vallée de Novalaise. Quant au petit synclinal qui le précède, seuls ses terrains les plus élevés ont une allure de plus calme et schématique. En fait il est extrêmement pincé, et donne une véritable surface de dislocation subverticale, qui, en aval de la route, a déterminé la formation d'un ravin descendant au Sud, vers le lac d'Aiguebelette. J'ai pu d'ailleurs, dans les pentes dominant l'extrémité Nord de ce lac, retrouver ce synclinal. Il s'y enrichit de quelques affleurements valanginiens dont le pincement est tel que, occupant une largeur qui n'excède pas 60 mètres à leur point le plus haut, les calcaires roux ont encore une puissance notable, au niveau du lac, 200 mètres plus bas. La visite de ce dernier point n'est d'ailleurs guère recommandable, en raison des difficultés d'accès sur des pentes très raides, parfois surplombantes, souvent couvertes d'éboulis et toujours encombrées de taillis et de broussailles.

La descente de La Cantine vers Novalaise va se faire tout d'abord à travers le Jurassique supérieur. On retrouve le Portlandien en dalles verticales à partir de 830 mètres d'altitude, et certains niveaux sont riches en gastéropodes fossiles (Nérinées surtout), malheureusement à peu près impossibles à dégager. Puis apparaît le Valanginien, sans l'intermédiaire visible du Purbeckien, probablement caché sous des éboulis. Ce Valanginien est redoublé, immédiatement au-dessus des Villas Dorias. C'est là en effet, que vient se terminer au Sud, la partie observable de la longue faille longitudinale du Mont du Chat.

Aux villas Dorias, on atteint le Burdigalien. La molasse y montre un très fort pendage occidental, comme les assises mésozoïques qui la supportent. Mais, plus en aval, la route recoupe à

plusieurs reprises, des conglomérats restés sensiblement horizontaux, qui représentent le Pontien. Les lignites de cet étage, autrefois exploités tout près de là, vers Nances, ne sont plus observables. Un tournant très aigu, sur un torrent presque toujours à sec, nous fait quitter le Pontien, et c'est sur des formations glaciaires que la route, désormais, descend vers Novalaise.

Au lieu d'aller jusqu'à Novalaise, mieux vaut prendre à droite la première route qu'on rencontre (D. 41) et qui va nous conduire vers Verthemex, tantôt sur des moraines, tantôt sur les poulingues pontiens du bord oriental du grand synclinal de Novalaise. Au Nord de Verthemex, la route est dominée par les falaises portlandienne et kimméridgienne de la retombée occidentale de l'anticlinal du Mont du Chat. On évite par la droite le village de Meyrieux-Trouet, et l'on prend sur la droite, au lieu dit Crémaire, peu avant le village de Trouet, une route qui revient au Sud-Est. Elle nous conduirait à Vacheresse, mais une route récente, non indiquée sur les cartes, s'ouvre bientôt à gauche. C'est celle qui conduit au relais de Télévision du Mont du Chat. Après quelques éboulis, cette route entame les calcaires récifaux du Kimméridgien supérieur, parfois rougis dans leur masse par des infiltrations de sels de fer. Puis elle rencontre des affleurements de terrains allant du Kimméridgien au Valanginien, avec des pendages Est dans le bas, passant à l'Ouest plus haut. C'est le flanc inverse, très laminé, de l'anticlinal du Mont du Chat, qui localement ici forme un pli-faille (voir fig. 6).

Au premier tournant très aigu de la route, qui va revenir au Sud puis au Sud-Est, la disposition des assises du Kimméridgien est confuse. Nous rencontrons là, en effet, des redoublements et plissements au contact de la faille longitudinale du Mont du Chat. C'est ici en fait un faisceau de failles car à partir d'environ 1 kilomètre en amont de ce tournant, et sur 600 à 700 mètres du trajet, nous retrouverons à plusieurs reprises les dolomies qui forment la base du Kimméridgien supérieur, superposées aux calcaires récifaux du sommet.

Arrivé à un tournant de route d'où l'on commence à apercevoir au Sud et au-dessous de la route, le plateau cultivé de Vacheresse, vers 1 100 mètres d'altitude, la route pénètre dans le Kimméridgien moyen. Le talus, dans le tournant, est très fossilifère, mais fournit surtout des Brachiopodes et quelques Oursins. Mais entre ce point et la grande épingle à cheveux suivante, qui ramènera la route vers le Nord, les terrains plus marneux, hachés de petites failles, fournissent une faunule d'Ammonites, avec notamment *Katroliceras Crussoliensis* Font. La route s'élève ensuite dans la série normale du Jurassique supérieur et atteint les crêtes du Mont du Chat vers 1 500 mètres d'altitude, sur les dalles rousses du Valanginien à pendage Est.

Du sommet, la vue atteint le Mont Blanc par-delà le massif des Bauges. Le bleu profond du lac du Bourget fait ressortir l'éclat des falaises de La Chambotte. Vers le Nord, la chaîne du Credo se perd dans la brume. Au Sud, la muraille orientale du Mont du Chat allonge ses forêts jusqu'à la Chartreuse, et Belledonne, déjà lointaine, forme un fond de tableau doucement estompé.

La descente sur le Bourget réserve une surprise. On s'attend en effet à cheminer sur les surfaces structurales successives des étages du Crétacé inférieur, car la pente du terrain est moins accentuée que le pendage, mais il n'en est rien. Très vite au-dessous des crêtes, on quitte le Valanginien, et après une brève rencontre du Purbeckien vers 1430 mètres d'altitude, on atteint le Portlandien qu'on retrouve plus bas après avoir traversé une bande de Kimméridgien supérieur. Le Purbeckien réapparaît vers 850 mètres d'altitude, suivi du Valanginien. Mais, et c'est là le fait remarquable, si l'on va à quelques 400 mètres au Sud du village de Petit Caton, à l'altitude de 420 mètres, on constate que ce Valanginien se prolonge continuellement par le Barrémien inférieur, sans intercalation d'Hauterivien.

L'érosion qui a entamé ce flanc Est de l'anticlinal est donc d'un type très spécial : le Valanginien a glissé en masse (décoiffement) en se décollant au niveau des marnes purbeckiennes et a passé par-dessus la combe hauterivienne. Celle-ci, d'ailleurs, peut être retrouvée 1500 mètres plus au Sud, où elle sort de sous le Valanginien. D'autre part, vers le Nord, on la traverse aussi en descendant du Col du Mont du Chat. Au total, le décoiffement valanginien s'allonge du Nord au Sud sur 2 kilomètres et demi (fig. 6).

Tournant au Nord, près de Petit Caton, une route fort sinueuse nous conduit à la N. 514, suivie au cours de l'excursion I, qui nous ramène au Bourget et à Chambéry.

## EXCURSION III

PONT SAINT-CHARLES, VALLÉE DU MERDAREL,  
LA COMBAZ, DENT DU CORBELET

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.

Carte topographique au 20 000<sup>e</sup>, Chambéry (6) et Montmélian (2).

La route nationale NP 6 par où nous quittons Chambéry en direction de Lyon, circule d'abord sur des alluvions glaciaires dont la surface forme une fausse terrasse au château du Biollay. Peu avant de traverser le torrent de l'Hyère, à l'entrée de Cognin, on arrive sur des alluvions modernes que l'on ne quittera guère avant le pont Saint-Charles. Là, sur la rive droite de l'Hyère, il est facile de constater l'existence d'un vallum morainique du retrait wurmien, formant la colline de La Violette.

Au pont Saint-Charles même, on peut observer sur la rive gauche, un peu en amont du pont, un pointement de molasse à travers la couverture glaciaire. Cette molasse burdigalienne forme tous les contreforts orientaux de la chaîne de l'Épine. Quelques synclinaux y ont permis la conservation de la molasse sableuse à marnes et lignites de l'Helvétien, et cette observation aurait pu être faite en remontant, à partir de Cognin, le ravin du Forezan. L'intérêt en est d'ailleurs faible ici.

Passé les scieries à l'amont du pont, une route sur la gauche, franchit la voie ferrée, de concert avec un ruisseau, par un passage en dessous. Ce ruisseau est le Merdarel et dans son kilomètre inférieur nous pourrions faire de curieuses observations. Aussitôt franchie la voie ferrée, la route bifurque. Le talus de la route de gauche, rougeâtre, est un premier affleurement des marnes lacustres chattiennes. Nous pourrions observer assez difficilement ces marnes, reposant sur l'Urgonien jaune (Barrémien inférieur) à l'entrée des gorges du Merdarel, environ 150 mètres en amont du pont. Les gorges, d'accès peu commode, recèlent un gisement d'oursins (*Toxaster amplus*) et conduisent à un petit bassin de prairies et de vignes, que nous atteindrons plus facilement par la route qui se dirige au Sud-Ouest.

La route longe la voie ferrée, et ses fossés nous montrent tantôt les argiles glaciaires, tantôt les marnes chattiennes, en continuité sous les moraines avec les affleurements déjà observés.

Après un rapide tournant qui nous ramène vers l'Est, nous quittons ces marnes pour ne plus observer que des dépôts glaciaires. A la première ferme rencontrée ensuite, un chemin d'exploitation rurale, sur la gauche de la route, nous fait franchir un petit escarpement de calcaires roux du Barrémien inférieur, orienté vers l'Est et invisible de la route. Nous parvenons ainsi à la dépression de prairies où les gorges du Merdarel auraient pu nous conduire. Un pont quelque peu inquiétant, vétuste et mal entretenu, nous permettra de passer sur la rive droite du ruisseau que nous remonterons sur deux centaines de mètres.

La rive est coupée d'un petit ressaut de terrain constitué par des calcaires blancs crayeux avec lits conglomératiques. Plus en amont, et sous-jacents à eux, le ruisseau a taillé son ravin dans les marnes rouges. Il est facile, malgré une végétation assez gênante, d'y récolter en quelques minutes de nombreux échantillons d'*Helix Ramondi*, dont l'ornementation caractéristique n'est, à vrai dire, à peu près jamais conservée. Les marnes reposent, à l'entrée d'une nouvelle gorge d'accès plus difficile que celle d'aval, sur les calcaires blancs et compacts de l'Urgonien.

Le pendage, assez fort vers le Nord, de cet Urgonien et de sa couverture chattienne, amènerait ces terrains, à l'entrée de la gorge aval, très au-dessous du niveau qu'y occupe le Barrémien inférieur. Cette anomalie est due à une faille d'orientation un peu variable mais en gros Nord-Sud, et que nous retrouverons à plusieurs reprises au cours de notre excursion. Sa méconnaissance a été cause, pour les géologues des générations précédentes, de nombreuses erreurs d'interprétation. Rappelons que J. Révil avait voulu interpréter la position des couches chattiennes par une sédimentation lacustre « au milieu d'une dépression creusée dans les calcaires urgoniens », sans tenir compte de la situation anormale du Barrémien inférieur par rapport à l'Urgonien.

Le plongement au Nord des terrains, est l'indice de la terminaison périclinale de l'anticlinal du Corbelet que nous allons visiter.

Remontant à la route, nous trouverons bientôt, sur la droite, un chemin qui va nous conduire au hameau de La Combaz. Ce chemin laisse à sa droite une falaise rocheuse (Pierre Bèche) couverte de taillis à sa crête, et tombant à peu près verticalement sur la R.N. 6. C'est l'Urgonien de la retombée occidentale du pli. Nous cheminons à la limite du Barrémien inférieur et de l'Hauterivien. Après un tournant vers l'Est, nous entrons dans la vallée du torrent de La Combaz, qui, au-dessus de la gare de Saint-Cassin, franchit la barre urgonienne en une pittoresque cascade (Cascade de Couz).

Les calcaires du Valanginien supérieur que nous rencontrons à proximité d'un bassin artificiel sur la droite du chemin, sont

très fossilifères, mais les fossiles sont d'extraction difficile. C'est près de ce bassin que fut trouvé autrefois le premier gisement de *Valletia Tombecki* qui, malgré d'actives recherches, n'a pu être retrouvé depuis. Le bassin et son jet d'eau sont alimentés par une grosse résurgence, source principale du ruisseau de La Combaz.

Remontant vers le village, nous assisterons au changement de pendage des calcaires valanginiens, qui peu à peu inclinent vers l'Est. Pour observer les marnes hauteriviennes nous descendrons dans le lit du ruisseau, immédiatement à l'aval du village. Elles contiennent quelques toxasters.

A partir du village de La Combaz, un chemin vers le Sud-Sud-Ouest suit un talus où alternent bois et prairies, au pied de l'abrupt Urgonien. Au départ, on n'observe que des alluvions glaciaires, mais bientôt on arrive sur des dalles de calcaires marneux roux, assez siliceux, constituées à certains niveaux par une véritable lumachelle à *Alectryonia Rectangularis* et *Trigonia Robinaldina* d'Orb. avec brachiopodes. Les échantillons sont d'ailleurs à peu près impossibles à dégager de la roche, bien que certains d'entr'eux soient quelque peu silicifiés. Ils suffisent pour identifier le Valanginien supérieur.

Or nous sommes ici à l'Est et très au-dessus de l'affleurement hauterivien du ruisseau. C'est dire que nous venons de traverser la faille déjà observée dans les gorges du Merdarel.

Le même chemin va nous conduire à la traversée du ruisseau, presque à sec ici, qui descend vers La Combaz avec une direction Sud-Nord. Le petit ravin ouvert par ce ruisseau mérite un arrêt. A l'amont du chemin, il nous permet en effet d'observer le contact Valanginien-Hauterivien. Ce dernier étage débute ici par des marno-calcaires durs, noirâtres, à grains de glauconie, surmontés par des couches marneuses un peu glauconiennes et de teinte plus claire. Le tout repose sur des calcaires siliceux bleu noirâtres, très différents des couches terminales habituelles du Valanginien supérieur, mais que néanmoins la présence de rares *Alectryonies* et surtout la grande abondance de *Trigonia Robinaldina* nous obligent à classer dans cet étage. Notons que ces fossiles, fortement silicifiés, sont faciles à dégager par attaque à l'acide, et à obtenir en excellent état.

Les couches de base de l'Hauterivien (marno-calcaires noirâtres) m'ont fourni un échantillon de *Nautilus neocomiensis* d'Orb., et dans les marnes superposées, j'ai récolté de nombreux échantillons en bon état d'*Acanthodiscus radiatus*, *Leopoldia castellanensis*, *Leopoldia Leopoldi* avec, en outre, *Pseudomelania* sp.

Quittant ce gisement en remontant toujours le chemin qui momentanément se dirige vers l'Ouest, nous allons bientôt voir les marnes de l'Hauterivien inférieur buter le long de la faille que nous suivons, contre des calcaires massifs très blancs, d'aspect

urgonien, et qui pendant longtemps furent considérés comme urgoniens. En fait, ces calcaires, où l'on peut trouver quelques petites Rhynchonelles sont surmontés en superposition tout à fait normale par les calcaires roux à Alectryonies puis par des calcaires à silex. Ce faciès urgoniforme est donc l'équivalent local du Valanginien inférieur, avec un type jurassien de marbre bâtard, mais beaucoup plus blanc que ce dernier. On peut d'ailleurs, bien qu'avec certaines difficultés en raison des taillis, suivre ces affleurements urgoniformes jusqu'au ravin qui, bien plus au Sud, est emprunté par le chemin reliant Saint-Thibaud-de-Couz au Col du Planay, entre Corbelet et Outheran. Là, la position stratigraphique de ces calcaires est clairement observable.

Le chemin nous conduit après un trajet en forêt, sur des calcaires de plus en plus roux, et cette fois assez typiques du Valanginien supérieur, jusqu'aux ruines de quelques chalets, près desquelles un replat de prairies s'est établi sur des moraines. Plus haut, nous retrouvons les marnes hauteriviennes plus ou moins recouvertes par des lambeaux de moraines. Comme il arrive souvent dans la région, ces marnes constituent un niveau de sources, aussi le chemin est-il dès lors fréquemment boueux. Ces marnes affleurent jusque sur les crêtes à la base du rocher du Corbelet, et leur grande épaisseur n'est qu'apparente. Elle résulte d'un redoublement dû à ce que la faille que nous suivons toujours, et dont le rejet s'atténue peu à peu, met en contact la partie inférieure de l'Hauterivien à l'Est avec sa partie supérieure à l'Ouest. Cette faille franchit les crêtes entre la bosse urgonienne dénommée « Tête de Rouen » sur la carte de l'État-Major et le rocher du Corbelet. A l'Est de ce dernier, elle ne fait plus que décaler légèrement le Barrémien inférieur du flanc oriental du pli, de sorte que son prolongement passe près de la partie supérieure de l'Urgonien du Corbelet. Le rejet n'est plus ici que d'environ 60 mètres, et cette atténuation du rejet fera disparaître la faille, dans le versant Est de l'Outheran, peu au Sud du Col du Planay.

Le chemin longe la base du rocher du Corbelet, où une corniche urgonienne le domine. Il est en effet installé sur les couches plus tendres du Barrémien inférieur. Ce n'est qu'à l'extrémité Sud du rocher que nous trouverons une voie d'accès, par une courte et facile escalade, au sommet du Corbelet.

A nos pieds, vers l'Ouest, s'allonge la profonde et fraîche vallée de Couz, dont le fond couvert d'alluvions parfois tourbeuses, reposant sur la molasse burdigalienne, porte une longue bande de prairies et de cultures. Au-delà cette vallée est limitée par les pentes orientales continues de la chaîne de l'Épine. Leur partie inférieure, parfois dénudée, plus souvent couverte de forêts, est constituée par les calcaires urgoniens. Ils sont séparés des calcaires valanginiens, en grande partie occupés par la forêt et

formant les crêtes de cette chaîne, par une combe monoclinale entaillée par l'érosion dans les marnes hauteriviennes, et occupée en majeure partie par des prairies.

Vers le Sud, les crêtes de l'Outheran prolongent le Corbelet, et l'on peut voir plus loin les falaises qui limitent à l'Ouest le massif de Chartreuse jusqu'au sommet valanginien de la Grande Sure. A gauche de l'Outheran le Col du Mollard sépare ce sommet, encore jurassien, des crêtes subalpines du Montfreid et du Pelaz. C'est à ce col, où subsiste un petit affleurement de grès à plantes oligocène, que passe la ligne de refoulement de la Chartreuse subalpine.

Les crêtes du Pelaz et de la Drière du Joigny, qui forment les premiers plans du paysage vers l'Est, présentent de vastes parois ravagées par les torrents, où alternent marnes et calcaires marneux de teinte plutôt sombre. Ces couches, bien visibles, appartiennent au Valanginien moyen et inférieur et à l'étage de Berrias. Un examen attentif de la paroi de la Drière, permet d'observer, à deux niveaux au moins, les phénomènes de clivage décrits dans la première partie. On constate en effet, à chacun de ces deux niveaux, qu'un gros banc marno-calcaire, formant la base d'une série de couches concordantes, vient se superposer avec une discordance angulaire d'environ 15° à une série inférieure identique à celle qui la recouvre. Les couches de cette série inférieure sont nettement coupées en sifflet. Ces superpositions d'origine tectonique permettent de comprendre la puissance apparente insolite du Berrias qui affleure à l'altitude de 850 mètres au fond du grand ravin drainant les eaux de la Drière, et que l'on retrouve à 1350 mètres, sur l'épaulement précédant le sommet au Nord de ce dernier.

En arrière de la Drière, le sommet arrondi du Joigny, formé par les calcaires roux du Valanginien supérieur, se profile devant et un peu à gauche des hautes falaises urgoniennes du Granier.

La descente sur le Col du Planay s'effectue par un sentier en sous-bois sur l'Hauterivien, fossilifère près de sa base, dans des ravinements à 200 mètres environ à l'Est du sentier. Le col lui-même, agréable clairière de prairies, s'ouvre sur le Valanginien supérieur. De là, il est possible de redescendre vers l'Ouest par le chemin qui aboutit à Saint-Thibaud-de-Couz. On refait alors une coupe à peu près exactement normale à son axe, de l'anticlinal Corbelet-Outheran. Cette coupe, facile à observer, ne nous apprendrait d'ailleurs rien de nouveau.

La descente sur le vallon de Lélia, à l'Est du col, s'effectue d'abord dans le Valanginien supérieur, dont on suit la surface des couches. Le chemin serpente ensuite dans la forêt, sur des éboulis. Bien que des affleurements de terrains aquitaniens existent au pied des abrupts urgoniens, que l'on longe à quelques centaines

de mètres, ces affleurements sont difficiles à trouver. Par contre, leurs éléments constitutifs, notamment des conglomérats à galets urgoniens, unis par un ciment brunâtre clair, peuvent s'observer assez fréquemment dans les éboulis.

Le fond du vallon, sur toute sa longueur et un kilomètre de largeur, est occupé par des masses de terrains meubles, dans lesquelles les torrents ont entaillé de profondes coupures. Les alluvions glaciaires ont certes participé à ce colmatage car on peut trouver là des diorites provenant très certainement de la chaîne de Belledonne. Mais la masse principale de ces terrains me semble résulter surtout de l'accumulation de coulées boueuses provenant de la Drière et du Pelaz. J'ai d'ailleurs eu, à deux reprises, des occasions d'observer, dans le ravin descendant du Col du Midi, la mise en place de ces coulées.

Une heure de marche en forêt nous amène, du Col du Planay à la route forestière de Saint-Cassin à Lélia. Dès lors nous ne trouverons plus que prairies et cultures, établies sur des moraines dominées à l'Ouest par l'abrupt urgonien, à l'Est par un anticlinal tithonique, l'un et l'autre boisés. Un peu avant le village de Saint-Cassin, une route sur la gauche nous ramènerait à notre point de départ, et permettrait d'observer les conglomérats oligocènes plaqués sur l'Urgonien des pentes orientales de l'anticlinal du Corbelet. Si l'on préfère continuer vers Saint-Cassin, on observera alors la butte dominant ce village. C'est un bombement bérriasien, appartenant à la zone subalpine, mais isolé à l'Ouest de la ligne générale de refoulement, sorte de lambeau avancé, à une échelle minuscule, des massifs subalpins.

Le retour à Chambéry s'effectue ensuite sur une immense accumulation de moraines couvertes de cultures.

## EXCURSION IV

PARTIE NORD DU MONT DU CHAT  
DÉCOIFFEMENTS DE SERRIÈRES-EN-CHAUTAGNE  
CHAÎNE DE LA CHAMBOTTE

Cartes géologiques, Chambéry et Nantua au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Rumilly, 1, 2, 5, 6.

Cette longue promenade se fait presque entièrement en voiture.

On part de Chambéry par la route du Bourget et le Col du Mont du Chat (Cf. Excursion I). A 500 mètres du col, près des hôtels, prendre à droite la route de Saint-Pierre-de-Curtille. La route sinue longuement à la limite du Valanginien à pendage Est, et de la dépression hauterivienne. Sur la droite, l'Urgonien (Barémien inférieur) forme quelques buttes dont les pentes orientales descendent vertigineusement vers le lac du Bourget. Au point où s'amorce à gauche la route d'Ontex, belvédère avec vue plongeante sur l'Abbaye de Hautecombe; très belle vue sur la montagne de La Chambotte qui forme la rive opposée du lac.

La route redescend vers Saint-Pierre-de-Curtille et serpente en grands lacets dans l'Urgonien. Elle quitte cet étage un peu après la dépression hauterivienne et valanginienne de Billon et franchit vers l'Ouest, avant d'arriver à Saint-Pierre, un abrupt résultant du chevauchement du Mont du Chat sur un deuxième pli, plus occidental, qui forme le Mont Landard, au-dessus et à l'Ouest de Saint-Pierre. Ces deux plis fusionnent au niveau de Saint-Pierre, pour former l'extrémité septentrionale du Mont du Chat.

La descente sur Conjux, où l'on retrouve les rives du lac, permet d'observer les deux décrochements, bien visibles dans la topographie, qui accidentent transversalement la montagne de La Chambotte : au Nord, le décrochement de Cessens, plus au Sud, celui de Saint-Germain-La-Chambotte. Ce dernier décrochement doit s'étendre loin vers l'Est, et atteindre en profondeur, sous la région d'Albens, les venues d'eau thermale qui vont alimenter les sources d'Aix-les-Bains : sur le prolongement de cette faille, des sources chaudes se font jour au fond du lac.

A Portou, on contourne vers la droite l'extrémité Nord du lac, ce qui permet d'observer le verrou de crétacé inférieur formant la butte de Châtillon, au milieu des tourbes des marais de Chautagne. C'est à la limite de ces marais qu'on rejoint, à Chaudieu, la R.N. 491 qu'on va suivre vers le Nord. Elle traverse, à Chindrieux, un large affleurement de molasse helvétique, qui se prolonge, plus ou moins recouvert de moraines ou d'éboulis, jusqu'à Serrières-en-Chautagne, terme de notre promenade dans cette direction.

A la sortie Nord de Serrières, une route sur la droite permet d'atteindre en voiture le hameau de Chevignay, où commence une promenade à pied.

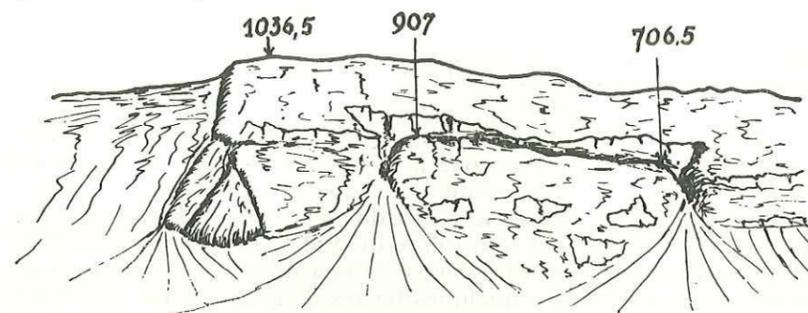


FIGURE 21

LES ACCIDENTS POST-GLACIAIRES  
DE SERRIÈRES-EN-CHAUTAGNE

Vus de la route Culoz-Seyssel. Des crevasses tectoniques (M. Gignoux) ont découpé le Kimméridgien de la Montagne du Gros-Foug en énormes dalles qui ont glissé vers le bas (début de décoiffement). La plus grande, entre les points 907 et 706,5, s'est brisée en glissant. Une dalle triangulaire au Nord (gauche), bien moins épaisse : 30 mètres au lieu de 100, s'est déformée plastiquement à sa partie inférieure, en même temps qu'elle se crevassait superficiellement par extension. L'absence d'alluvions glaciaires dans les crevasses tectoniques, permet de dater ces phénomènes d'une période postérieure au retrait définitif des glaciers wurmiens.

Un chemin part de Chevignay et s'élève assez rapidement jusqu'à un plateau morainique couvert de prairies et de taillis. A un kilomètre de Chevignay, ce chemin tourne brusquement vers le Sud-Est. On le quitte en ce point et l'on pénètre, droit au Nord, dans une prairie bordée d'une bande boisée à l'Est, dont on suivra la lisière. Après environ 400 mètres, on rencontre un étroit chemin qu'on remonte. Très vite on rencontre sur la gauche un sentier longeant la base d'une pente d'éboulis. On est alors au pied des

décoiffements de calcaires kimméridgiens, dont la déformation plastique a été évoquée dans la première partie (fig. 21 et 22). L'excursionniste qui ne craint pas une raide montée d'éboulis couverts de taillis, pourra aller vérifier sur place l'absence de dépôts glaciaires dans les crevasses qui détachent les dalles calcaires.

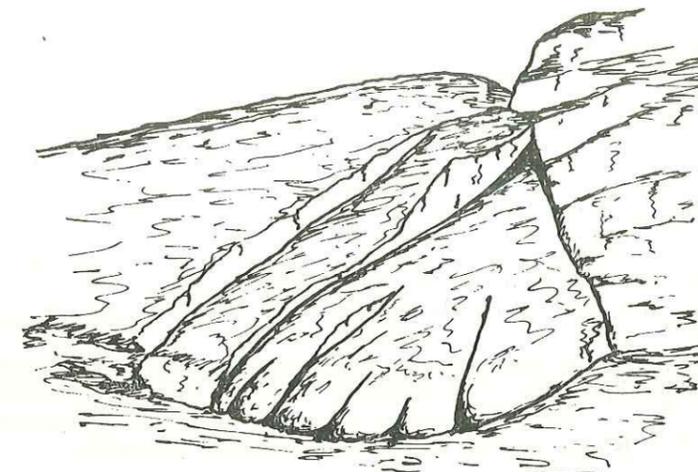


FIGURE 22

ACCIDENT NORD DE SERRIÈRES-EN-CHAUTAGNE

Une dalle triangulaire (150 mètres de côté, 30 mètres d'épaisseur) a glissé vers le bas sous l'effet de son poids après s'être détachée suivant des crevasses tectoniques. Au cours de ce glissement elle a subi une déformation plastique. Le phénomène est postérieur au retrait du dernier glacier.

De retour à Chevignay, on reprend, dans la même direction qu'à la montée, la route venant de Serrières. Elle nous ramène à la R.N. 491 qu'on suit vers le Sud jusqu'au hameau de Vieu, construit sur le cône de déjections du torrent de Vinan. La route qui remonte la rive gauche de ce torrent va nous conduire au Col du Sapenay.

La route s'élève d'abord dans la molasse. Elle ne tarde pas à atteindre le Crétacé inférieur, à pendage Ouest, du flanc occidental de la chaîne. Après l'Urgonien, rapidement traversé par un lacet de la route, celle-ci sinue assez longuement dans l'Hauterivien. Le Valanginien supérieur est atteint dans un tournant coté 625,6 mètres (I.G.N.). Ses couches tout à fait supérieures, rousses,

sont riches en tests de Brachiopodes, entiers, intacts, très fragiles, mais silicifiés et susceptibles de constituer d'excellents échantillons de collections.

La route reste désormais sur le Valanginien supérieur jusqu'au-delà du Col du Sapey. Partout, les calcaires roux y sont plus ou moins fossilifères, et au col même, avec un peu de chance, on peut trouver *Valletia tombecki*. La route redescend ensuite au Sud, vers Cessens. Une série de courts lacets la fait osciller entre Valanginien et Hauterivien. Elle circule ensuite dans les prairies qui couvrent les marnes de ce dernier étage, avant de pénétrer dans l'Urgonien, au pied d'une vaste ruine, nommée Tour de César, d'origine d'ailleurs à peu près inconnue.

On sort de l'Urgonien à Cessens pour entrer sur des moraines, et l'on prend à droite, un kilomètre plus loin, la route qui conduit à Saint-Germain-La-Chambotte. Jusqu'au hameau de Laval règne la molasse burdigalienne, facile à observer près de Laval, dans un petit ravin. Aux dernières maisons de ce hameau, un chemin remonte sur la droite. Il permet d'atteindre, à 200 mètres de la route, un minuscule affleurement d'Albien, le seul de la région. Il repose sur une couche de sable dolomitique, qui représente une faciès particulier du sommet de l'Urgonien. En effet, des sables identiques s'observent à moins de 2 kilomètres de là, au Nord de Cessens, où ils sont intercalés entre l'Urgonien classique et le Rhodanien qui en forme ici la partie supérieure.

Dès qu'on a dépassé Laval vers le Sud, une dépression topographique assez peu marquée, mais rectiligne, peut s'observer dans les pentes urgoniennes à l'Ouest de la route. Elle est due à l'existence de la faille de décrochement de Cessens déjà observée sur l'autre versant.

La descente à Saint-Germain-La-Chambotte s'effectue sur des moraines recouvrant le Burdigalien. A Saint-Germain, on prend, à droite, la route de La Chambotte, ouverte dans l'Urgonien; elle ne tarde pas à longer une dépression occupée par des moraines, et dont le bord méridional est limité par un petit abrupt déterminé par le décrochement responsable de la formation du Col de La Chambotte.

Une route part du col, sur la gauche, et va se terminer à l'hôtel de La Chambotte, splendide belvédère sur le lac. Mais le géologue aura intérêt à gagner, à 200 mètres au Sud de l'hôtel, les pâturages dont le soubassement urgonien s'effondre sur le lac. De là, vers le Sud, en premier plan, il observera le rocher du Châtelard. Séparé des crêtes du Corsuet qui prolonge celles de La Chambotte par une dépression où Hauterivien et Valanginien ont été mis à jour par rupture de la voûte anticlinale. Ce rocher représente le flanc occidental, urgonien, de l'anticlinal. Il repose près de sa base sur d'autres assises urgoniennes que, plus tard,

on pourra observer de Brison. On constatera alors que cet Urgonien de base forme un autre anticlinal séparé du rocher du Châtelard par une surface de chevauchement.

L'étroite route qui redescend de La Chambotte à Chaudieu nous ramène dans l'Hauterivien. On pourra s'arrêter au point coté 575,7 (I.G.N.), où vient aboutir un chemin rural. Là, au bord même de la route, à la limite Hauterivien-Barrémien inférieur, on récoltera en abondance panopées et pholadomyes, dans une assise épaisse de 0,8 mètre, intercalée dans les calcaires jaunes, à silex, de l'Hauterivien supérieur (calcaires de Neuchâtel).

La traversée du Valanginien, du Tithonique et du Kimmeridgien supérieur, récifal, n'offre pas d'observations particulières. Plus bas, des carrières s'ouvrent près de la route, dans des calcaires valanginiens du flanc inverse, fortement tectonisés. C'est sur des éboulis et des moraines plantés de vignobles, que nous parvenons à Chaudieu, tandis qu'à notre droite, la croix de Chindrieux se profile au sommet d'une basse crête urgonienne, retombée occidentale de l'anticlinal que nous avons traversé en montant au Col du Sapey.

Vers le Sud, la R.N. 491 que nous reprenons, est dominée par les deux falaises : tithonique, puis valanginienne, cette dernière donnant parfois de dangereux éboulements. Au passage à niveau de la Pierre-du-Carre, les affleurements tithoniques atteignent la voie ferrée que la route va longer désormais. Ce sont de grandes dalles calcaires verticales, qui 200 mètres plus loin vont être remplacées par des lits de calcaires marneux, gris foncé, à pendage Est faible. Le passage brutal d'un faciès à l'autre, et le changement de pendage non moins brusque traduisent le passage à une unité tectonique inférieure à l'anticlinal de La Chambotte : l'anticlinal du Grand Rocher, traversé en tunnel par la voie ferrée.

Les calcaires marneux qui viennent d'apparaître représentent le Kimméridgien qui, dans cette unité, a un faciès à tendances subalpines. Il est surmonté par un Portlandien et un Valanginien de types jurassiens. La route traverse cette unité sur quelques 800 mètres de longueur. Là, à la sortie Sud du tunnel, cet « anticlinal du Grand Rocher » s'arrête aussi brusquement qu'il était apparu. Il est d'ailleurs limité par un beau miroir de faille, auquel fait suite une zone de broyage d'une trentaine de mètres. On passe ensuite au Valanginien, qui affleure dans et au-dessus des vignes de Challières.

Immédiatement au Sud du tunnel, ce Valanginien a l'aspect d'un gros rognon formé d'écailles courbes emboîtées les unes dans les autres. C'est là une charnière anticlinale vue par la surface des couches qui la constituent. Plus haut, au-dessus du Grand Rocher, quelques dalles valanginiennes tombent verticalement sur celui-ci, mais passent bientôt à un pendage Est (fig. 23) et se

prolongent au Nord où nous les avons rencontrés à la descente de La Chambotte. Nous sommes là en un point où, chevauchant l'anticlinal du Grand Rocher, l'anticlinal de La Chambotte commence à se subdiviser en deux anticlinaux secondaires qui vont se préciser près de Brison-les-Oliviers. C'est une minuscule fenêtre ouverte par l'érosion dans le flanc Ouest de l'anticlinal de La Chambotte, qui a mis à nu celui du Grand Rocher, dont l'axe est orienté un peu plus franchement vers le Nord-Ouest.

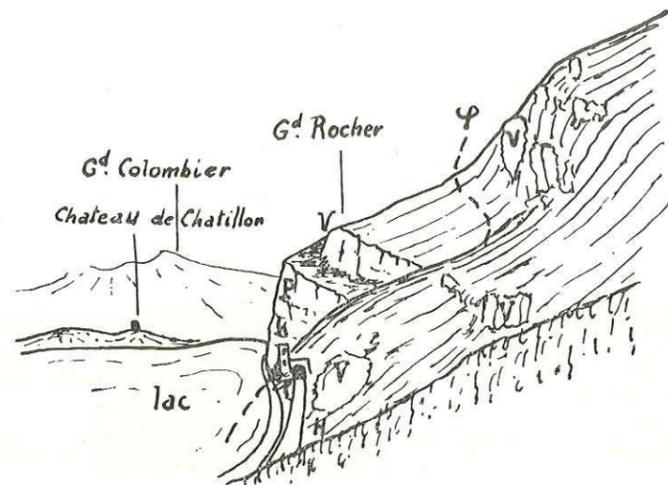


FIGURE 23

LES PLIS INFÉRIEURS  
DE LA CHAMBOTTE AU GRAND ROCHER

Vus de Challière. — En arrière des vignes couvrant les éboulis du premier plan, le Valanginien (V) vertical, du flanc Est de l'anticlinal de Brison, séparé du lac par un peu d'Hauterivien (H) bute à sa partie inférieure sur le Valanginien recouvrant le Jurassique supérieur (P, k) à pendage Sud-Est, du Grand Rocher.  $\phi$  : surface de chevauchement de l'anticlinal de Brison sur l'anticlinal du Grand Rocher. Au fond du lac, l'anticlinal du château de Châtillon semble bien prolonger celui du Grand Rocher.

Près de Challière, c'est l'Hauterivien vertical qui affleure dans les vignes et sous la voie ferrée. On arrive ensuite à l'Urgonien, à pendage Ouest au bord de la route, formant un éperon derrière lequel se cache Brison sur son cône d'éboulis.

Entre la sortie Sud-Est de Brison, et jusqu'au passage à niveau, la route est bordée à l'Est par un affleurement de molasse burdi-

galienne formant falaise. Si de ce point nous nous retournons vers le Nord, nous verrons l'Urgonien du Rocher du Châtelard tomber à peu près verticalement sur les affleurements urgoniens que la route vient de nous faire traverser. Mais ces derniers, qui ont un pendage Ouest au bord du lac, forment charnière et pendent à l'Est sous le rocher du Châtelard. L'anticlinal inférieur que nous avons vu s'amorcer au-dessus de celui du Grand Rocher (anticlinal de Brison) est ici nettement individualisé et chevauché par l'anticlinal de La Chambotte, mais très rapidement il se perd sous les eaux du lac (fig. 24).

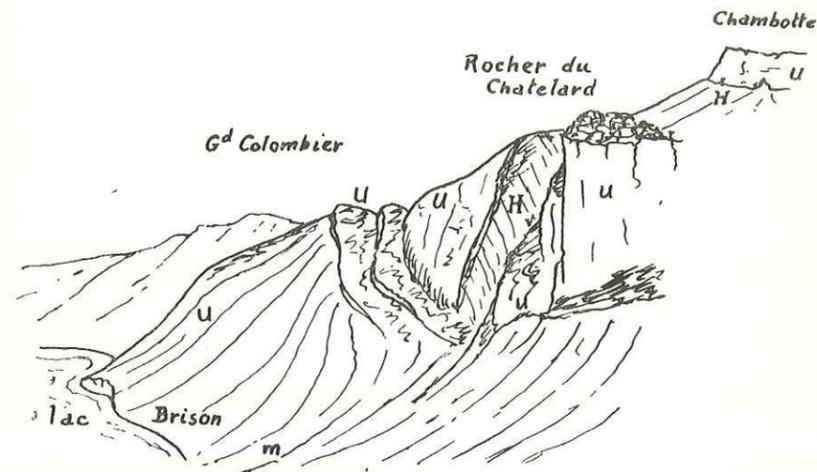


FIGURE 24

LES PLIS DE LA CHAMBOTTE A BRISON-LES-OLIVIERS

Le flanc ouest de l'anticlinal de la Chambotte : Urgonien (u) et Hauterivien (H) retombe verticalement, au Rocher du Châtelard, sur l'anticlinal inférieur de Brison, dont le pendage Est sous le Rocher du Châtelard, passe à l'Ouest au bord du lac. Un petit lambeau témoin de molasse est visible au bord de la route immédiatement au sud de Brison vue prise de la route montant de Brison-les-Oliviers aux Granges de Brison.

Désormais, jusqu'au fond de la baie de Grésine, nous suivons la retombée orientale de l'Urgonien de La Chambotte. Signalons en passant qu'à quelques 250 mètres au large, dans la Baie de Grésine, se trouve, sur des fonds de 5 à 7 mètres, un des principaux sites palafittiques du lac du Bourget.

La route remonte le plateau de Grésine-Saint-Innocent, formé d'alluvions interglaciaires, revêtue localement de moraines wur-

miennes. De ce plateau, l'examen de la chaîne de La Chambotte nous montre en avant-plan une sorte de large boutonnière envahie par la forêt, et cernée de petites falaises. C'est effectivement une boutonnière, où l'érosion a mis à nu le Portlandien, au centre d'une série d'auréoles débutant par le Purbeckien et se terminant à l'Urgonien.

La descente sur Aix-les-Bains nous amène sur le large delta du Sierroz puis, longeant le lac, nous arrivons à la base de la colline de Tresserve, dont la molasse burdigalienne est coupée de quelques failles à son extrémité Nord. Au Sud, au moment de quitter définitivement les rives du lac, on pourra observer un beau delta torrentiel interglaciaire.

La rentrée à Chambéry se fait sur des alluvions modernes

## EXCURSION V

LES PLIS JURASSIQUES ET BERRIASIENS  
DE LA CHARTREUSE SEPTENTRIONALE

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, feuilles Chambéry 6 et 7 et  
Montmélian 2 et 3.

L'itinéraire choisi pour cette brève promenade, permet de la faire entièrement, ou presque, en voiture.

La route départementale D. 7 s'ouvre sur la N.P. 6 dans la cité du Biollay entre Chambéry et Cognin. Elle se dirige vers le Sud, sur des formations glaciaires jusqu'au hameau de Cesolet, à 2 kilomètres de son origine. Là, sur la gauche de la route, la butte cotée 402 mètres est formée par les marnes berriasiennes reposant à l'Est et au Nord sur les calcaires tithoniques. Ces mêmes calcaires se retrouvent 300 mètres plus au Sud, au bord du ruisseau des Alberges, après quoi ils s'ennoient sous les moraines. C'est là, la voûte anticlinale la plus occidentale des massifs subalpins. Nous pouvons l'appeler l'anticlinal des Alberges (II, fig. 10).

Cet anticlinal a son axe orienté au Nord-Est, où il va se confondre avant Chambéry, avec celui d'un deuxième anticlinal qui, à 500 mètres à l'Est de Cesolet forme un relief de 100 mètres de haut : l'anticlinal de Montagnole (III, fig. 10).

Continuant vers le Sud, la route, dans quelques tournants aigus précédant le chef-lieu de Saint-Cassin, nous montre à nouveau les marno-calcaires berriasiens. Ils forment une colline elliptique, dominant Saint-Cassin d'une trentaine de mètres et émergeant des moraines. Cet anticlinal prolonge celui des Alberges, et se trouve refoulé sur l'Urgonien des chaînons jurassiens de la Chartreuse (anticlinal du Corbeley) qu'on pourrait (très difficilement) atteindre dans les gorges abruptes du torrent du Merderet, immédiatement au Sud-Ouest du village.

Toujours vers le Sud, on arrive bientôt au croisement de l'Oratoire, marqué d'une croix. On prend ici la route de gauche, en direction de Montagnole. A 300 mètres de la bifurcation, une côte boisée est formée de calcaires tithoniques repliés en anticlinal. Là encore, il s'agit d'un prolongement Sud de l'anticlinal des

Alberges, plus important que celui de Saint-Cassin individualisé à l'Ouest (I, fig. 10). Il y a donc eu ramification de l'anticlinal entre Cesolet et Saint-Cassin, et le synclinal intermédiaire est déjà très profond, puisque, au milieu des moraines, dans un valonnement descendant du hameau des Bonnets vers le Nord-Est, j'ai pu observer des pointements de grès aquitainien.

La route va bientôt traverser le ruisseau des Alberges, dont la rive droite montre la surface de couches à pendage Ouest de 50 à 60°. Suivant les points, ce sont soit les marno-calcaires berriasiens, soit les calcaires tithoniques qui forment cette rive. Nous entrons sur l'anticlinal de Montagnole, en partie recouvert de formations glaciaires. L'axe anticlinal est bientôt atteint et la route revient au Nord, vers Montagnole, et circule désormais dans le Berrias du flanc normal. Dans les sous-bois, avant d'atteindre la route joignant Cesolet à la N. 512, on s'arrêtera pour observer, dans les talus de la route, la formation dite des « calcaires grossiers » de Montagnole. C'est une très vaste lentille de calcaires organogènes à nombreux restes de fossiles roulés au milieu d'un calcaire spathique. Les teintes sont rousses, assez ternes mais parfois bicolores et l'analogie d'aspect avec les calcaires du Valanginien supérieur peut être telle que J. Révil avait, au Nivolet, confondu ce niveau berriasien avec le sommet du Valanginien.

Au voisinage du point de jonction de notre route avec celle qui vient de Cesolet, passe une faille d'orientation Est-Ouest, de sorte que la colline boisée, au Nord de la route, est formée par le tithonique, qui domine d'une vingtaine de mètres les couches berriasiennes sur lesquelles nous sommes. Une carrière à ciel ouvert entame le versant Est de cette colline, à 100 mètres au Nord de la route. Elle mérite une visite. Il faut pour y pénétrer, la contourner par l'Est, et entrer au Nord par une large et courte galerie ouverte à ses deux extrémités. Remarquons en passant que d'autres galeries plus profondes, passent sous le Tithonique pour aller exploiter la pierre à ciment du Berrias.

La carrière nous montre le Tithonique subdivisé en deux niveaux : à la base des calcaires parfois un peu marneux, à taches bleues. Ces taches se sont révélées simplement plus magnésiennes que le reste de la roche. Au-dessus, des calcaires blancs ou crèmes, à pâte très fine, utilisés naguère pour la fabrication de chaux grasse.

Des niveaux marneux minces intercalés dans les couches inférieures et les hard grounds qui les terminent contiennent des ammonites et surtout des aptychus. Quelques débris d'ammonites mais surtout des belemnites se rencontrent dans les couches supérieures.

Sur l'une des surfaces d'érosion sous-marine des calcaires blancs, L. Moret m'a fait remarquer de curieuses dépressions hémisphériques groupées sur des surfaces de quelques décimètres

carrés. Mais c'est dans les calcaires bleutés de la base que j'ai trouvé les plus beaux échantillons de ces structures d'aspect *cone in cone* que L. Moret a décrites, figurées et expliquées par des phénomènes convectifs dus au dégagement de chaleur produit par l'oxydation des pyrites, dans la vase calcaire en cours de dépôt.

Si maintenant nous observons la disposition tectonique, nous serons surpris de constater que la carrière a éventré un anticlinal droit, d'axe Est-Ouest, alors que nous sommes sur l'anticlinal de Montagnole, d'axe Nord-Nord-Est. Mais nous avons constaté que l'affleurement tithonique était limité au Sud par une faille Est-Ouest. Or au Nord, le ruisseau du Pontet a établi son cours dans la dépression due à une faille Nord-Ouest-Sud-Est. Le coin de tithonique où s'ouvre notre carrière, a ainsi été comprimé entre deux failles grossièrement perpendiculaires aux directions tectoniques générales. Il en est résulté un serrage typique entre les mors d'un étai. Bien que la mâchoire Nord (Bellecombette) ait été surélevée par rapport à la mâchoire Sud où seul le Berrias affleure, on ne peut qu'admirer la symétrie parfaite des deux flancs de l'anticlinal qui en est résulté. Cette constatation doit rendre circonspect le tectonicien qui croit pouvoir trouver dans les dissymétrie des mors de l'étai la cause des déversements de plis : il y avait bien, ici, dissymétrie des actions, mais aucun déversement n'en est résulté.

Gagnons, vers l'Est, la R.N. 512, près du village ouvrier du Pontet. On peut observer les faciès marno-calcaires du Berrias dans le talus de cette route, et éventuellement y rencontrer des palaehoplitidés. On peut aussi, à une centaine de mètres au Sud du point où nous sommes arrivés sur cette route, observer à quelques mètres à l'Est de celle-ci, dans un terrain vague, le repliement en anticlinal très accentué d'un niveau grossier du Berrias. L'aspect en est tout à fait schématique et les dimensions réduites à quelques mètres. Il ne s'agit là que d'un accident dypharmonique du flanc normal de l'anticlinal de Montagnole, n'affectant que le Berrias, et dont d'autres exemples plus complexes ont pu être observés dans la grande carrière de pierre à ciment voisine, où ils ont été détruits par l'exploitation. Ces accidents résultent de la proximité de l'anticlinal de Barberaz (IV, fig. 10) dont l'avancée en pli-faille, a retroussé sur le Tithonique les couches plus plastiques de marnes berriasiennes.

La carrière, située en bordure de l'anticlinal de Barberaz, dans le ravin du ruisseau du Pontet, peut être atteinte en suivant la R.N. 512 en direction de Chambéry, jusqu'au tournant aigu où elle traverse le ruisseau. Là s'amorce vers le Sud le chemin qui permet de l'atteindre à quelques centaines de mètres. L'exploitation s'y fait actuellement à ciel ouvert, mais des galeries abandonnées s'enfoncent vers l'Est, sous la haute falaise tithonique,

dans le Berrias du flanc inverse de l'anticlinal de Barberaz. Celui-ci a son axe orienté vers le Nord, 30° Est, de telle sorte qu'il s'éloigne rapidement de la R.N. 512 que nous allons reprendre en direction de Chambéry.

Il en résulte que le relief accentué qui domine cette route à l'Est, et prolonge en apparence cet anticlinal, n'est pas du tout constitué par lui. J. Révil avait vu dans ce relief tithonique dominant la dépression berriasiennne que suit la route, un nouvel anticlinal. En fait, j'ai pu m'assurer que le pendage Est des couches y est parallèle à celui de l'anticlinal de Montagnole, et en plusieurs points j'ai vu le contact anormal, le long d'une faille presque exactement Nord-Sud, du Berrias à l'Ouest et du Tithonique à l'Est.

Notre route nous fait passer près du Couvent Saint-Joseph et très vite après, derrière un bâtiment qui la cache, s'amorce à angle droit une petite route au point coté 388. Elle va gravir le relief tithonique puis revenir au Sud vers le vallon des Charmettes. De son point culminant, on a une excellente vue sur Chambéry et sur la chaîne Nivolet-Revard que l'on voit de bout. Cette orientation permet une observation facile et complète de la structure de cette chaîne (Cf. Excursion X et fig. 13).

Les marnes berriasiennes reparaissent au fond de l'agreste vallon des Charmettes. Nous le redescendons, passons près de la maison, transformée en musée, objet de pèlerinage pour les admirateurs de Rousseau. Plus bas, la première route à droite (D. 4) va nous ramener à l'Est, sur des moraines dans lesquelles une carrière atteint les graviers fluviatiles interglaciaires. La route tourne ensuite au Sud, sur le Tithonique de l'anticlinal de Barberaz que nous venons de retrouver près de son ennoyage Nord sous les alluvions de Chambéry. La route remonte sur le flanc Est de l'anticlinal, dominée à l'Est par les crêtes du Pas de la Coche, où un gros banc forme falaise, au milieu des pentes boisées des marnes berriasiennes. Nous parvenons ainsi à Pierre Grosse, où le Tithonique se termine brutalement au contact des couches berriasiennes.

Ces derniers affleurent depuis le fond du torrent du Vard dit encore du Pontet, à l'Ouest, à l'altitude de 500 mètres va jusqu'à la crête dominant, à 754 mètres, le Pas de la Coche. Cette énorme épaisseur, qui a permis aux cimenteries Chiron d'établir à de nombreux niveaux, des exploitations souterraines, s'explique par les clivages et redoublements de couches signalées dans la première partie. Quant à la faille transversale qui coupe, par effondrement de la partie Sud, l'anticlinal de Barberaz, elle s'étend du Pas de la Coche, dont elle a déterminé la dépression, à Pierre Grosse et à Puisat. Son rejet, de 150 mètres environ fait disparaître le

Tithonique, qu'on ne retrouve qu'en un étroit affleurement, 1 500 mètres plus au Sud, dans le lit, du torrent du Vard.

A 500 mètres au Nord de Pierre Grosse, et 600 mètres d'altitude s'ouvre vers le Nord-Ouest, un chemin assez peu carrossable d'ailleurs. Il nous permet, après avoir traversé une bande de calcaires tithoniques, d'accéder sur ce qu'on pourrait croire être l'anticlinal de Barberaz. En fait, il nous conduit sur des terrains berriasiens, qu'il faut traverser sur près de 300 mètres avant de retrouver, le Tithonique de cet anticlinal. Nous avons là un repli synclinal qui s'amorce, au Nord, près de la Source de la Diez, à quelques 150 mètres au Nord de la limite méridionale de la feuille Chambéry 6, et s'amplifie rapidement vers le Sud, avant d'être coupé par la faille du Pas de la Coche. Il sépare ainsi de l'anticlinal de Barberaz, le noyau anticlinal portlandien qui porte sur son flanc Est les crêtes du Pas de la Coche. C'est l'anticlinal V de la figure 10, qui plus au Sud va devenir prédominant, formant le Pas de la Fosse et le soubassement du Mont de Joigny.

Au retour, on peut, au village de Chaux, prendre sur la droite une bifurcation qui aboutit près de Barberaz à la route D. 12. Elle nous permettra de retraverser, entre le cimetière de Barberaz et le stand de tir militaire de Chambéry, le Tithonique de l'anticlinal IV. Puis, à l'entrée même de Chambéry, sur la R.N. 512 qu'on vient de rejoindre, celui de l'anticlinal de Montagnole.

## EXCURSION VI

## VALLÉE DU GUIERS ET COL DE L'ALPE (VALFROIDE)

Carte géologique, feuille Chambéry et Grenoble au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, feuilles Chambéry 6, Montmélian 1-2 et 5-6.

Au départ on suit jusqu'au pont du Merdarel, l'itinéraire de l'excursion III. Mais à partir de ce point, on reste sur la R.N. 6 en direction des Echelles. Très rapidement, la route est dominée à l'Est par l'abrupte falaise de Barrémien inférieur formant la retombée occidentale verticale, de l'anticlinal du Corbeley. Au passage à niveau de la gare de Saint-Cassin, on peut admirer la cascade de Couz qui franchit cette barre urgonienne par une chute haute de 80 mètres. La cascade tombe sur la molasse burdigalienne, mais il ne s'agit pas là d'un affleurement, c'est une simple accumulation des matériaux extraits sur la rive gauche du torrent, lors du percement du tunnel ferroviaire. En effet, toute cette rive gauche de l'Hyère est constituée par la molasse à pendage Est.

La montée vers Saint-Thibaud-de-Couz va d'ailleurs nous montrer largement ces affleurements burdigaliens et helvétiques qui disparaissent à partir de La Prairie sous des alluvions fluviales recouvertes partiellement de tourbe. L'Urgonien subvertical, plus ou moins caché sous des éboulis, forme jusqu'à Saint-Thibaud l'escarpement bordant la vallée, à quelques dizaines de mètres à l'Est de la route. Passé ce village, une sinuosité de la route la fait contourner une butte miocène à pendage Ouest au bord de la route, mais oriental plus à l'Est. C'est l'amorce d'un anticlinal limitant désormais à l'Est le synclinal de Couz, et qui va faire affleurer une voûte urgonienne, à partir du hameau des Gros-Louis. Cet anticlinal se prolonge au Sud, bien au-delà du Guiers Vif où nous le verrons constituer les parois dominant les gorges du « Pas du Frou ». Il sépare de l'anticlinal de l'Outheran qui le domine à l'Est de ses 1 630 mètres, un synclinal (synclinal des Egaux) rempli de molasse et de Sénonien.

La route quitte la molasse un peu avant le Col de Couz, où des alluvions modernes reposent sur le Sénonien. Il sera particu-

lièrement facile d'observer les « lauzes » de cet étage à un kilomètre au Sud du col, au hameau de Cote Barrier, peu éloigné à l'Est de la route. Une carrière y exploite les « lauzes » dalles régulières de calcaires grossiers à bryozoaires, qui, ici, passent latéralement à des calcaires marneux grisâtres, renfermant des silex et des fragments d'Inocérames. Au-dessus le Sénonien se termine par des calcaires cristallins blancs, durs, en petits bancs.

La route que nous reprenons, sinue ensuite dans les calcaires urgoniens du flanc oriental du Mont Beauvoir, prolongement Sud de la chaîne du Mont du Chat. Elle les traversera bientôt en tunnel. A l'entrée Est de ce tunnel, on peut accéder sur la gauche, aux grottes des Echelles, passage pittoresque, semi-souterrain, que franchissait l'ancienne route avant le percement du tunnel.

Franchi le tunnel, la route retrouve la molasse qui vient buter par faille verticale, contre la falaise urgonienne que nous venons de traverser (fig. 4) cette faille, d'ailleurs, se termine en flexure, tant au Nord près du Mont Beauvoir qu'au Sud près de Saint-Laurent-du-Pont. Au-delà, vers l'Ouest, la molasse remplit un synclinal qui prend naissance à l'Ouest du sommet du Mont Beauvoir, où l'anticlinal principal se ramifie et donne une crête urgonienne qui, du point où nous sommes, barre l'horizon à l'Ouest et va s'envoyer sous les alluvions quaternaires aux Echelles.

A un kilomètre de la sortie du tunnel, une route sur la gauche conduit au Villard, où, tournant à angle aigu vers l'Est, on aboutit au hameau de La Grotte, face à la percée où l'ancienne route remontait les grottes des Echelles. Tournant au Sud, la route traverse le Guiers Vif à sa sortie des inaccessibles gorges de l'Echaillon, par où il traverse l'anticlinal du Mont Beauvoir. Déjà en ce point, l'Urgonien montre des phénomènes de dysharmonies dans sa masse. Mais ils seront plus spectaculaires à la traversée de l'anticlinal des Egaux.

Dans Saint-Christophe-sur-Guiers, on prend à gauche la route de Saint-Pierre-d'Entremont, qui ne tarde pas à s'élever dans la retombée urgonienne de l'anticlinal du Mont Beauvoir, pour accéder au bassin molassique de Berland, prolongement Sud du synclinal de Couz. Ce synclinal, bientôt traversé, la route contourne en un tournant aigu, un affleurement urgonien, flanc occidental vertical de l'anticlinal des Egaux, que nous avons vu naître aux Gros Louis. Ce point vaut qu'on s'y arrête.

Au Nord en effet, sur l'autre rive du Guiers qui coule ici 100 mètres au-dessous de nous, la charnière urgonienne de cet anticlinal est bien visible. Chose unique dans la région, l'Urgonien pourtant massif s'y subdivise en deux niveaux nettement décollés l'un de l'autre et dysharmoniques le rayon de courbure des masses supérieures étant beaucoup plus court que celui de la partie inférieure.

La route pénètre dans l'anticlinal et après une dépression où l'Hauterivien est caché sous des alluvions et la végétation, elle s'élève dans le Valanginien puis retrouve, au voisinage du « Grand Frou » d'abord les marnes hauteriviennes instables, puis le Barrémien inférieur et l'Urgonien où est percé le court tunnel du Frou. C'est le flanc oriental de l'anticlinal des Égaux, dans lequel le Guiers Vif a creusé une vertigineuse gorge, profonde de 200 mètres.

Au-delà du tunnel du Frou, la route serpente dans des pentes urgoniennes assez douces, couvertes d'amples forêts de hêtres. Un examen attentif des affleurements permet de reconnaître de multiples petits chevauchements, donnant à cet Urgonien une épaisseur quelque peu exagérée.

La traversée d'un petit torrent (cote 626 I.G.N.) nous montre qu'il a creusé son lit dans les couches tendres de l'Albien et du Sénonien à la surface de l'Urgonien. Un affleurement de craie marneuse sénonienne se voit au bord même de la route, mais ne tarde pas à disparaître sous les prairies du Planey. La montée vers le hameau des Sermes, et au-delà permet d'observer une alternance répétées d'affleurement tithoniques et de marnes berriasiennes, alternance due soit à de petits replis, soit à des failles, sans qu'on puisse en décider nettement.

Le point important à considérer, c'est que l'affleurement sénonien que nous avons dépassé, se prolonge vers le Nord-Est au-dessous des Sermes. Il est donc chevauché par Jurassique supérieur et Berrias, c'est là le prolongement Sud du chaînon anticlinal, simplement déversé à l'Ouest du Corbeley-Outherans. Sa retombée occidentale donne, en face de nous, sur la rive droite du Guiers, la pointe acérée de Thivelet, formée de Valanginien vertical. Ainsi, en traversant la vallée du Guiers et sur une distance de 1 500 mètres, cet accident s'est transformé en pli-faille et a perdu, soit par laminage, soit par dysharmonie de plissement, tout son Crétacé sauf le Berrias.

La série stratigraphique se continue ensuite régulièrement, mais si le Valanginien est bien observable, l'Hauterivien, par contre, est caché sous les éboulis, dans un vallon revêtu d'une dense forêt de hêtres. On retrouve l'Urgonien entaillé par la route en demi-tunnel fort étroit, au passage du Petit Frou. Sur l'autre rive du Guiers, ce même Urgonien, forme bien plus haut que nous, le sommet de la Roche Véran (Roche Veyrand de la carte I.G.N.). Ce décalage en hauteur résulte du jeu d'un faisceau de failles de la rive droite du torrent, recoupant un peu obliquement, le flanc Est de l'anticlinal de l'Outheran (Roche Véran).

Tandis que l'Urgonien a un pendage oriental très modéré, nous ne tardons pas à rencontrer, au bord de la route, quelques mètres de craie schistoïde du Sénonien. Les lits en sont verticaux,

de même que l'affleurement fort mince d'Urgonien qui leur succède un peu plus loin. Il s'agit d'un nouveau pli à flanc Ouest laminé. Ce laminage est d'ailleurs intense, car, passé l'Urgonien et sans que l'Hauterivien ne se soit montré, on observe quelques mètres de calcaires roussâtres, assez fortement broyés et plus ou moins intriqués avec des affleurements marneux. A ce Valanginien supérieur extrêmement réduit succèdent, en couches soit verticales, soit renversées vers l'Ouest, des marnes valanginiennes puis des marno-calcaires berriasiens qui, à mesure qu'on approche de Saint-Pierre-d'Entremont, prennent progressivement le pendage oriental du flanc normal.

Cet accident est tout particulièrement important, car le prolongement au Nord de sa surface de chevauchement passe par le Col du Mollard et Saint-Cassin, et par là, se poursuit au-delà de Chambéry, par la grande surface du chevauchement des Bauges sur la dépression molassique. C'est donc l'accident majeur qui sépare la partie réellement subalpine de la Chartreuse, où nous pénétrons, de sa partie jurassienne que nous venons de traverser.

Le petit bassin alluvial de Saint-Pierre-d'Entremont, au confluent du Guiers Vif et du Cozon, est creusé dans les marno-calcaires berriasiens. A Saint-Pierre, notre route aboutit à la N. 512 qu'on peut prendre vers la gauche jusqu'au pont sur le Guiers reliant les deux communes jumelles de Saint-Pierre Isère et Saint-Pierre Savoie. On franchit le pont pour entrer en Savoie et immédiatement, sur la droite, s'ouvre la petite route longeant le torrent, qui conduit à Saint-Même. Une autre voie d'accès nouvellement construite peut être empruntée en restant dans l'Isère. Pour cela, il fallait prendre à droite la N. 512 en direction du Grand Chenevy. Après quelques rudes lacets s'ouvre à gauche, dans un tournant, la route qui, à 100 mètres de là, pénètre dans le hameau du Petit Chenevy. Elle va rejoindre la précédente au pied du hameau de Saint-Même d'en bas, et présente l'avantage d'être un peu plus large.

Quelle que soit la route suivie, l'intérêt du parcours est purement touristique. Ces routes sont ouvertes en effet, après les quelques affleurements de marnes valanginiennes à la sortie de Saint-Pierre, dans des alluvions glaciaires et des éboulis. Cependant, peu avant le point de raccordement des deux routes, des affleurements tithoniques pointent à travers ces alluvions, et nous révèlent que nous traversons un petit faisceau anticlinal.

A mi-chemin entre Saint-Même d'en haut et l'entrée du cirque (ancien chalet du T.C.F.) s'ouvre à gauche un chemin, rapidement réduit en sentier. Il monte aux chalets de Valfroide et au Col de l'Alpe. Le touriste craignant le vertige et peu habitué à franchir les escarpements rocheux pourra l'emprunter. Mais il est plus intéressant de ne suivre ce chemin qu'à la descente. Les bons

marcheurs pousseront donc jusqu'au cirque, d'ailleurs d'une réelle beauté, au fond duquel le Guiers Vif s'écroule en une série de cascades, depuis ses sources, suspendues dans la paroi 250 mètres au-dessus du plan alluvial où se termine la route.

Le sentier le plus ordinairement fréquenté, s'amorce près du fond du cirque, sur la gauche. Il remonte en sous-bois la rive droite du torrent. Mais il est plus intéressant pour le géologue, de prendre en rive gauche (tout près du chalet) un sentier non moins facile et lui aussi en sous-bois. Des bifurcations vers la droite conduiraient au Col de Fontanieu. On les évite. Environ 400 mètres au-delà une nouvelle bifurcation, à gauche cette fois, est à éviter. Elle conduirait, assez péniblement, d'ailleurs, au pied de la cascade inférieure. Notre sentier va traverser le Guiers grâce à une passerelle à 1 013 mètres d'altitude, sur un replat compris entre deux cascades. L'inférieure, qu'on entend gronder, franchit le Valanginien inférieur. C'est au niveau du contact Valanginien-Hauterivien que se trouve la passerelle. La cascade supérieure est à deux étages. Elle tombe des calcaires jaunes du sommet de l'Hauterivien (analogues aux calcaires de Neuchâtel), au fond d'un ravin noirâtre qu'elle a ouvert dans les marnes hauteriviennes au milieu desquelles un niveau moins tendre donne un deuxième ressaut. Au-dessus, se profilent des terrains roussâtres du Barrémien inférieur, dominés par la haute paroi urgonienne.

A partir de la passerelle, nous allons rejoindre le sentier de rive droite où l'on accède par un raidillon de pierraille pénible, mais heureusement assez bref. Le sentier va passer ensuite sous une forte avancée de rocher. C'est la base du Barrémien inférieur que nous venons d'atteindre. Inutile de prendre sur la droite un sentier de chèvre, bien marqué. Il se termine sur le vide à une quarantaine de mètres de là. A gauche, le sentier va franchir, grâce à de confortables marches d'escalier taillées dans le roc, la première barre rocheuse barrémienne. Bientôt il bifurque et des panneaux indicateurs nous orientent à droite vers les sources du Guiers, à gauche vers le Pas de la Mort. Nous irons à l'un et l'autre endroit.

Un parcours de 200 mètres nous conduit aux grottes des sources du Guiers, à travers des éboulis, puis à la base d'un affleurement barrémien. On aboutit sur le bord externe d'une vaste dépression, sorte de petit cirque fermé, suspendu dans les parois du grand. Dans la paroi barrémienne du fond, à peu près au niveau du sentier, s'ouvre un large porche. Il donne accès à des galeries dont la visite est facile, si l'on ne s'aventure pas trop loin, mais devient travail de spéléologues pour quiconque veut explorer les kilomètres de ce réseau souterrain. C'est la partie fossile de ce réseau qu'on atteint ici. Les galeries, sèches la plupart

du temps, peuvent néanmoins, pendant les très forts orages livrer passage à un ruisseau.

Un raidillon, muni dans le bas d'une rampe, longe la face interne de la paroi extérieure de la dépression sur laquelle le sentier nous a conduits. Il permet d'en atteindre le fond et l'on peut constater l'existence d'une fissure presque verticale, coupant la paroi Nord. Les couches sont à peine décalées de part et d'autre de cette fissure, ce n'est pas une simple diacalse cependant, car une de ses lèvres dégagee sur quelques mètres montre de fortes cannelures et des stries d'orientation Nord-Sud à peu près horizontales. Nous avons donc affaire à un petit décrochement local.

Un très bref parcours souterrain à travers un entassement de blocs, ou à même la roche vive, mais alors praticable grâce à une rampe scellée, ramène au jour sur une petite terrasse où bouillonne une des excurgences du Guiers. D'autres sources s'entendent à quelques mètres au-dessous et en période de fortes eaux, d'autres encore émergent des diverses ouvertures du voisinage. Les eaux émergent à l'extrême base du Barrémien et se précipitent alors dans le noir ravin que nous avons traversé à sa base, un quart d'heure plus tôt.

Revenons en sens inverse et sans nous inquiéter de son nom, prenons le chemin du « Pas de la Mort », bien inoffensif en réalité, si l'on ne se livre pas, sur ce trajet très aérien, à une chorégraphie intempestive. Le Barrémien inférieur, presque entièrement couvert d'éboulis, n'affleure qu'en minuscules ressauts, et cède la place à 1 170 mètres d'altitude, dans un tournant aigu ramenant le sentier vers le Sud, aux calcaires blancs de l'Urgonien. Quelques lacets entre des barres rocheuses conduisent au pied même d'une haute paroi verticale coupée d'une fissure. On peut constater, au pied et au Sud de cette fissure, que les rochers affleurent en bancs verticaux d'orientation méridienne, contrastant ainsi sur une dizaine de mètres avec l'aspect en strates horizontales de l'ensemble de la falaise. Cette disposition tient à une tectonisation locale, la haute fissure que nous rencontrons n'étant autre que le prolongement du plan de décrochement déjà noté, aux sources du Guiers.

Le sentier s'engage alors sur une étroite vire suspendue dans la paroi verticale. Elle est due à la nature un peu crayeuse des calcaires urgoniens à ce niveau. Il faut d'ailleurs constater que cet Urgonien présente parfois des faciès roses ou rougeâtres qui rappellent de très près ceux qu'on peut observer dans les Bauges et notamment au Nivolet, au sommet de sa masse inférieure. Ces rochers se fragmentent sous le gel en petits éclats aplatis et ce niveau d'érosion a permis le passage du sentier. Au moment où celui-ci se rétrécit et prend une pente inquiétante vers la vallée,

pour franchir une saillie rocheuse, une rampe de fer vient opportunément s'offrir au promeneur.

Quatre-vingts mètres plus loin, le sentier s'engage dans un couloir oblique remontant, et c'est encore la suite du décrochement que nous retrouvons là. Des marches confortables, taillées dans l'arête d'un feuillet rocheux donnent accès à un couloir d'abord terreux, puis rocheux, mais d'escalade très facile. Le couloir se rétrécit ensuite en cheminée déversée qui pourrait poser des problèmes d'escalade à des promeneurs novices en ce sport, si une échelle de fer ne résolvait ces problèmes, avec quelques difficultés cependant pour les gens corpulents, ou chargés d'un sac un peu volumineux. Les rampes de fer qui font suite permettent de gravir facilement une courte croupe rocheuse, glissante quand elle est humide. On arrive ainsi au sommet boisé de la masse inférieure de l'Urgonien.

Les courts et raides lacets qui font suite, permettent de prendre contact avec une formation régulièrement litée, essentiellement formée de calcaire gris cendré assez foncé, et fort peu marneux. Ces calcaires graveleux contiennent des foraminifères roulés associés à d'autres foraminifères de mêmes espèces mais intacts. Les miliolidés en constituent les 95 centièmes, mais les orbitolines y sont fréquentes, et c'est précisément là, cette couche à orbitolines qui sépare les deux masses superposées formant l'Urgonien. A certains niveaux de ces calcaires gris, les oogones de Chara sont assez fréquents.

Le sentier se ramifie au sommet même de cette couche à Orbitolines. Sur la gauche un panneau indique « Chemin du Tracarta ». Il ajoute aussitôt que ce chemin est impraticable du fait des éboulements qui l'ont entraîné. C'est un peu dommage, car il passait à l'endroit, au pied de l'escarpement de « Roche Blanche », où j'ai eu la chance, en 1952, de trouver dans la couche à orbitolines, la première Ammonites connue dans l'Urgonien : *Ancyloceras Gr. Matheronianum*.

Prenant par la droite, le sentier s'élève doucement dans un dernier escarpement rocheux peu accentué : la masse supérieure de l'Urgonien, et accède à des prairies. Celles-ci s'élèvent peu à peu jusqu'au sommet de l'escarpement calcaire, et l'on peut constater qu'au lieu des calcaires blancs à grain fin accessibles sur le sentier, nous avons là des calcaires spathiques, jaunes puis bruns de plus en plus grossiers. C'est là « Lumachelle du Gault », qui très probablement représente en fait la partie tout à fait supérieure de l'Aptien.

Au débouché dans les prairies une flèche indicatrice précise que le « Chemin du Tracarta » d'en haut, qu'elle indique, est facile. C'est probable, mais malgré une ardente recherche, il m'a été impossible de retrouver ce chemin au-delà du « Habert de la

Dame » situé à 500 mètres de là. Ne perdons pas notre temps à cette recherche. Immédiatement au Sud, et au pied de la croupe de prairies, on aperçoit un large affleurement très blanc, peuplé de quelques conifères. C'est un lapiaz urgonien, dont nous suivrons le bord, à la limite des prairies. Bientôt, apparaît à notre gauche une cabane de berger, puis, 60 mètres plus à l'Est, une construction basse et large, qui n'est rien d'autre qu'un abreuvoir. Une source minuscule l'alimente. De là, une piste remonte vers l'Est, toujours sur l'Aptien formant de petits ressauts rocheux. Mais, il suffit de gagner 50 mètres au Nord, immédiatement au-dessus du dernier ressaut, pour constater que la croupe de prairie très régulière, qui monte jusqu'aux crêtes orientales entre « Le Grand Manti » et le « Fourneau », est formée par la craie sénonienne.

Signalons en passant une curiosité historique : le sommet de cette croupe de prairies constituait avant 1860 la frontière franco-savoyarde. Une série de bornes y subsistent, portant sur leur face Sud la fleur de lys, sur leur face Nord la croix de Savoie.

Des crêtes orientales, on découvre une vue splendide sur les Alpes, par delà, le sillon de l'Isère, qui, à nos pieds et semble-t-il presque à la verticale, étale sa plaine alluviale, 1 500 mètres au-dessous de nous. Du Nord au Sud, sur les 18 kilomètres séparant le Granier de la Dent de Crolles, s'étire le synclinal perché que nous venons de traverser, et dont la continuité reste évidente malgré les failles transversales qui le coupent, mais ne déplacent pas son axe de façon vraiment sensible. Son aspect, au Sud surtout, entre le point où nous sommes et le Col de Bellefont, absolument schématique, illustrerait idéalement un cours élémentaire de tectonique.

Suivons les arêtes vers le Nord. Une grande heure de marche, sans perdre un instant le paysage, va nous conduire au vallon de Pratcel, où se nichent le Habert de Valfroide et... des complications tectoniques bien curieuses. Les figures 25 et 26 nous renseigneront mieux qu'un long discours sur ces complications.

On peut constater, à leur examen, qu'une faille principale (F), longeant au Nord le fossé de Valfroide, sépare la région en un bloc septentrional, où l'Urgonien est en grande partie caché sous le Gault, et un bloc méridional affaissé d'environ 40 mètres. Au Nord, de cette faille, et se raccordant à elle un peu à l'Ouest du Habert de Valfroide, s'amorce une faille secondaire (F'), à regard Sud avec un rejet d'une vingtaine de mètres. Elle s'écarte, vers l'Est, de la faille principale, et se termine en flexure.

Le bloc méridional est découpé en trois compartiments par deux failles, à regard Nord. L'une (φ) apparaît un peu à l'Est du Col de l'Alpe, sous forme de flexure, qui s'accroît et se transforme en faille vers l'Ouest, où elle va rejoindre la faille (F), très en aval du Habert. Les deux se prolongent alors en bordure de la

falaise dominant Saint-Même. Les terrains qui bordent ( $\varphi$ ) au Sud sont à leur tour séparés par une fracture ( $\varphi'$ ) des affleurements urgoniens qui forment les crêtes d'où nous venons. Or cette nouvelle faille va rejoindre ( $\varphi$ ) à l'Est, mais s'en sépare vers l'Ouest où elle se termine en flexure. Il résulte de cette disposition un mode d'affaissement des différents vousoirs qui évoque l'aspect d'un mètre pliant, suspendu par une de ses extrémités et à demi déplié, dont le segment tombé le plus bas, forme le fossé de Valfroide, rempli de Sénonien.

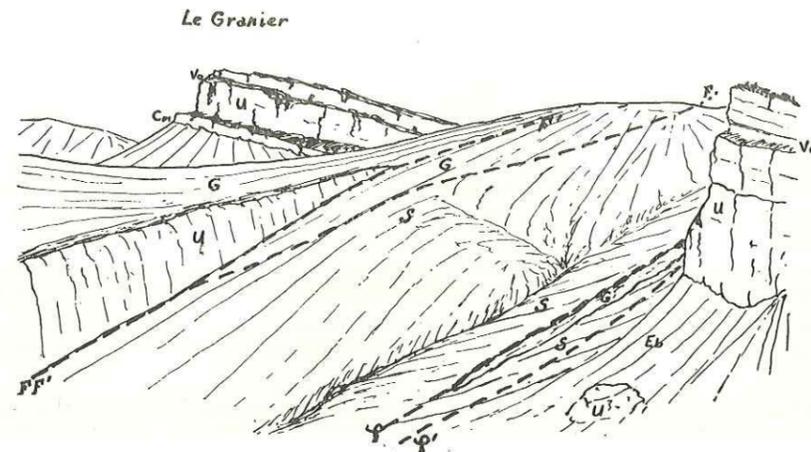


FIGURE 25

VALLON DE VALFROIDE VU DE LA RIVE SUD

*Eb* : éboulis. — *S* : Sénonien. — *G* : Gault. — *U* : Urganien. — *Vo* : Vire à orbitolines inférieure. — *C<sub>III</sub>* : Barrémien inférieur. — *F, F', phi, phi'* : failles (comparer au croquis stéréogramme de la fig. 26).

Suivant notre itinéraire en direction du Habert, nous rencontrons donc successivement sur l'Urganien, un étroit affleurement sénonien (le Gault est caché sous les éboulis ; la faille ( $\varphi'$ ) qui plus à l'Est coupe directement l'Urganien ; le Sénonien puis le Gault en affleurement très étroit et quelques mètres d'Urganien dominant le Habert par suite de la faille ( $\varphi$ ). Ce dernier est construit sur le Sénonien crayeux dans lequel le torrent a creusé son lit. En remontant l'autre rive, le Sénonien bute par faille (*F*) contre soit l'Urganien, soit le Gault suivant les points. Enfin, c'est également contre l'un ou l'autre de ces deux terrains que la faille (*F'*) vient faire prendre contact à l'Urganien.

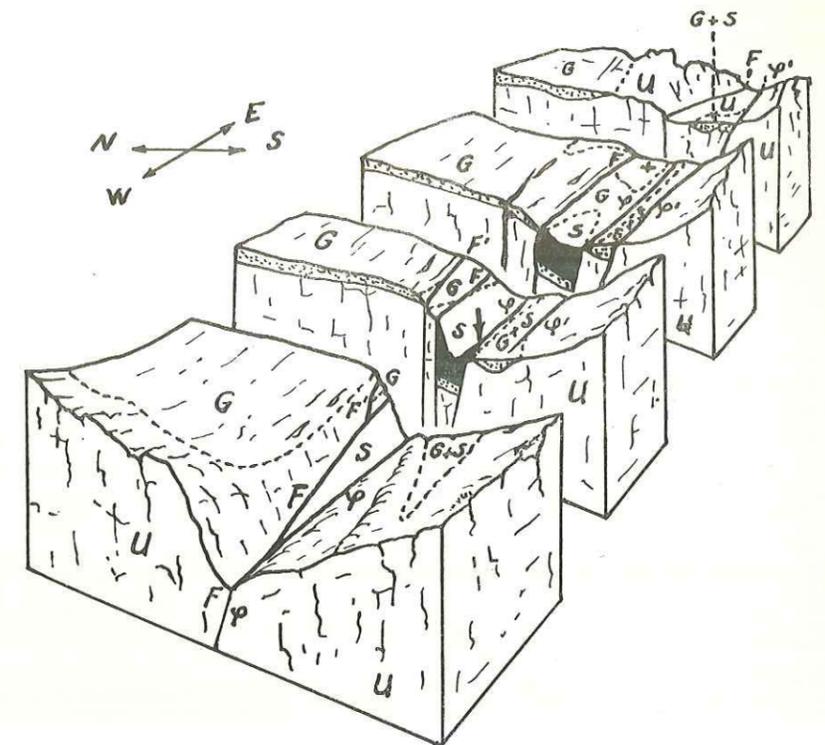


FIGURE 26

CROQUIS STÉRÉOGRAMME DU VALLON DE VALFROIDE

*U* : Urganien. — *G* : Gault. — *S* : Sénonien. — *F, F', phi, phi'* : failles. La flèche indique la position du habert de Valfroide, et la +, celle du col de l'Alpe.

La descente sur Saint-Même ne présente plus grand intérêt, elle se fait par un chemin muletier courant sur des éboulis couverts de forêts

Le retour, depuis Saint-Pierre d'Entremont, se fait par la R N 512.

La route suit le torrent du Cozon dont la vallée est d'abord creusée dans les marno-calcaires berriasiens. A 1500 mètres au Nord de Saint-Pierre-d'Entremont au lieu-dit « Les Moulins » une route franchit le torrent sur la gauche et permet d'accéder à quelques centaines de mètres, au vallon de La Fracette. Le Sénonien, reconnaissable de loin aux teintes pâles de sa craie y est

fossilifère. Plus haut, on arriverait à un affleurement d'Albien, également fossilifère.

Après quelques tournants, la R.N. 512, à laquelle nous sommes revenus, traverse le torrent. Elle pénètre dans un affleurement de tithonique, surmonté vers l'Ouest par le Crétacé inférieur jusqu'à l'Urgonien qui domine à l'Est le vallon sénonien de La Fracette. Nous avons là un pli-faille qu'une étude approfondie nous montrerait tronçonné par trois failles transversales, passant l'une à La Fracette, la deuxième à 300 mètres au Nord de ce village, la dernière, un kilomètre plus au Nord, près du hameau des Gandy. Les deux failles extrêmes ne se prolongent guère vers l'Est, mais sont responsables du découpage en blocs dénivelés que nous avons observés à la Roche Véran. La faille intermédiaire, s'atténue et disparaît à 700 mètres à l'Ouest-Nord-Ouest de La Fracette, mais par contre, elle se prolonge à l'Est en direction du Col de l'Alpette, où elle détermine l'abrupt séparant le Mont Granier du sommet du Pinet.

Quant au pli-faille ainsi sectionné, c'est celui même que nous avons observé dans les gorges du Guiers, un peu en aval de Saint-Pierre-d'Entremont, et nous savons déjà qu'il sépare la zone subalpine de la région jurassienne de la Chartreuse.

Passé les quelques maisons du Pont-du-Lac, la route ne tarde pas à s'engager dans une gorge étroite et sinueuse, ouverte dans le Tithonique. Elle revient en rive gauche du Cozon et il est bon de faire un bref arrêt, 100 mètres environ en amont du pont. Là, en effet, on peut observer un sillon d'érosion ouvert dans le Tithonique, au fond duquel coule le Cozon. C'est à petite échelle un paysage identique à celui des célèbres gorges du Fier, où des marmites de géants et des arches naturelles peuvent être observées.

Peu avant Entremont-le-Vieux, la route quitte le Tithonique pour pénétrer dans une zone de marno-calcaires berriasiens et de marnes valanginiennes, assez monotones, que des ondulations font affleurer alternativement. Notons simplement que des bancs calcaires, de faciès tithonique y apparaissent parfois, mais il semble que ce soit là un faciès local d'une partie du Berrias. On arrive ainsi au Col du Granier, ouvert dans les marnes valanginiennes.

La descente sur Chambéry, à partir du col, se fait dans une alternance de marnes valanginiennes et de marno-calcaires berriasiens. Mais en raison de l'épais couvert forestier, ce n'est qu'en remontant fort péniblement soit le ravin du Rouselet, soit loin de la route, les dangereuses pentes Nord-Ouest du prolongement méridional de l'arête du Pas de la Fosse, qu'on pourrait observer les chevauchements du Berrias sur le Valanginien.

Passé le tunnel du Pas de la Fosse, on entre dans la région décrite à l'Excursion V.

\* \*

Comme on peut s'en rendre compte, cette excursion est extrêmement longue. Il y aurait donc intérêt à la faire en deux fois : une première excursion presque entièrement en voiture, laisserait de côté la visite au cirque de Saint-Même et au Col de l'Alpe, qui ferait l'objet d'une deuxième journée de course.

## EXCURSION VII

## SYNCLINAL DE L'ALPETTE ET COL DE BELLEFONT

Carte géologique, feuille Grenoble au 80 000<sup>e</sup>.

Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Montmélian 5-6, Domène 1-2.

Cette excursion fait suite, vers le Sud, à l'excursion VI dans sa partie montagnarde. Elle est décrite à partir de Saint-Même, où l'on quitte la voiture. Mais pour éviter une longue marche sur route, de faible intérêt, au retour il serait bon qu'une partie des excursionnistes, ceux qui sont peu entraînés aux montées pénibles et aux passages aérien, conduisent la voiture jusqu'à Saint-Philibert. De là, ils prendront l'itinéraire en sens inverse de celui qui est décrit ici.

Au départ de Saint-Même, on prend en rive gauche le même chemin qui a été prévu pour la montée aux sources du Guiers. Mais au lieu de le quitter vers la gauche on le suit en direction du Col de Fontanieu, entre le Colleret et les falaises qui prolongent celles du cirque de Saint-Même. Le sentier, souvent mal marqué, suit le fond d'un ravin humide, en assez forte pente, creusé dans les marnes valanginiennes.

Au Col de Fontanieu (1 481 mètres), on est dominé au Nord-Ouest par le sommet du Colleret (1 626 mètres), qui montre une belle voûte anticlinale tithonique. Là on prend sur la gauche l'arête qui monte vers l'Est, où l'on ne tarde pas à rencontrer, perçant des éboulis, quelques rares lambeaux de calcaires roux, du Valanginien supérieur. Le Col de Fontanieu est donc établi sur le trajet d'une faille, qui est précisément le prolongement au Sud-Ouest de la faille principale de Valfroide (Excursion VI).

On trouve très vite un sentier suivant l'arête sur des éboulis. Vers 1 620 mètres d'altitude, on rencontre un sentier mieux marqué, qu'on suit vers la gauche. Il nous fait atteindre et traverser par quelques lacets, le Barrémien inférieur, puis suit vers le Nord, la base de l'Urgonien. Ne nous inquiétons pas s'il redescend quelque peu, et suivons-le jusqu'à un poteau indicateur. Là, s'ouvre vers le haut, un long et raide couloir qui va remonter toute la masse inférieure de l'Urgonien, tandis que sous nos pieds, la montagne s'effondre en une paroi verticale. Le sentier remonte

ce couloir, tapissé d'un revêtement terreux et argileux, qui risque d'être glissant les jours de pluie ou à la fonte des neiges. Le danger n'existe guère cependant, malgré les recommandations du poteau indicateur, pour quiconque use d'un minimum de prudence.

Le couloir débouche au sommet d'une étroite avancée de la paroi urgonienne, et quelques dizaines de mètres de montée tantôt sur pente herbeuse tantôt sur rocher, nous déposent sur une vire. Cet étroit balcon, creusé dans la couche à orbitolines, à la base de la masse supérieure de l'Urgonien, est suivi par le sentier, dominant de 800 mètres le torrent de Malissard. L'impression est très aérienne, et la vue sur la chaîne du Grand Som au-delà de la dépression de Chartreuse, est splendide.

Au départ même du sentier, j'ai trouvé, il y a quelques années, une petite accumulation de nodules de limonite, à la sortie supérieure de la branche Sud du couloir, que nous venons de remonter. Il semble qu'il devait y avoir là le point de départ d'un câble, servant à descendre le minerai dont j'ai indiqué l'origine dans la première partie.

Le balcon aérien que nous suivons se prolonge jusqu'à la « pierre gravée » indiquée sur la carte au 20 000<sup>e</sup> (Montmélian). A partir de là, toute la partie supérieure de l'Urgonien s'est effondrée par clivage, vers l'Est, dans le synclinal de l'Alpette, et ses débris constituent une pente chaotique. A ce point, la couche à orbitolines, est très fossilifère et livre en abondance Brachiopodes, Lamellibranches et Oursins, tous de petite taille.

Les amateurs d'escalade peuvent continuer à suivre la crête, qui les amènera au sommet des Lances de Malissard, dominant le Col de Bellefont. Mais pour le géologue, il est plus intéressant de descendre dans l'ample dépression du synclinal, par un mauvais sentier qui conduit à quelques 500 mètres au Nord des Haberts de Marcieu. Là se rencontre un sentier mieux marqué, qui remonte vers ces Haberts.

Le sentier suit la « lumachelle du Gault », c'est-à-dire l'Aptien supérieur, presque à son contact avec l'Urgonien. Mais il s'agit là de la masse inférieure de l'Urgonien. Le contact se fait donc par faille, et cette faille devient plus évidente encore, à 600 mètres au Sud des Haberts, où, près d'une source, c'est le Senonien qui est directement en contact avec l'Urgonien. Cette faille prend naissance au voisinage du cirque de Saint-Même, et nous allons la retrouver jusqu'à la cabane de Bellefont où elle disparaît dans les éboulis du versant Ouest des plateaux aboutissant à la Dent de Crolles.

Les affleurements de Senonien et l'Albien dont l'unique pointement se situe près d'une fontaine indiquée sur la carte (Domène) sont en très grande partie masqués par des dépôts glaciaires

locaux, récents, que nous traversons du Nord au Sud, pour accéder au Dôme de Bellefont, dominant le Grésivaudan.

Nous retrouvons là les diverses assises de l'Urgonien et de l'Aptien supérieur. Si depuis le « Petit Tas », nous suivons les crêtes vers le Sud, nous pourrions constater une alternance complexe d'affleurements d'Aptien supérieur et d'Urgonien, alternance due au jeu d'un faisceau de quatre courtes failles convergentes vers le Sud-Ouest, prolongées par une cassure longue de 3 kilomètres, et qui longe la base des crêtes du bord oriental du synclinal, comme la faille de Marcieu en longe la base du bord occidental. Une autre faille, d'orientation Nord-Est, Sud-Ouest, vient d'ailleurs la recouper au pied Ouest du Piton de Bellefont (fig. 27).

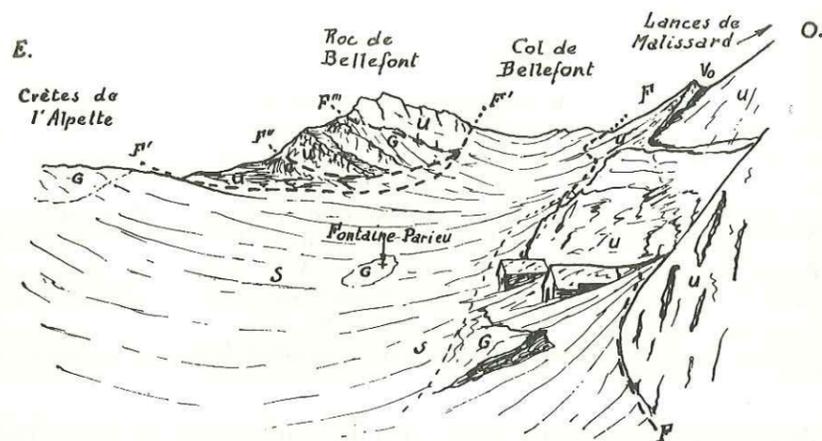


FIGURE 27

ROC ET COL, DE BELLEFONT

Vus des chalets de l'Aup de Marcieu. — La faille principale *FF*, prolonge une faille provenant du vallon de Valfroide. Elle est à peu près parallèle à l'axe du synclinal. Le Roc de Bellefont est haché par un faisceau de petites failles (*F', F'', F'''*) qui restent cantonnées sur le flanc oriental du synclinal. Contrairement à ce qui était admis jusqu'ici, il n'y a pas de faille transversale au col de Bellefont. — *S* : Senonien. — *G* : Gault. — *U* : Urgonien. — *Vo* : Vire à orbitolines inférieure.

Le Col de Bellefont où l'on accède en pente douce à partir du Dôme, est une arête laissée par l'érosion qui a profondément entamé la craie schistoïde du Sénonien.

Un sentier en lacets, dans le Sénonien, permet de descendre à la cabane de Bellefont, en récoltant, chemin faisant, quelques Ananchytes plus ou moins fragmentaires et des débris d'Inocérames.

Quelques dizaines de mètres avant d'arriver à la cabane, nous rencontrons une belle source, fraîche et abondante, qui émerge des dalles roussâtres de l'Aptien supérieur, à leur contact avec la craie sénonienne. C'est cette source qui a valu leur nom à la cabane, au col et au dôme de Bellefont, nom qui ne s'expliquerait pas avec l'orthographe vicieuse utilisée sur la carte au 20 000<sup>e</sup>.

La cabane de berger est construite sur une lame étroite d'Urgonien inférieur, détachée entre deux rameaux de la faille de Marcieu, de sorte que cet Urgonien bute à l'Est contre l'Aptien supérieur et le Senonien, et au Nord-Ouest contre le Barrémien inférieur et l'Hauterivien (fig. 28). Là, s'amorce vers la droite un sentier qui, à travers des éboulis, parfois consolidés en brèche, nous conduit au Col de la Saulce.

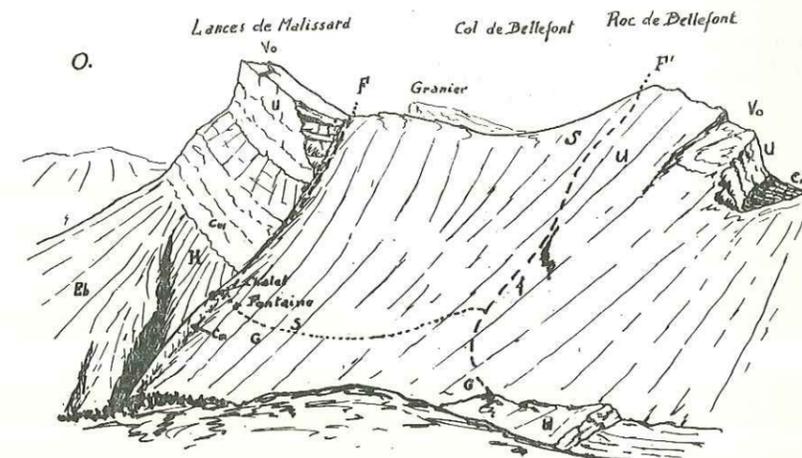


FIGURE 28

COL, DE BELLEFONT VU DU SUD

(point 1738 I.G.N., sur le plateau de la Dent de Crolles). Les failles *F* et *F'* du versant Nord (fig. 27) se prolongent et restent à peu près parallèles. La faille occidentale se dédouble, ce qui permet à une crête de Barrémien inférieur (*C<sub>III</sub>*) portant le chalet de Bellefont, d'entrer en contact anormal avec le sénonien (*S*) et le Gault (*G*). La fontaine de Bellefont émerge de la craie sénonienne au contact du Gault. *U* : Urgonien. — *Vo* : Vire à orbitolines. — *H* : Hauterivien. — *Eb* : Eboulis des pentes.

Immédiatement à l'Ouest de ce col, ouvert dans des marnes valanginiennes, un mamelon haut de 70 mètres, est constitué par une brèche d'éboulis des pentes, résidu respecté par l'érosion,

post-glaciaire probablement, des anciens éboulis des Lances de Malissard.

Sa situation, à plus de 300 mètres et au-dessus des brèches des pentes les plus proches, permet d'apprécier l'importance et la rapidité de cette érosion.

Un sentier descend du col vers le Nord et traverse d'abord une zone marécageuse qui a valu son nom au col. Il descend ensuite en sous-bois le long d'un des bras du torrent de Malissard. Près du point de jonction avec l'autre bras du torrent, on traverse ce dernier pour atteindre une route forestière. Celle-ci, ouverte dans les marno-calcaires berriasiens, montre par place des niveaux de calcaires à débris, quelque peu bicolores, du type des « calcaires grossiers de Montagnole ». C'est là l'affleurement le plus méridional que je connaisse de ce faciès.

A quelques 1 500 mètres de son origine, la route s'incurve au Nord-Ouest et traverse les affleurements de calcaire tithonique, prolongement affaissé de l'anticlinal du Colletet. Elle rejoint la R.N. 512 à Saint-Philibert où attend la voiture.

## EXCURSION VIII

## MONT SAINT-MICHEL, VALLÉE DE LA BOISSERETTE

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.

Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Chambéry 7 et Montmélian 3.

Nous quittons Chambéry par la R.N. 6 en direction de Challes-les-Eaux (service d'électrobus). Jusqu'à cette station thermale, la route traverse une plaine d'alluvions modernes, dont les tourbières n'ont été que récemment asséchées par des drainages. Il nous est pourtant possible de faire une observation intéressante à La Trousse, où la route qui jusque-là se dirigeait vers l'Est, contourne l'extrémité d'une colline isolée dans la plaine, et prend une direction Sud-Est. Cette colline est en effet formée de calcaires de la base du Valanginien supérieur, observable dans une carrière visible de la route. Ces calcaires n'ont pas le faciès typique, bicolore, qu'on pourrait attendre, mais la faunule qu'on y a trouvée est caractéristique de l'étage.

C'est là un jalon idéalement placé, à mi-chemin entre les affleurements valanginiens de Saint-Alban-Laysse au Nord, formant le flanc Est de l'anticlinal du Nivolet (ou le flanc Ouest du synclinal des Déserts), et ceux qui, entre Saint-Baldoph et les crêtes du Pas de la Coche, se prolongent au Sud jusque dans le flanc occidental du synclinal du Granier, en Chartreuse. Il nous fournit une première démonstration de la continuité des plis entre Bauges et Chartreuse, à travers la zone d'affaissement d'axes tectoniques, responsables de l'ouverture de la cluse de Chambéry.

A l'extrémité Sud de l'aérodrome de Challes-les-Eaux, la route quitte les alluvions modernes pour pénétrer dans une moraine wurmienne, formant la colline qui porte le village de Challes. Au centre même de la station, une route s'offre à nous sur la gauche, qui nous conduit à l'établissement thermal. Rappelons que les sources les plus sulfureuses d'Europe, émergent là, de fissures ouvertes dans les marno-calcaires du Séquanien. Il est possible que leur soufre provienne des pyrites cryptocristallines abondantes dans ces terrains.

Notre route revient maintenant au Nord en longeant le parc de l'établissement. A la deuxième bifurcation, prenons la route de droite, en direction du hameau de Chaffat. A nos pieds, vers le Nord-Ouest, une légère dépression est séparée de la route de Barby, qui longe l'aérodrome, par une crête rocheuse boisée. Cette crête, où s'ouvre une carrière, est formée de calcaires kimméridgiens, à fort pendage Ouest, à travers lesquels l'érosion a atteint, dans la dépression, les marno-calcaires du Séquanien. Mais le hameau est construit sur le Kimméridgien. Nous sommes donc sur le flanc occidental d'un anticlinal, accidenté par un léger repli, et même plus simplement par une variation de pendage (fig. 12) et coupé vers l'Est par une faille Nord-Sud, découverte par B. Doudoux, et qui se prolonge jusqu'au voisinage de l'établissement thermal.

Au hameau du Puits, à 300 mètres de Chaffat, nous allons prendre le chemin de Belvarde. Mais il est intéressant de ne rejoindre ce chemin que par un sentier qui, à 300 mètres au Nord du Puits, s'amorce sur la droite du chemin de La Miat. Cet itinéraire nous permet en effet, de traverser les assises séquaniennes du cœur de l'anticlinal, qui, par le chemin direct de Belvarde n'étaient pas observables par suite de l'abondance des éboulis. Nous allons d'ailleurs retrouver ce chemin au point coté 462 mètres, et le suivre à travers la gorge de Camelot. Nous parcourons alors une région de roches noirâtres, fortement plissotées, le plus souvent broyées et à pendage indiscernable. Elles viennent s'appuyer, peu avant la dépression de Belvarde, sur des calcaires tithoniques, eux-mêmes cloisonnés par de nombreux filonnets de calcite. Ces roches noires représentent un Kimméridgien mylonitisé. Le Tithonique qui leur fait suite est le flanc oriental de l'« anticlinal de La Roche » que nous venons de traverser. Chose remarquable, ce flanc a un pendage Ouest d'environ 80°, de telle sorte que l'« anticlinal de La Roche » est, dans cette région du moins, déversé à l'Est, cas unique dans notre région.

Le chemin franchit la crête tithonique et pénètre dans la dépression cultivée de la ferme de Belvarde. Cette dépression est établie sur les marno-calcaires berriasiens qu'on peut observer sur tout son pourtour. Leur observation est particulièrement aisée et instructive à 200 mètres au Sud de la ferme. Là, en effet, on peut constater le repos de ce Berrias sur un gros banc de calcaire tithonique, coupé un peu plus au Sud par une falaise d'érosion, et mis à nu localement par l'érosion glaciaire. Quelques blocs erratiques existent d'ailleurs encore sur la surface polie du Portlandien. Il est facile de constater que Berrias et Portlandien, avec un pendage Ouest de 20°, viennent buter brutalement contre la crête tithonique que nous avons traversée pour accéder à Belvarde. L'« anticlinal de La Roche » et le « synclinal de Belvarde »

sont séparés par une faille, que l'on peut suivre vers le Sud jusqu'au voisinage du château de Triviers, et qui joue un rôle important dans l'origine de la grosse source qui alimente Challes en eau potable. Passant sensiblement sur l'axe du synclinal, près de Belvarde, cette faille, plus au sud, s'éloigne vers l'Ouest de cet axe et recoupe alors le flanc occidental.

Un étroit sentier part de la ferme de Belvarde vers le Sud et remonte en écharpe la pente du Mont Saint-Michel. Il permet de traverser, couche après couche, la totalité du Tithonique qui, sur ce flanc Est du synclinal de Belvarde, a son pendage presque confondu avec la pente topographique. Le Kimméridgien est atteint vers 750 mètres d'altitude et la limite Portlandien-Kimméridgien est marquée par une assez étroite bande d'éboulis boisés, sur laquelle le sentier devient horizontal et redescend même un peu, jusqu'à l'arête Sud de la montagne, qu'on atteint à l'altitude de 730 mètres. Là, un chemin plus large, que l'on prend vers la gauche, fait passer sur le versant Est, dominant la vallée de la Boisserette.

Le reste de la montée, jusqu'à la chapelle qui coiffe le sommet, et qu'on atteint en prenant sur la gauche un raidillon bien marqué, peu avant le hameau de Montmerlet, va se faire sur le Kimméridgien. Ce sont des alternances de bancs calcaires et de lits marneux, passant peu à peu, vers le sommet, à des calcaires massifs en gros bancs. Tout au long de cette dernière montée, on domine des pentes raides et continues, fuyant vers la Boisserette, taillées dans des marno-calcaires noirâtres qui donnent des éboulis de très petit calibre et ressemblant beaucoup aux faciès du Berriasien. La présence dans ce terrain d'*Ochetoceras Semimutatum* Font. permet toutefois de le dater du Séquanien.

Sur la rive opposée de la Boisserette, se dresse le signal de Montgellaz, culminant à 1300 mètres d'altitude, sur une longue crête qui se prolonge au Sud jusqu'à La Savoyarde, au-dessus de Montmélian. Les rudes pentes boisées de ce sommet sont facilement observables du Mont Saint-Michel ce qui va nous permettre de les décrire sans nous forcer à une très pénible ascension à travers des taillis à peu près impénétrables et dépourvus de sentiers. La partie inférieure, boisée, est formée de Kimméridgien avec, tout à fait à la base, près du village de la Boisserette, un peu de Séquanien. Vers 1000 mètres d'altitude se dessine un balcon rocheux (fig. 12) qui s'abaisse au Nord jusqu'au voisinage de 800 mètres, avant de disparaître sous des moraines, au-dessous du hameau de Montgellaz. Une petite combe, derrière ce balcon, est dominée par de nouvelles pentes boisées, de Kimméridgien, et finalement, sur la crête, par les calcaires massifs du Portlandien.

Le balcon rocheux est formé lui aussi de Portlandien, mais avec redoublement de cet étage. On y rencontre en effet, successi-

vement de bas en haut, d'abord la fausse brèche du Tithonique moyen, puis les calcaires massifs du Tithonique supérieur, enfin à nouveau la fausse brèche qui disparaît à l'Est sous le Kimmeridgien. L'interprétation de la coupe est facile : toute la partie inférieure jusqu'aux deux tiers du balcon, représente le flanc Est d'un « anticlinal de la Boisserette », dont le Mont Saint-Michel constitue le flanc occidental. Cet anticlinal est entaillé suivant son axe par l'érosion, qui a modelé la vallée de la Boisserette. Au-dessus, le tiers supérieur du balcon et la première moitié des pentes supérieures, sont formés par le flanc inverse d'un pli-faille, dont le flanc normal laisse affleurer au sommet, son Portlandien, descendant en longues pentes régulières, vers l'Est, en direction du lac de la Thuile.

Le chemin qui, du sommet, va nous conduire à Curienne, est dominé à gauche, jusqu'à Montmerlet, par quelques bancs de la base du Tithonique. Il pénètre ensuite sur la surface des calcaires de cet étage, dont le pendage d'abord Ouest faible, devient progressivement Nord. C'est que nous gagnons la terminaison périclinale de l'« anticlinal de la Boisserette ». De fait, le ravin de la Ternèze, que nous pourrions observer en gagnant à travers une prairie, le bord Nord du plateau de Curienne, ne montre, jusqu'à son fond, que les marno-calcaires berriasiens, fortement plissotés et dysharmoniques sur le Tithonique. Ce dernier plonge donc vers le Nord très au-dessous du fond du ravin.

Prenons à notre droite la route de Boyat. Ce hameau est construit à la limite du Tithonique et de sa couverture quaternaire, représentée ici par un énorme vallum frontal, profondément entamé par l'érosion de la Ternèze. Cette moraine, convexe vers le Nord, terminait un bras diffluent issu du glacier wurmien de l'Isère et qui remontait la vallée de la Boisserette. En descendant cette vallée, en direction du hameau de Fornet, notre route est construite à la surface de la moraine. Bientôt, dans les lacets aigus qu'elle dessine dans la combe de Mars, elle s'enfonce dans cette moraine, d'aspect hautement caractéristique, et ravinée de façon assez spectaculaire par les ruissellements.

Au hameau de la Boisserette, on pourra rechercher, au bord du torrent, une petite source sulfureuse émergeant des alluvions dans le lit même du torrent. Elle se manifeste par son odeur caractéristique et par des traînées blanchâtres de soufre et de glairine sur les galets.

Une courte incursion dans les vignes de la rive droite permettra de prendre contact avec le séquanien.

La route, haut perchée au-dessus du torrent, sur sa rive gauche, descend maintenant vers Saint-Jeoire-Prieuré, traversant d'abord le Kimmeridgien où se manifestent des variations importantes de pendage, puis le Tithonique. Un point de cette route mérite un

arrêt, juste au-dessus du début de l'élargissement terminal de la gorge creusée par la Boisserette. Nous sommes là en face de l'extrémité Sud du Mont Saint-Michel et un splendide synclinal tithonique s'offre à nos regards. C'est le prolongement Sud du synclinal de Belvarde que nous avons traversé à la montée. Mais ici, la faille qui accidentait longitudinalement le synclinal, passe très à l'Ouest de son axe, grâce à quoi il montre une régularité qui lui donne un aspect schématique (fig. 29).

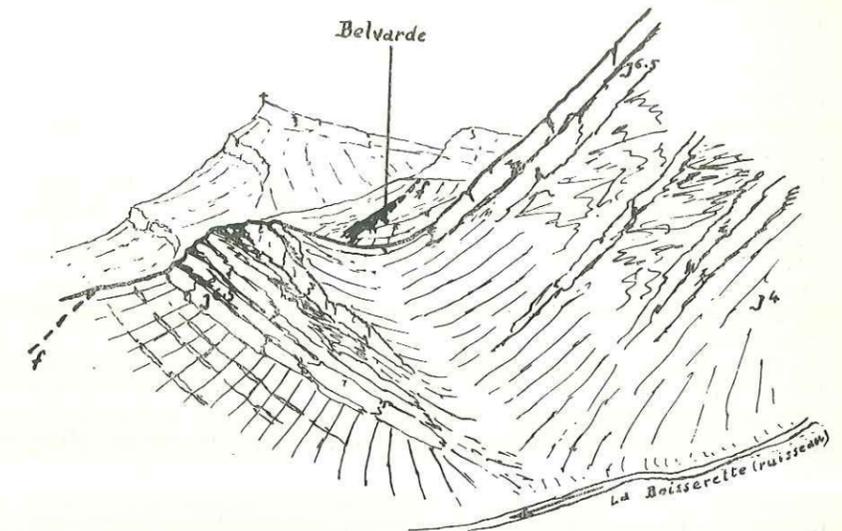


FIGURE 29

LE SYNCLINAL DE BELVARDE  
VU DE L'EXTRÉMITÉ SUD DU MONT SAINT-MICHEL

// : faille.

Traversons la R.N. 6 et prenons la route départementale 5, qui prolonge celle de la Boisserette. A 1 kilomètre, au voisinage du cimetière de Challes, nous trouvons à notre gauche des affleurements rocheux peu élevés : le Rocher Cazard. Ce sont des calcaires kimmeridgiens pour la plus grande partie, portlandiens sur le versant Ouest, montrant un pendage assez fort vers l'Ouest. Le Kimmeridgien y est assez riche en petites Ammonites, notamment en *Amoeboceras*. Mais ce calcaire est fragile et malgré les plus grandes précautions il est souvent difficile d'en extraire les fossiles sans les briser.

Ce Rocher Cazard n'est rien d'autre que le flanc occidental de l'« anticlinal de La Roche », faisant saillie hors des alluvions glaciaires qui le recouvrent sous l'agglomération de Challes. Son flanc oriental est représenté par le flanc Ouest du synclinal que nous avons pu contempler à l'extrémité Sud du Mont Saint-Michel. Mais ici, le flanc Est, contrairement à ce qui se passait près de Belvarde, a non plus un pendage Ouest de 80°, mais un pendage Est d'environ 30°. Ainsi, cet « anticlinal de La Roche » ne présente que dans sa partie Nord, l'anomalie d'un déversement vers l'Est. Sa partie Sud ne forme plus qu'un pli droit.

Le Rocher Cazard se prolonge au Sud vers le hameau de Lachat, puis disparaît sous les alluvions et les éboulis des Abymes de Myans. Mais des sondages ont permis de retrouver son prolongement, avec adjonction de Berriasien, et diminution progressive du pendage. On passe ainsi peu à peu à la corniche tithonique qui prend naissance vers le lac de Saint-André et va longer tout le bord de la Chartreuse, jusqu'à Grenoble. Ce Rocher Cazard représente donc, avec une absolue certitude, le prolongement Nord du flanc oriental du grand synclinal du Granier, de même que l'affleurement valanginien de la Trousse et par suite le Nivolet, en prolongent le flanc Ouest. Les rapports entre Bauges et Chartreuse sont ainsi précisés sans aucune ambiguïté.

Il en résulte une origine assez curieuse pour la cluse de Chambéry. Entre Chambéry et Barby, c'est une trouée transversale aux axes tectoniques, qui résulte de l'affaissement de ces axes, dont les inclinaisons, convergentes de part et d'autre de la vallée, sont de 100 mètres par kilomètre. Bien entendu, les érosions post-tectoniques ont aménagé cet ensellement. Par contre, au Sud de Barby, jusqu'à la vallée de l'Isère, cette « cluse » mériterait plutôt le nom de « combe », car elle devient parallèle aux plis, et au Sud de Challes, elle est creusée dans l'anticlinal de La Roche. Cela tient à l'incurvation des plis à la limite des massifs subalpins (cf. Généralités) : elle a déterminé la déviation vers le Sud-Est de la percée entre Bauges et Chartreuse, qui, près de Chambéry, avait une direction Est-Ouest.

Contrairement à ce qu'a pu penser récemment un géographe, aucune faille n'est responsable de l'origine de cette simili-cluse.

Le retour à Chambéry, par la route départementale 5, permettra, en passant à La Peyse, de constater la présence de marnocalcaires berriasiens, à l'Ouest de l'affleurement valanginien que nous avons observé à La Trousse.

## EXCURSION IX

## POINTE DE LA GALOPPAZ, COMBE NOIRE

Carte géologique, feuille Albertville au 80 000<sup>e</sup>.  
Carte topographique au 20 000<sup>e</sup>, Chambéry (8).

De Chambéry, dirigeons-nous vers l'Est par les routes nationales n° 6 puis n° 512. Au-dessus du village de Leysse, la route quitte les alluvions quaternaires pour pénétrer dans les marnocalcaires berriasiens. De belles gorges y ont été creusées par la Leysse et par le torrent de la Doria (gorges du Bout du Monde) et des carrières de pierre à ciment y furent exploitées. La route longe les gorges à leur bord supérieur, traverse en court tunnel un affleurement berriasien et quitte ces terrains 1 500 mètres plus en amont pour entrer sur le plateau morainique de Saint-Jean-d'Arvey.

Arrivé à ce village, quittons la route nationale pour prendre celle de Thoiry (D. 21). Nous traversons la Leysse près d'une scierie, au lieu-dit le Pont. C'est à quelques centaines de mètres en amont de ce point, au fond du ravin de la Leysse que jaillit... quelquefois, la fontaine ardente : émission de carbures gazeux provenant du Berrias bitumineux. Mais ces gaz traversent des moraines avant de parvenir à l'air libre. L'émission, diffuse, est assez irrégulière et ne peut pas toujours être enflammée.

Les moraines sont très caractérisées au bord de la route en montant vers Thoiry. Nous dépassons ce village, et prenons, un kilomètre plus loin, au hameau des Chavonnettes, la route de Puygros, qui nous ramène au Sud. Les moraines alternent avec quelques collines tithoniques sans grand intérêt. Poussons jusqu'au-delà du hameau d'Arvey, et après avoir franchi le torrent du Dard, laissons les voitures près d'une ferme à droite de la route.

Un chemin s'amorce en face de nous, passe près d'une autre ferme voisine, et remonte la rive gauche du Dard, sur des éboulis. Après 800 mètres de trajet, un peu au-dessus d'une grange au bord du chemin, celui-ci bifurque. Prendre à droite. Le chemin monte dans des moraines et des éboulis où l'on rencontrera des blocs d'un calcaire rouge violacé, que nous retrouverons en place à la Combe Noire. Dans le lacet Sud du chemin, nous pouvons

observer un Hauterivien bien reconnaissable, malgré une tectonisation qui l'a quelque peu modifié (altitude 975). Après une traversée d'éboulis, le chemin atteint des affleurements de craie sénonienne, entre les altitudes 1050 et 1070 mètres. De là, on peut voir le Sénonien se prolonger au Nord, dans le flanc Est du Mont Ceti, dont les crêtes sont urgoniennes. Le Gault et le Sénonien forment là une zone déprimée de prairies, avec sur la rive droite du torrent des éboulis très blancs. L'ensemble a un pendage Est bien observable du point où nous sommes.

Du point coté 1082, part sur la gauche un sentier horizontal que nous empruntons pour aller voir, à 200 mètres de là, les sources des Fontanettes, très fraîches et d'excellente qualité. L'eau est captée dans des conglomérats bien observables au-dessus du sentier, mieux encore en aval, dans le lit du torrent où ils déterminent des cascades. Ces conglomérats à galets siliceux alternent avec des bancs de grès roussâtres. Ils étaient considérés par M. Lugeon comme synchrones des calcaires lutétiens, à grandes nummulites, que l'on trouve dans le même synclinal à quelques kilomètres plus au Nord. En fait, j'ai eu la chance d'y trouver des calcaires à grandes nummulites, à l'état de galets. Ces conglomérats ne sont donc pas lutétiens, mais priaboniens.

De retour au chemin que nous avons quitté, nous ne tardons pas à traverser le torrent du Dard, où nous pouvons observer, au bord même du chemin, des grès ocres, ici dépourvus de conglomérats et représentant un niveau supérieur à ces derniers. Ils s'appuient à l'Est contre une falaise de calcaires nummulitiques, sans fossiles d'ailleurs, et que le torrent franchit en cascade un peu en amont du chemin.

Passé une grange en ruines, le chemin est creusé dans des affleurements marneux bien typiquement feuilletés et sur lesquels on peut observer quelques rares écailles de poissons (*Meletta*). C'est le Stampien inférieur, et l'étage le plus élevé du tertiaire que nous rencontrerons ici.

C'est à une centaine de mètres de là, à la limite de la prairie et des bois, que s'amorce à angle aigu, à droite du chemin, l'étroit sentier de chèvres que nous suivrons désormais. Il va nous montrer à nouveau, sur un parcours de 200 mètres, les grès ocres du Priabonien. Suivons attentivement le tracé du sentier. Nous parviendrons à une bifurcation peu visible. Là en effet, un sentier bien marqué, presque horizontal, prolonge en ligne droite celui que nous suivons, tandis que sur la gauche, beaucoup moins visible, un autre sentier franchit par quelques marches naturelles des bancs de grès ocre. C'est ce dernier que nous devons prendre si nous ne voulons pas aller nous égarer dans de raides ravinements coupés de taillis. Une fois ce passage trouvé, il n'y a plus de difficultés d'itinéraire.

Nous ne rencontrons plus désormais que des éboulis de calcaires nummulitiques et sénoniens, puis uniquement sénoniens, jusqu'à l'altitude 1300 mètres. Là apparaît, dans une prairie à gauche et au-dessus du sentier un affleurement de calcaire sénonien de faciès particulier. Très riche en fossiles, il constitue une véritable lumachelle. Son pendage Est, comme celui des grès, donc de même sens que le pendage noté précédemment au Mont Ceti, sur l'autre flanc du synclinal, nous prouve que ce synclinal est couché et ouvert vers l'Ouest. Nous pourrions faire la même observation plus haut, en arrivant à l'Urgonien, et surtout à la limite Urgonien-Hauterivien.

Le sentier atteint l'Urgonien supérieur vers la cote 1400, et le franchit par un assez long détour vers le Sud. Il entre alors dans une combe de prairies, où les chalets d'alpage de la Galoppaz sont construits près d'une des sources du torrent du Dard. On remonte les pentes marneuses de cette combe hauterivienne, sur la gauche, en face des chalets, pour parvenir au sommet. Celui-ci est constitué par une petite crête de calcaires gris, assez clairs, contenant des serpules. C'est le Barrémien inférieur, qui se relie à l'Hauterivien par une variation progressive de faciès. Le pendage Est est bien marqué sur ces pentes, et c'est grâce à l'allure couchée du synclinal que la pointe de la Galoppaz doit d'avoir ses crêtes malgré une altitude de 1680 mètres, constituées en grande partie par les marnes hauteriviennes. C'est d'ailleurs à cette circonstance que cette pointe est redevable d'une forme *grosso modo* conique, sans grands abrupts.

Du sommet, la vue est belle sur les massifs cristallins, et s'étend de la Meije au sommet du Mont-Blanc. Mais c'est avant tout un excellent point d'observation pour le massif des Bauges. Vers le Nord-Ouest, les longues crêtes du Margéiaz et du Nivolet sont vues par leurs pentes urgoniennes. Au Nord, dans le prolongement des crêtes de la Galoppaz, le Grand Colombier et la Dent de Rossanne montrent de profil leur synclinal perché, où les alpages développés sur une dépression sénonienne et albienne, sont encadrés par les crêtes urgoniennes. Puis, vers le Nord-Est, on peut voir les sommets du Trélod, de l'Arcalod, et enfin le rempart urgonien de la Dent d'Arclusaz, derrière lequel émerge à peine la pointe du Pecloz (fig. 30).

Vers l'Est, la profonde déchirure de la vallée de l'Isère, apparaît derrière les reliefs jurassiques arrondis du Mont Pelat et du Mont Charvet. A nos pieds, à l'Ouest, le synclinal que nous venons de traverser se prolonge au Nord, jusqu'au Chéran, par le Col des Prés et la vallée des Aillons; au Sud, par la Combe Noire que nous allons visiter au retour.

Ce retour est assez long et réservé aux bons marcheurs. Les autres auront intérêt à redescendre par le sentier de montée,

jusqu'au chemin que nous avons quitté vers 1 200 mètres d'altitude. Là ils remonteront quelque peu en direction du Col de Combe Servenne, et trouveront à 500 mètres environ, un sentier sur la gauche, qui les ramènera sans peine à Arvey, en étudiant la rive droite du torrent du Dard.

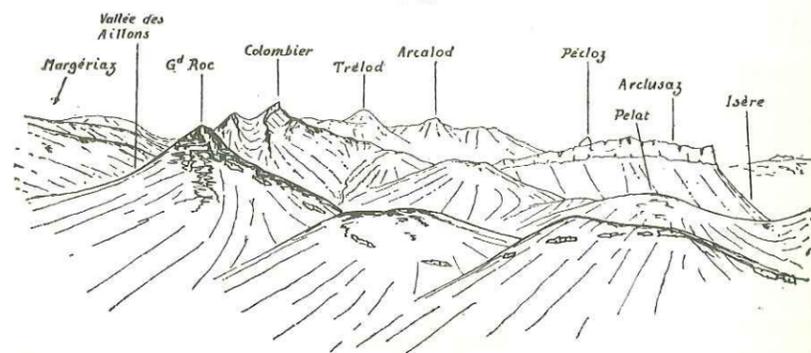


FIGURE 30

LE MASSIF DES BAUGES, VU DE LA POINTE DE LA GALOPPAZ

Au premier plan : crêtes émoussées de la Galoppaz (Hauterivien) avec petite bande d'affleurements urgoniens (Barrémien inf.) qui vont former le sommet du Grand Roc. A gauche, la dépression synclinale des Aillons, limitée par les pentes orientales du Margériaz. Au 2<sup>e</sup> plan, immédiatement à droite du Grand Roc, on distingue le synclinal sommital du Grand Colombier. Sur la droite, les croupes jurassiques du Mont Pelat, avec en arrière plan le rempart urgonien entourant le perisynclinal de la Dent d'Arclusaz, dominant la vallée de l'Isère (bord subalpin).

Les bons marcheurs redescendront aux chalets de la Galoppaz, où ils prendront, vers le Sud, un sentier qui suit les crêtes. Sentier capricieux, disparaissant parfois pour reparaître 50 ou 100 mètres plus loin. Mais un guide sûr leur évite de se perdre. Il suffit en effet de marcher le plus près possible du sommet de la ligne des crêtes. Des taillis nombreux mais peu étendus, obligent à des détours, quand, quittant l'Hauterivien, on arrive sur l'Urgonien du Pic de la Sauge. La descente en pente douce vers le Sud aboutit, vers l'altitude 1 400 mètres, à une petite prairie, perchée sur un abrupt dominant la dépression périclinale où se blottit le lac de la Thuile. Là, il faut tourner à angle droit vers la droite. On y trouve un étroit sentier qui se serre, grâce à une vire de calcaires marneux, contre la falaise verticale et parfois surplombante de l'Urgonien supérieur. Ces calcaires marneux représentent-ils la couche à orbitolines inférieure ? c'est probable, et il serait intéressant de s'en assurer.

Nous sommes ici à la terminaison périclinale du synclinal de Combe Noire, aussi notre sentier, d'abord très abrupt et encombré de cailloutis, ne tarde pas à devenir horizontal. Quelque peu envahi par la végétation, il nécessite une certaine attention si nous ne voulons pas le perdre. Il devient très chaotique pendant quelques dizaines de mètres, car obliquant un peu au Nord-Ouest il traverse le sommet de l'Urgonien. Bientôt, en sous-bois, nous marchons sur un humus sableux brun ocre, qui provient de l'altération des grès albiens. Nous sommes rentrés dans le synclinal.

Le sentier est désormais bien marqué et nous conduit sur des calcaires blancs du Sénonien. Puis apparaissent sous nos pieds quelques lits d'un gris verdâtre. Ce sont des poudingues à galets sénoniens liés par un ciment sableux et glauconieux assez peu abondant. Nous ne tardons pas à les voir surmontés, à droite du chemin, par une petite falaise de calcaires rouge violacé dont nous avons vu à la montée des blocs épars en éboulis. La coupe du terrain est intéressante ici. Pour bien l'étudier il faut, vers l'altitude 1 150 mètres, c'est-à-dire près du point où, vers l'aval, disparaît la falaise rouge, quitter le chemin sur la gauche pour entrer dans une petite clairière. Là, à 40 mètres du chemin, nous parvenons au bord même de l'abrupt rocheux qui domine à l'Ouest la vallée de la Ternèze.

La falaise, verticale, est inaccessible. Elle est formée par l'Urgonien bien entendu, mais il ne va pas jusqu'en haut. La mince formation albienne s'y cache aussi, et le rebord supérieur de la falaise, sous nos pieds, est formé de calcaires à silex du Sénonien, facilement observables. La craie sénonienne n'existe pas ici. Par contre, sous les taillis au Nord de la clairière, nous pouvons observer quelques bancs (8 à 10 mètres de puissance) de conglomérats à ciment glauconieux. Leurs galets sont de craie sénonienne. Ils proviennent donc de la destruction de cette formation et sont nummulitiques. On peut observer dans le chemin quelques lits de grès ocres intercalés dans cette formation, qui permettent de la paralléliser avec les conglomérats et grès que nous avons vus aux sources des Fontanettes. Nous avons donc affaire à un faciès local du Priabonien, qui tire surtout son originalité des calcaires rouges surmontant les poudingues.

Reprenant le chemin, nous ne tardons pas à rencontrer des dalles de grès verts, typiquement albiens, et qui semblent en continuité avec les couches priaboniennes. Ce contact est dû à ce que nous venons de traverser une petite faille, coupant d'Est en Ouest le flanc occidental du synclinal.

Nous trouvons à nouveau un peu de Sénonien et d'Urgonien, mais surtout des éboulis, jusqu'au voisinage des chalets de Combe Noire, où une petite source émerge d'un bel affleurement de craie sénonienne. Cette craie a été respectée ici par l'érosion ante-

jusqu'au chemin que nous avons quitté vers 1 200 mètres d'altitude. Là ils remonteront quelque peu en direction du Col de Combe Servenne, et trouveront à 500 mètres environ, un sentier sur la gauche, qui les ramènera sans peine à Arvey, en étudiant la rive droite du torrent du Dard.

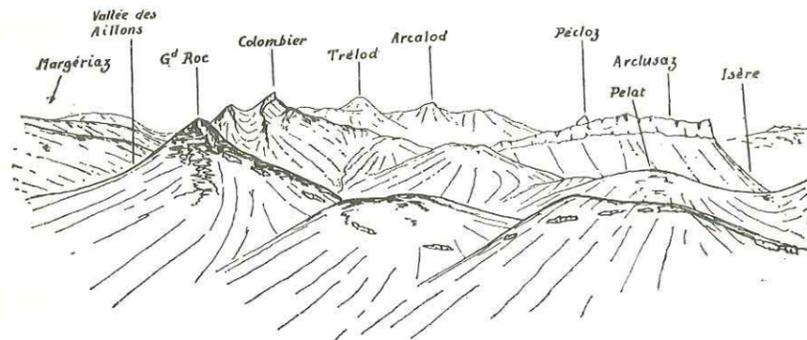


FIGURE 30

## LE MASSIF DES BAUGES, VU DE LA POINTE DE LA GALOPPAZ

Au premier plan : crêtes émoussées de la Galoppaz (Hauterivien) avec petite bande d'affleurements urgoniens (Barrémien inf.) qui vont former le sommet du Grand Roc. A gauche, la dépression synclinale des Aillons, limitée par les pentes orientales du Margériaz. Au 2<sup>e</sup> plan, immédiatement à droite du Grand Roc, on distingue le synclinal sommital du Grand Colombier. Sur la droite, les croupes jurassiques du Mont Pelat, avec en arrière plan le rempart urgonien entourant le perisynclinal de la Dent d'Arclusaz, dominant la vallée de l'Isère (bord subalpin).

Les bons marcheurs redescendront aux chalets de la Galoppaz, où ils prendront, vers le Sud, un sentier qui suit les crêtes. Sentier capricieux, disparaissant parfois pour reparaître 50 ou 100 mètres plus loin. Mais un guide sûr leur évite de se perdre. Il suffit en effet de marcher le plus près possible du sommet de la ligne des crêtes. Des taillis nombreux mais peu étendus, obligent à des détours, quand, quittant l'Hauterivien, on arrive sur l'Urgonien du Pic de la Sauge. La descente en pente douce vers le Sud aboutit, vers l'altitude 1 400 mètres, à une petite prairie, perchée sur un abrupt dominant la dépression périclinale où se blottit le lac de la Thuile. Là, il faut tourner à angle droit vers la droite. On y trouve un étroit sentier qui se serre, grâce à une vire de calcaires marneux, contre la falaise verticale et parfois surplombante de l'Urgonien supérieur. Ces calcaires marneux représentent-ils la couche à orbitolines inférieure ? c'est probable, et il serait intéressant de s'en assurer.

Nous sommes ici à la terminaison périclinale du synclinal de Combe Noire, aussi notre sentier, d'abord très abrupt et encombré de cailloutis, ne tarde pas à devenir horizontal. Quelque peu envahi par la végétation, il nécessite une certaine attention si nous ne voulons pas le perdre. Il devient très chaotique pendant quelques dizaines de mètres, car obliquant un peu au Nord-Ouest il traverse le sommet de l'Urgonien. Bientôt, en sous-bois, nous marchons sur un humus sableux brun ocre, qui provient de l'altération des grès albiens. Nous sommes rentrés dans le synclinal.

Le sentier est désormais bien marqué et nous conduit sur des calcaires blancs du Sénonien. Puis apparaissent sous nos pieds quelques lits d'un gris verdâtre. Ce sont des poudingues à galets sénoniens liés par un ciment sableux et glauconieux assez peu abondant. Nous ne tardons pas à les voir surmontés, à droite du chemin, par une petite falaise de calcaires rouge violacé dont nous avions vu à la montée des blocs épars en éboulis. La coupe du terrain est intéressante ici. Pour bien l'étudier il faut, vers l'altitude 1 150 mètres, c'est-à-dire près du point où, vers l'aval, disparaît la falaise rouge, quitter le chemin sur la gauche pour entrer dans une petite clairière. Là, à 40 mètres du chemin, nous parvenons au bord même de l'abrupt rocheux qui domine à l'Ouest la vallée de la Ternèze.

La falaise, verticale, est inaccessible. Elle est formée par l'Urgonien bien entendu, mais il ne va pas jusqu'en haut. La mince formation albienne s'y cache aussi, et le rebord supérieur de la falaise, sous nos pieds, est formé de calcaires à silex du Sénonien, facilement observables. La craie sénonienne n'existe pas ici. Par contre, sous les taillis au Nord de la clairière, nous pouvons observer quelques bancs (8 à 10 mètres de puissance) de conglomérats à ciment glauconieux. Leurs galets sont de craie sénonienne. Ils proviennent donc de la destruction de cette formation et sont nummulitiques. On peut observer dans le chemin quelques lits de grès ocres intercalés dans cette formation, qui permettent de la paralléliser avec les conglomérats et grès que nous avons vus aux sources des Fontanettes. Nous avons donc affaire à un faciès local du Priabonien, qui tire surtout son originalité des calcaires rouges surmontant les poudingues.

Reprenant le chemin, nous ne tardons pas à rencontrer des dalles de grès verts, typiquement albiens, et qui semblent en continuité avec les couches priaboniennes. Ce contact est dû à ce que nous venons de traverser une petite faille, coupant d'Est en Ouest le flanc occidental du synclinal.

Nous trouvons à nouveau un peu de Sénonien et d'Urgonien, mais surtout des éboulis, jusqu'au voisinage des chalets de Combe Noire, où une petite source émerge d'un bel affleurement de craie sénonienne. Cette craie a été respectée ici par l'érosion ante-

priabonienne, ce qui nous indique l'extrême localisation des faciès particuliers que nous venons de rencontrer.

Une petite remontée après le chalet nous montre le Sénonien à silex sous forme d'un calcaire dur à taches bleutées, et un lambeau de grès albien, puis le chemin descend en longs lacets vers le hameau d'Entrenants. Il traverse un Urgonien broyé, recouvert d'éboulis et méconnaissable, puis le Barrémien inférieur, et enfin un vaste lambeau d'Hauterivien, profondément raviné.

D'Entrenants, nous gagnons vers le Nord, par 1 500 mètres de route à travers prairies et cultures, c'est-à-dire éboulis et moraines, la ferme où nous attendent les voitures.

## EXCURSION X

ANTICLINAL, DE LÉMENC, NIVOLET,  
COL, DE LA DORIA

Carte géologique, feuille Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.  
Carte topographique au 20 000<sup>e</sup>, feuille Chambéry.

Longue course, qu'un bon marcheur pourra faire en une journée, mais qu'il est possible de scinder en deux excursions : l'une, visite de l'anticlinal de Lémenc, nécessitera seulement une demi-journée ; l'autre requiert une journée entière. Il est recommandé de partir de très bonne heure le matin, et de préférence au printemps, car les pentes occidentales du Nivolet sont, en été, exposées très vite à l'ardeur du soleil.

Au départ de Chambéry par la route d'Aix-les-Bains, la tranchée de la voie ferrée permet d'observer le pendage Sud-Est des calcaires tithoniques, en même temps que la plongée de ces couches vers le Sud, sous les alluvions modernes de Chambéry.

La route monte vers le village de La Croix-Rouge, longeant à sa droite la falaise tithonique où s'ouvrent les nombreuses carrières d'où proviennent les matériaux qui ont servi à la construction du vieux Chambéry. C'est en grande partie de ces carrières qu'ont été extraits les matériaux qui ont fait l'objet des études paléontologiques de nombreux auteurs, notamment de L. Pillet et E. de Fromentel. C'est également ici que portèrent les investigations des participants à la réunion de la Société Géologique de France à Chambéry en 1875. Cette visite mit fin à la longue discussion qui avait opposé Hébert à Pictet, de Loriol, Ch. Lory, Pillet et bien d'autres. Bien qu'Hébert restât sur ses positions, il était admis désormais que le Tithonique des chaînes subalpines appartenait au Jurassique tout à fait supérieur, dans lequel trois subdivisions avaient pu être définies : « Étage des carrières » (zone à *Streblites tenuilobata*) ; « Étage du Calvaire » (zone à *Oppelia lithographica*) ; « Étage de la vigne Droguet », contemporaine des assises de Stramberg.

Il est à peu près inutile de nos jours, l'exploitation des carrières étant depuis longtemps arrêtée, d'espérer recueillir là des fossiles. Toutefois on distinguera assez facilement la zone à S.

*Tenuilobata*, formée de bancs assez réguliers, épais de 0,75 à 1,5 mètres, de la zone à *O. lithographica*, qui débute par des bancs massifs, épais de 1,5 à 3 mètres. Quant aux gisements de la « Vigne Droguet » située un peu au Nord du Calvaire, et en retrait sur le plateau dominant les carrières, il est actuellement inobservable sous la prairie qui a remplacé la vigne. Mais on peut retrouver épars, en plusieurs points de la colline vers l'Est, les brèches à débris coralligènes (Polypiers et Echinides) qui caractérisaient ce gisement du Portlandien supérieur.

A l'Ouest de la route, des carrières sont ouvertes dans les graviers fluviatiles interglaciaires qui s'appuient contre la falaise tithonique. Il est facile d'y observer la superposition d'une moraine de fond wurmienne, à ces graviers ravinés.

Quatre cents mètres avant de parvenir au hameau du Molard, une route, sur la droite, va nous permettre de longer le pied de la falaise, entamé par de vastes carrières encore exploitées. Les deux dernières, situées entre les points cotés 363 et 355 (I.G.N. au 20 000<sup>e</sup>) vont nous montrer à l'état presque schématique le laminage du flanc inverse sur la surface de refoulement du massif des Bauges.

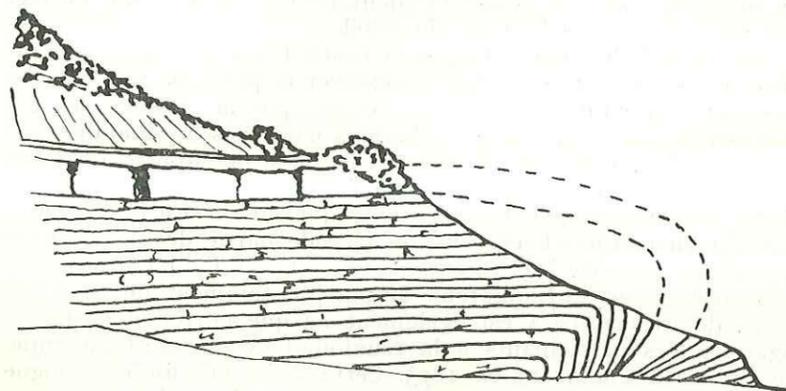


FIGURE 31

La charnière du pli faille limite des massifs subalpins, dans une carrière de La Croix Rouge.

Au bord même de la route, du côté Sud de la carrière la plus septentrionale, on peut observer la structure qu'indique la figure 31. Et cette disposition une fois constatée, peut être facilement retrouvée dans toutes les carrières qu'on vient de longer.

Une petite descente va nous conduire à « La Croix-Rouge-Dessous », mais avant de parvenir à ce village, un chemin sur la

droite donne accès à des carrières en retrait de la route, où l'exploitation des bancs gris bleutés du Kimméridgien m'a fourni la faune signalée dans la première partie de cet ouvrage.

Passant par Les Barrandiers, pour gagner la cluse de Saint-Saturnin, à quelques dizaines de mètres au Nord du point 349, au bord d'une route secondaire, on peut observer les calcaires marneux gris de Séquanien. Avec un peu de chance, on pourra même y recueillir des échantillons de *Ataxioceras Lothari*.

La gorge de Saint-Saturnin, où va serpenter notre route, est parcourue par un mince ruisseau, le Tillet, trop plein d'une source utilisée par la ville de Chambéry, et antérieurement captée par les Romains. Il ne saurait être question de voir dans ce filet d'eau, ni même comme le faisait J. Revil, dans le torrent de fonte d'un bras diffluent du glacier de l'Isère remontant vers Pragondran, les responsables d'une pareille entaille. Mais si l'on examine soit la position du gros banc formant la base du Portlandien, soit celle de la pseudo-brèche qui le surmonte, de part et d'autre de la gorge, on constate que ces terrains ne sont pas en continuité : le versant Sud a été repoussé vers l'Ouest par rapport au versant Nord. C'est de cette discontinuité produite par une faille de décrochement, qu'a profité le cours d'eau.

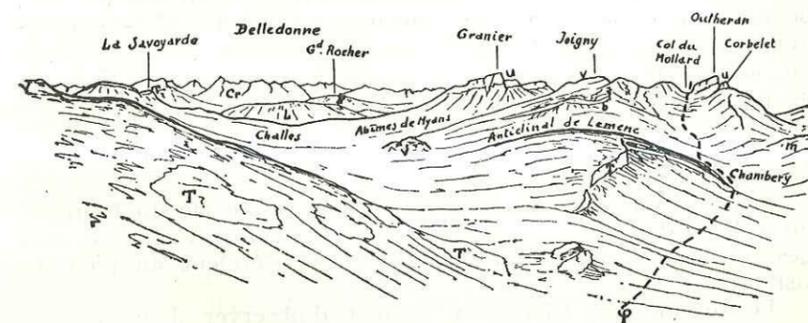


FIGURE 32

CLUSE DE CHAMBÉRY, CHARTREUSE, BELLEDONNE

Du prolongement nord de la colline de Lémenc, les crêtes cristallines de Belledonne (L) apparaissent derrière les collines liasiques (L) de la rive gauche de l'Isère, avec au Grand Rocher, leur couverture de Houiller et de Permien (P). Sur la rive droite, les crêtes tithoniques T de la Savoyarde, urgoniennes (U) du Granier ou valanginiennes (V) du Joigny, s'affaissent sous les alluvions glaciaires de la cluse, entre Chambéry et Challes-les-Eaux. Au premier plan, l'anticlinal tithonique (T) de Lémenc et son prolongement en Chartreuse, sont refoulés sur les zones molassique ou jurassienne (Corbelet, Outherans) suivant le contact tectonique φ, limite occidentale des Alpes.

Après avoir franchi la cluse de Saint-Saturnin, la route débouche dans le synclinal de Verel, où les marno-calcaires berriasiens, en grande partie cachés sous une moraine wurmienne, peuvent s'observer près de la ferme des Rippes. Ils constituent là, sur la rive gauche d'un ruisseau souvent à sec, un escarpement d'une dizaine de mètres de hauteur, mais ne sont malheureusement pas fossilifères.

Une adduction d'eau romaine alimentait Lémenc à partir de la source de Saint-Saturnin. Des fragments de la conduite, en poterie, en ont été retrouvés. Sur son trajet, des fuites d'eau, assez fortement calcaire, ont cimenté en une brèche formant un véritable mur vertical, les éboulis sur lesquels était établie la conduite. On peut encore observer ces brèches sur la droite de la route, bien que l'exploitation des éboulis les aient détruites en grande partie.

Les visiteurs qui désirent limiter leur excursion à l'anticlinal de Lémenc, prendront, au point coté 409, où se trouve, à une croisée de chemins, un petit monument abritant une vierge très abîmée par les intempéries, une petite route se dirigeant au Sud, vers Chambéry. Après un parcours de 800 mètres, ils trouveront dans un hameau, un chemin remontant vers l'Ouest, qui les conduira au sommet de l'anticlinal, dans le terrain militaire. Le Tithonique supérieur y affleure, recouvert par endroits de lam, beaux de moraine. Poursuivant jusqu'à la croix de Saint-Concord qui domine La Croix-Rouge-Dessous, ils pénétreront, à travers un paysage de Lapiaz, dans la pseudo-brèche très fossilifère, de la partie supérieure du Tithonique inférieur. De nombreuses ammonites sont visibles, mais difficiles à dégager : les nombreuses récoltes faites en ce gisement ont en effet enlevé tous les fossiles facilement accessibles.

De ce point, on a une excellente vue sur le lac du Bourget, sur le Mont du Chat à gauche et la chaîne Nivolet-Revard à droite. Les formations quaternaires de la vallée s'étalent au pied du visiteur.

Le retour vers Chambéry permet d'observer dans de très bonnes conditions un panorama où se distinguent les diverses zones. Au Sud-Est la chaîne de Belledonne montre, en avant de ses sommets où se nichent de petits glaciers, les croupes arrondies des collines liasiques, bordant la rive gauche de la vallée de l'Isère. Plus près, la plaine de Challes-les-Eaux s'accidente de vallonnements dus aux vallums morainiques du retrait wurmien. Vers le Sud, par delà Chambéry, les escarpements urgoniens et les pentes du Valanginien, ravagées par les torrents, dominent les ondulations jurassiques du plateau de Montagnole. Ceux-ci s'annoient sous Chambéry avant de se relever au Nord pour se prolonger dans le massif des Bauges auquel appartient notre observatoire.

A l'Est, ce plateau est limité par la crête Nord-Sud, berriassienne et valanginienne, qui, des contreforts inférieurs du Mont de Joigny, par le Pas de la Fosse, vient disparaître sous les alluvions modernes à La Trousse, près de la route de Chambéry à Challes. Cet anticlinal reparait 1500 mètres plus au Nord, à Saint-Alban, et s'élève rapidement en une crête tithonique dominant à l'Est le synclinal de Verel. C'est le noyau de l'anticlinal de Raseray (Cf. 1<sup>re</sup> partie, fig. 13). Les clochers de Montagnole, de Jacob et de Saint-Cassin vers l'Ouest du plateau, sont juchés sur les anticlinaux qui se relaient (Cf. 1<sup>re</sup> partie, fig. 10) et dont le plus septentrional va reparaitre sous nos pieds (anticlinal de Lémenc) après son plongement dans le sous-sol de Chambéry.

Deux vallées boisées s'allongent de Chambéry vers le Sud. L'une largement ouverte, à l'Est du pupitre de l'Outheran, atteint le Col du Molard et sépare la Chartreuse subalpine de la Chartreuse jurassienne. L'autre, plus étroite, plus profonde aussi, s'insinue entre Outheran et Montagne de l'Épine. La mince bande de molasse qui en forme le fond, relie le Miocène du grand synclinal des Echelles et de Novalaise, à celui qui remplit l'ample dépression de l'Albanais au Nord.

\* \* \*

La montée au Nivolet va nous faire emprunter la route de Chambéry à Verel et Pragondran, que nous pouvons rejoindre de la cluse de Saint-Saturnin en prenant le chemin à gauche, près du monument déjà signalé, et en bifurquant à droite au bout de 300 mètres environ. On peut, de Chambéry, gagner Pragondran en voiture, mais cela implique soit un retour par l'itinéraire de montée, soit la possibilité de faire revenir la voiture à Chambéry.

La route passe alternativement sur les formations glaciaires et sur les marno-calcaires berriasiens. Elle est constamment dominée par une falaise calcaire tithonique, chevauchant sur une longue distance le Crétacé inférieur du synclinal de Verel. C'est par elle que commence ici le pli-faille du Nivolet (anticlinal de Raseray) limité à son flanc normal. Cet anticlinal de Raseray va disparaître à Pragondran, où il est relayé, en qualité de noyau du pli du Nivolet, par l'anticlinal de Lémenc.

A l'entrée du village de Pragondran, près d'une fontaine (non potable) on prend le chemin de droite qui nous conduit à la rive droite d'un ravinement parcouru par un ruisseau. Abstraction faite des moraines, nous n'avons cessé d'être sur le berriassien du synclinal de Verel, c'est-à-dire sur le flanc normal de l'anticlinal de Lémenc. Or en face de nous, sur la rive gauche du ravin, nous voyons plonger les assises tithoniques, encore épaisses, mais

qui ne franchissent pas le ravin. Une bifurcation à angle aigu nous offre deux voies. Celle de gauche, en meilleur état, ne nous montrera que des moraines et des graviers quaternaires. Celle de droite, moins facile mais encore très accessible, va nous conduire, sans nous faire traverser le Tithonique de Raseray, sur le Berrias fossilifère qui le surmonte. Cette continuité du Crétacé du synclinal de Verel et de celui du flanc normal de l'anticlinal de Raseray, nous démontre la très rapide terminaison périclinale de ce dernier pli-faille.

Le chemin nous conduit bientôt à un plateau doucement incliné vers le Nord, suivant la pente des couches tithoniques qui vont disparaître en profondeur. Les prairies qui couvrent ce plateau, limitées au Nord par la forêt, sont arrosées par une petite source (le Berrias est un des niveaux aquifères les plus constants), la dernière que nous trouverons au cours de la montée. Longeant l'orée du bois, on trouve peu facilement un sentier qui s'amorce dans des taillis. Il s'élargit bientôt d'ailleurs et nous allons le suivre, en négligeant systématiquement de prendre les chemins qui s'amorcent sur la gauche, et nous ramèneraient à Pragondran.

Un premier trajet à peu près horizontal, de 150 mètres, nous fait traverser des affleurements d'un calcaire dur, grossièrement spathique, irrégulièrement lité, de teinte grise ou jaune roussâtre. C'est un des aspects du faciès corraligène berriasien dit « calcaire grossier de Montagnole » que J. Revil avait confondu ici avec les calcaires du Valanginien supérieur.

Le sentier traverse des éboulis et lambeaux de moraines, jusqu'au fond caillouteux d'un torrent à peu près toujours à sec, puis revient sur la droite. Ses lacets vont dès lors traverser des marno-calcaires gris assez clair, représentant ici un faciès peu typique des marnes valanginiennes. A deux niveaux successifs, des barres rocheuses, plus franchement calcaires, mais toujours du Valanginien moyen, sont l'ultime trace vers le Sud, des calcaires organogènes de type presque jurassien, qui se développent plus au Nord sous le Revard. Vers 1 200 mètres d'altitude, après avoir traversé une bande d'éboulis, les lacets très courts et raides du sentier, atteignent un abrupt de calcaire dur, jaune roussâtre, sommet du Valanginien moyen de faciès jurassien.

Le sentier suit horizontalement la base des calcaires roux, siliceux, du Valanginien supérieur, qu'il escalade ensuite par une mauvaise piste, fort glissante quand elle est humide, le long de laquelle quelques pointements de dalles rousses se font jour à travers une couverture d'argiles de décalcification. On parvient ainsi à un talus couvert de prairies, en grande partie établies sur le Valanginien supérieur. Ce n'est qu'un peu après avoir traversé le chemin joignant le hameau du Nivolet aux Chalets du Sire,

à l'aplomb du sommet, qu'on atteindra les marnes hauteriviennes, impossibles à observer ici sous leur couverture de pâturages.

Remontant les prairies à peu près suivant la ligne de plus grande pente, on trouve vers la gauche, à la limite de la forêt de conifères, et dans des taillis établis sur des éboulis, un chemin rocaillieux et pénible conduisant au pied d'un grand couloir immédiatement au Nord du sommet. L'escalade facile de ce couloir nécessite quelques précautions pour ne pas faire tomber de pierres sur ceux qui suivent.

Le Barrémien inférieur est caché sous les éboulis, aussi est-ce dans des calcaires blancs ou légèrement rosés et massifs que commence la montée du couloir. Vers son milieu, le sentier passe à un éperon rocheux où l'Urgonien s'agrémente de tons rougeâtres. Les échantillons recueillis là montreront fréquemment des orbitolines. C'est le faciès rhodanien de l'Urgonien, mais il est localisé dans une couche épaisse d'une vingtaine de mètres, et ce sont des calcaires blancs typiquement urgoniens qui forment le sommet.

Du sommet, que domine une croix géante, bardée d'aluminium, on peut faire le même tour d'horizon déjà décrit à l'anticlinal de Lémenc. On voit certes une plus grande étendue de la Chartreuse et de Belledonne ; la vallée de l'Isère s'ouvre au Sud avec les deux gigantesques marches d'escalier de sa rive droite (corniche tithonique et crêtes urgoniennes) ; par-delà Belledonne apparaissent les Grandes Rousses et quelques sommets de Vanoise ; mais la falaise de Margéziac, au-delà de la dépression des Déserts, barre l'horizon oriental. La vue est belle, mais non pas très belle. Pourtant, par temps clair, on peut voir loin vers l'Ouest, le profil estompé du Massif Central.

Un peu au Sud de la croix, une profonde fissure karstique sert de voie d'escalade aux rochassiers ; elle détache du massif une épaisse lame calcaire qui, un jour, croulera sur les pentes, vers le hameau du Nivolet. Ainsi le sommet maintiendra la verticalité de son accès méridional, et les nappes d'éboulis qu'il nourrit gagneront toujours plus bas vers la vallée, où le torrent les déblaira.

Le sentier de descente s'amorce, peu visible, à quelques mètres du refuge de béton, construit à l'Est de la croix. Il traverse quelques dépressions à fond horizontal, formant des clairières de prairies dans la forêt de hêtres nouveaux qui croît sur l'Urgonien. Ce sont là des dolines à échelle réduite, provenant des effondrements du toit des galeries qui vont s'ouvrir aux grottes de la Doria, dans la falaise méridionale. Entre ces dépressions, le chemin peu à peu élargi, circule sur la surface très lapiazée de l'Urgonien.

Vers 1 300 mètres d'altitude, le chemin parvient à une légère dépression, allongée du Nord au Sud, où la roche pointe à travers

des sables éluviaux brunâtres. Il y a manifestement un changement dans la nature des roches. De fait, les rochers qui pointent là, eux aussi très lapiazés, ont tantôt l'aspect massif et la teinte blanche de l'Urgonien, tantôt, et de plus en plus souvent à mesure qu'on avance vers l'Est, l'aspect d'un conglomérat à cailloux urgoniens, dont le ciment gréseux fournit par désagrégation les sables brunâtres. Nous entrons dans le Sannoisien séparé de l'Urgonien par une indécise limite d'érosion.

La traversée des grès et calcaires gréseux, superposés à ce conglomérat, est soulignée par l'apparition de sources, bien petites encore, et souvent desséchées, ne se reconnaissant plus qu'à la présence de creux ou de bassins naturels, au fond formé d'argile desséchée et fendillée. Ce sont là des points de repère intéressants. Un peu plus à l'Est en effet, tout près d'une prairie où deux granges ont conservé le pittoresque de leurs toits de chaume, nous retrouvons le conglomérat de base, ici très fossilifère.

Le gisement est d'exploitation difficile. La roche apparaît en larges dalles, épaisses de 3 à 4 décimètres, usées par l'érosion et aussi par le passage des troupeaux. Mais sa surface montre un fouillis de coupes de gastéropodes et de lamellibranches, dont l'extraction nécessite marteau et burin. On trouvera là diverses espèces de *Strombus*, *Turbo*, *Cerithium*, avec *Natica crassatina*, *Pleurotomaria*, *Lucina*, *Crassatella*, et des débris de polypiers.

Nous sommes à 100 mètres des granges de la Palen, où les cultures s'étalent sur les grès de la Doria difficilement observables en ce point, et dominés à l'Est par un abrupt urgonien dû à l'existence d'un pli-faille. De ces granges, un chemin que nous prendrons vers la droite, conduit en quelques minutes au Col de la Doria. Des affleurements urgoniens apparaissent en bordure du chemin, à travers les conglomérats sannoisiens. Ils permettent d'observer la surface de l'Urgonien corrodée, où un réseau de sillons dus à l'altération, est rempli par le même ciment gréseux qui lie les cailloux du conglomérat. Des perforations de lithophages se voient dans cet Urgonien, ainsi d'ailleurs que dans les conglomérats qui le surmontent.

Du Col de la Doria, un chemin suit en sous-bois le bord oriental d'une dépression occupée par des prairies. Le bord Ouest de cette dépression se relève un peu, puis la montagne, ici le Mont Peney, s'effondre en un à pic haut de 300 mètres, sur la vallée de la Doria. Toute la dépression est remplie par les grès sannoisiens de la Doria, facilement observables au bord Ouest, à 800 mètres environ au Sud du col, où ils sont séparés de l'Urgonien par quelques mètres de conglomérat. On trouvera là en abondance des Nummulites (*N. variolarius*, *N. Striatus*, *N. Vascus* (*Boucheri*) et quelques Pectens. Vers l'Est, ces grès sont dominés par la falaise urgonienne formant le sommet du Mont Peney, qui les

chevauche suivant un pli-faille. C'est ce dernier qui se prolonge au Nord en formant l'abrupt urgonien que nous avons vu en passant aux granges de la Palen.

De retour au col, nous prendrons le chemin qui se dirige à l'Ouest. Il longe un contact anormal très difficile à observer sous la végétation, et suivant lequel, les grès de la Doria butent contre le conglomérat sannoisien et l'Urgonien. Suspendu sur une vire, à mi-hauteur de la paroi urgonienne, le chemin descend rapidement jusqu'au fond de la vallée de la Doria. On traverse ce torrent au pied de la cascade très pittoresque où il tombe des orifices inférieurs des grottes de la Doria, suspendues dans la paroi, 40 mètres plus haut.

La résurgence, comme il est fréquent dans notre région, se produit au contact de l'Urgonien et des calcaires marneux rous-sâtres, du Barrémien inférieur. La cascade a profondément entamé les marnes bleues noirâtres de l'Hauterivien, bien visibles sur la rive droite. Ces marnes à « miches » contiennent des niveaux fossilifères minces, où apparaissent des chapelets d'huîtres (*Exogyra Couloni*), tandis que des oursins (*Toxaster amplus*) sont disséminés à tous les niveaux. Quelques Panopées (*P. Neocomiensis*) peuvent y être trouvées aussi. Il est facile, après un orage par exemple, de faire une belle récolte dans le petit cône d'éboulis au bord du bassin de la cascade.

Le chemin remonte rapidement pendant une centaine de mètres avant de prendre définitivement la descente, d'abord dans des éboulis couverts de taillis dans le haut, de prairies vers le bas.

A partir d'une grange (la Bérie, carte I.G.N. au 20 000<sup>e</sup>), on rentre dans le Valanginien. On passe tantôt dans des affleurements roux ou bicolores du Valanginien supérieur, tantôt dans les calcaires blancs du Valanginien moyen, au gré soit de l'érosion, soit d'une petite faille, au Sud du Village de Lovettaz. La descente par le hameau de Monterminod, 1 500 mètres au Sud de Lovettaz, montre les marnes grisâtres assez claires du Valanginien moyen, riches par places en vermiculations. Entre Monterminod et la route nationale 512 s'observent, notamment dans une carrière près de Monterminod et dans le talus de la route nationale, les marno-calcaires noirâtres, berriasiens, que la route traverse en court tunnel avant de descendre vers le Villaret.

De la route, on observera la profonde gorge de la Leysse (gorge du Bout du Monde) et sur sa rive gauche, les carrières aujourd'hui abandonnées, de pierre à ciment, où l'on pouvait trouver des Ammonites berriasiennes admirablement conservées. Je possède, de ces carrières, des exemplaires de *Berriasella Malbosi Pict.*, dont l'un montre son ouverture munie d'apophyses jugales.

C'est, je crois, à l'heure actuelle, le seul fossile de cette espèce où cette particularité soit observable.

De belles cascades agrémentent le fond de la gorge.

Des alluvions exploités dans une petite carrière au bord de la route, peu avant de quitter la gorge du Bout du Monde, sont probablement interglaciaires, en raison de leur niveau. Au hameau du Villaret, nous entrons dans les alluvions modernes de la Leysse, sur lesquelles la route venant de Challes-les-Eaux nous ramènera à Chambéry.

## EXCURSION XI

## LE REVARD, SYNCLINAL, DES DÉSERTS

Carte géologique, Chambéry au 80 000<sup>e</sup>, Albertville au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Chambéry 2, 3, 4, 6, 7, 8.

Tous les points intéressants de cette excursion sont accessibles en voiture.

L'itinéraire, jusqu'au village de La Croix-Rouge, est décrit à l'Excursion X. Continuer en direction d'Aix-les-Bains, sur les moraines wurmiennes. On passe près de la fruitière de Sonnaz, où une exploitation de lignites dans les formations interglaciaires, a fonctionné jusqu'en 1947. Des risques sérieux d'éboulements rendraient de nos jours sa visite très dangereuse.

Après une forte descente, qui fait passer du plateau glaciaire à la vallée alluviale, tourbeuse, du Tillet, on peut voir sur la gauche une carrière ouverte dans le dôme urgonien de Voglans. Il est facile d'y récolter, dans des niveaux crayeux, de nombreux petits brachiopodes.

Au niveau de l'extrémité Nord de ce dôme de Voglans et à droite, nous prendrons, vers l'Est, la route de Méry. Tourner au Nord dans ce village pour gagner Mouxy où l'on prendra la route conduisant à la station du Téléphérique du Revard. Ce trajet à travers moraines et éboulis serait peu intéressant, mais il permet, entre Méry et Mouxy, d'examiner d'assez près l'ensemble des pentes occidentales de la chaîne Nivolet-Revard. On observera en particulier, sous des incidences diverses, le repli synclinal dys-harmonique, affectant seulement Tithonique et Berrias, déjà signalé (Excursion I, fig. 20) et le double anticlinal bien visible dans les pentes supérieures de l'arête occidentale du Revard.

Un tronçon de route récent (non indiqué sur les cartes) relie la station du Téléphérique à Pugny. Le Burdigalien supérieur peut s'observer au voisinage immédiat de ce village. A la sortie Nord de Pugny, prendre la route de droite qui va rejoindre la route classique d'Aix-les-Bains au Revard, en amont de Trévignin. Suivre désormais cette route. Dans un tournant aigu, à 500 mètres en amont des hôtels de Veniper, on traverse le dernier affleure-

ment de molasse. Mais l'excursion ne commence à prendre son intérêt que trois kilomètres plus haut, vers le point coté 951, où la route entre dans les marno-calcaires berriasiens. Un tournant à droite, 600 mètres plus loin, lui fait atteindre les calcaires blancs jaunâtres du Valanginien inférieur et moyen, à faciès jurassien, puis les calcaires bicolores du Valanginien supérieur.

Passé un ravin encombré d'éboulis, la route retrouve le Berrias qu'elle va traverser en trois lacets. Nous pénétrons donc dans un deuxième anticlinal, superposé à celui que nous venons de traverser. A gauche et en contrebas de la route, l'anticlinal inférieur forme le petit plateau des Esserts et se retrouve sur l'autre rive des gorges peu accessibles du Sierroz. Il disparaît ensuite en tunnel sous un pli supérieur formant la montagne de Banges.

Nouvelle traversée du Valanginien, toujours à caractère jurassien, et la route revient au Sud-Est, à partir du Col de la Cluse, sur la surface structurale du Valanginien supérieur. A l'Est, la large dépression de la vallée du Sierroz est formée par ce Valanginien supérieur, plissé en un synclinal peu accentué, qui s'atténue au Sud-Ouest et se termine à l'Est du Revard, après s'être enrichi d'Hauterivien et d'Urgonien. Ce synclinal sépare le deuxième anticlinal que nous venons de traverser, et qui forme le sommet du Revard, d'un anticlinal supérieur : celui de la montagne de Banges.

La maison cantonnière, au bord de la route, est dominée par les crêtes valanginiennes de la Tour des Ebats. En face de nous, au Sud-Ouest, ces crêtes sont séparées par une longue dépression (Col des Ebats), d'une butte à sommet urgonien auréolé d'Hauterivien. La route traverse l'Hauterivien sur plus d'un kilomètre, tourne à l'Est avant de pénétrer dans l'Urgonien (Barrémien inférieur), puis au Sud et à l'Ouest, ce qui la ramène à la bande hauterivienne du Col des Ebats. Elle sinue ensuite à la limite Hauterivien-Valanginien. Une bifurcation à droite conduit aux hôtels et à la table d'orientation du sommet du Revard, formé de calcaires roux et bicolores en petits bancs, avec passées marneuses, du Valanginien supérieur.

La descente sur La Féclaz fait traverser une large bande d'Hauterivien puis l'Urgonien. La première villa qu'on rencontre à gauche et en contrebas de la route, à faible distance d'une stèle commémorant la construction de cette route, est construite sur les grès sannoisiens dits de la Doria. Ces grès forment d'ailleurs la plus grande partie du plateau de La Féclaz.

Il est intéressant de prendre la route de droite à la première bifurcation, près d'un hôtel. Puis à nouveau la première route à droite, 80 mètres plus loin. Cette dernière, récemment ouverte, fournit une coupe bien lisible, sur un parcours de moins d'un kilomètre.

On reste sur les grès de la Doria ou les marnes à *Meletta* jusqu'au premier tournant vers le Sud. Après une zone d'éboulis, on pénètre dans un splendide conglomérat sannoisien de transgression. Il est ici dépourvu de fossiles, mais en contient beaucoup par contre plus au Sud (cf. Excursion X). La route tourne vers l'Ouest pour traverser un petit ravin. Entre ce tournant et le fond du ravin, on trouve une succession de sables, grès, argiles rouges, reposant finalement sur l'Urgonien, dont les fissures karstiques sont remplies de ces matériaux. Ce sont là des formations continentales, lacustres ici, mais subaériennes en d'autres points du synclinal.

Un banc de conglomérat sannoisien, marin, sépare ces formations en deux niveaux : un niveau inférieur argileux, rouge lie de vin, contenant des graviers et des concrétions ferrugineuses. Il est probablement d'origine subaérienne et d'âge éocène. Le niveau supérieur est sannoisien et représente un dépôt, lacustre probablement, formé pendant une période de retrait de la mer, au cours de la transgression oligocène.

La route que nous avons prise conduit au passage du Croc, d'où un sentier permet de redescendre à Chambéry par Pragondran (Excursion X) et ne nous apprendrait rien de nouveau. Il faut donc revenir à La Féclaz pour nous diriger vers le Col de Plaimpalais. Cette route est construite sur les grès de la Doria, mais entame parfois le conglomérat sannoisien et atteint même en un point l'Urgonien de la montagne de La Cha : léger accident anticlinal coupant en deux le synclinal des Déserts.

Nous suivons, à partir d'un kilomètre en aval de La Féclaz, une faible dépression Ouest-Est, à peu près rectiligne. Elle est bordée à notre droite par une longue crête de 5 à 10 mètres de hauteur seulement et que la route va traverser, entre deux tournants, près d'un groupe de chalets. Cette crête se poursuit ensuite à notre gauche, et juste avant un tournant aigu, nous y observons une petite carrière ouverte dans des sables jaunes, plus ou moins consolidés en grès. Ce point mérite un arrêt.

C'est ici en effet qu'ont été trouvés par L. Moret des restes importants d'*Acerotherium filholi*. Il n'est pas rare d'ailleurs d'y rencontrer des débris de côtes ou d'os longs et les empreintes de pectinidés y sont abondantes. Il se peut que la base de ces sables ne soit qu'un faciès latéral des grès de la Doria. Mais il paraît plus probable, et je crois le fait certain pour leur partie supérieure, qu'ils passent latéralement aux marnes à écailles de poissons (*Meletta*) que nous allons trouver maintenant, et qui font le passage du Sannoisien au Stampien.

Les marnes à *Meletta*, plus ou moins dissimulées sous la végétation, affleurent désormais des deux côtés de la route, presque jusqu'au village des Déserts. Le torrent de la Doria des Déserts

y a creusé son lit, mais vers le deuxième tiers du trajet entre le Col de Plaimpalais et les Déserts, il tombe en une petite cascade. Un banc de grès durs vient en effet recouvrir là les marnes tendres. C'est la base d'une nouvelle formation, qu'on aperçoit d'ailleurs formant falaise au milieu des bois, bien au-dessus de la rive gauche du torrent, dans les contreforts inférieurs du Mont Margéraz. Nous pourrions voir de plus près ces grès marno-micacés en arrivant aux Déserts. La route les entame au pied de l'église, perchée sur un affleurement important de ce niveau supérieur du Stampien.

Passé les Déserts, la route traverse longuement l'Urgonien, que le torrent entame en une profonde gorge suivant le fond même du synclinal. L'Hauterivien en partie recouvert de moraines est difficilement observable, mais le Valanginien supérieur offre une très bonne coupe, où l'on pourra constater que, contrairement à ce qui a lieu plus au Sud, le niveau à silex est nettement au-dessous du sommet de l'étage. On rejoint à Saint-Jean-d'Arvey un itinéraire déjà décrit (Excursion IX et X).

A partir des Déserts, on peut faire une agréable et intéressante excursion à pied, qui nécessite une grande demi-journée : le Margéraz.

Il faut traverser le torrent, à l'extrémité de l'affleurement de grès qui porte l'église. La route conduit vers la Mairie et quelques dizaines de mètres plus loin, on prend, toujours en voiture, la première route à droite. On accède ainsi au hameau des Mermets où commence la promenade à pied.

Un chemin rocailleux part du hameau et monte à travers éboulis et affleurement de grès, en direction des chalets des Carres. La pente est forte sur plus d'un kilomètre, puis devient beaucoup plus douce et l'on arrive à une bifurcation. Il faut prendre le sentier de droite, qui s'engage dans une montée accentuée. A 250 mètres de là, sur la droite du sentier et au pied d'un talus d'éboulis abrupt, on peut observer dans les taillis un petit affleurement de Valanginien inférieur. Plus haut, au rebord du plateau qui porte les chalets, le sentier circule dans le Valanginien supérieur, et si l'on s'en éloigne de quelques mètres vers l'Ouest, on trouve l'Hauterivien. Ce sont là les affleurements laminés, et à fort pendage Est, du flanc inverse de l'anticlinal de Margéraz.

Le plateau des Carres est une étendue de gros éboulis urgoniens, couverts de pâturages, qui ont été retenus dans leur descente par le barrage résistant du Valanginien de ce flanc inverse. Pas de sentier sur ce plateau, que l'on remontera jusqu'à la lisière des bois. Là, on verra s'amorcer un sentier. Il traverse par une série de lacets en forêt, d'abord des éboulis, puis le Valanginien supérieur du flanc normal. On arrive alors au talus hauterivien, en partie envahi par des éboulis, en partie couvert d'une végétation herbacée. Le sentier monte régulièrement au Nord-Est et

aboutit à la partie supérieure d'un ravin désolé, ouvert dans l'Hauterivien et le Valanginien.

Le Barrémien inférieur que nous avons atteint, est très fossilifère. Le sentier s'engage dans l'Urgonien dont il franchit la base avec l'aide de quelques échelons scellés dans la roche. On aboutit bientôt au fond d'une crevasse karstique profonde de 30 à 40 mètres, mais qui n'a guère que deux à trois mètres de largeur. Elle est généralement, sur une bonne partie de sa longueur, encombrée de neige tassée, sur laquelle on chemine plus ou moins commodément. Finalement la crevasse débouche à la surface supérieure de l'Urgonien, à quelques mètres du sommet, d'accès extrêmement facile.

Outre le panorama très étendu et qui compte parmi les plus beaux de la région, on peut observer là un des plus beaux lapiaz des environs de Chambéry. A nos pieds, à l'Ouest, la longue dépression du synclinal des Déserts, d'où nous venons, s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest, et l'on peut constater facilement le plongement de son axe, du Col de Plaimpalais vers les Déserts, ce qui l'amène à disparaître sous la vallée de Chambéry. Mais de l'autre côté de cette vallée, un autre long synclinal nous apparaît, du Granier à la Dent de Crolles, dans le prolongement de celui des Déserts. Le petit pointement valanginien de La Trousse, au milieu de la vallée de Chambéry, et la longue arête du Pas de la Fosse qui le prolonge au Sud, servent de trait d'union entre les deux synclinaux.

On aura intérêt à redescendre par le chemin de montée, jusqu'aux chalets des Carres. Là, on prendra un sentier descendant au Nord, puis à l'Ouest, vers le Col de Plaimpalais. Le premier chemin qu'on rencontrera alors sur la gauche permettra de revenir aux Mermets par le hameau des Bouvards, en observant au passage d'abord les marnes versicolores de l'Aquitaniens, puis les grès du Stampien.

## EXCURSION XII

AIX-LES-BAINS, VALLÉE DU CHÉRAN,  
SYNCLINAL, DES AILLONS, GRAND COLOMBIER

Cartes géologiques, Albertville et Chambéry au 80 000<sup>e</sup>.  
Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, Albertville 1, Chambéry 2, 4,  
8, Rumilly 6, 7, 8.

De Chambéry à Aix-les-Bains, la route nationale 201 nous montre surtout les formations quaternaires. On pourra observer en quittant Chambéry les carrières ouvertes dans les alluvions interglaciaires du plateau de la Croix-Rouge. On longe l'anticlinal de Lémenc, formant falaises au-dessus de la route. La descente dans la plaine d'alluvions modernes, tourbeuses, du Viviers, nous fait contourner le dôme urgonien de Voglans, où s'ouvre une carrière visible de la route. En arrivant à Aix-les-Bains, l'horizon est limité à l'Ouest par la colline molassique de Tresserve, qui cache le lac ; à l'Est par l'anticlinal urgonien de La Roche du Roi. Rappelons que c'est par de larges fissures des calcaires de cet anticlinal que se font jour les sources de l'établissement thermal.

Nous sortirons d'Aix-les-Bains par la route nationale 511, qui remonte la vallée du Sierroz. Devant nous, sur la gauche, vient se terminer périclinalement l'anticlinal urgonien de La Chambotte. Son flanc Est se transforme en synclinal, dans lequel, suivant l'axe, le Sierroz a creusé dans l'Urgonien les gorges abruptes, aménagées en vue de leur visite en barque.

Ce synclinal, ici très réduit, passe à l'Est à un petit dôme anticlinal dont l'Urgonien émerge des alluvions glaciaires. Nous pouvons l'observer facilement, dans la tranchée de la route, au passage à niveau de la ligne Aix-les-Bains-Annecy.

Ce petit dôme anticlinal représente en fait la réapparition, par relèvement d'axe, d'un anticlinal beaucoup plus vaste. Son plongement vers le Nord-Est doit amener l'Urgonien vers 1 500 mètres de profondeur avant qu'il ne se relève pour affleurer, à 25 kilomètres de là, aux célèbres gorges du Fier, près de Lovagny. L. Moret nous a appris que c'est à la base de l'Urgonien, au contact de l'Hauterivien de cet anticlinal que circulent les eaux infiltrées en Haute-Savoie. Réchauffées et minéralisées par leur circulation

à grande profondeur, elles vont fournir les eaux thermales de l'établissement d'Aix-les-Bains.

Vers le Sud, et tout près du point où nous sommes, une faille coupe cet anticlinal suivant un plan incliné de 30° vers le Nord. Le prolongement Sud de l'anticlinal est par suite effondré de quelques 150 mètres sous les alluvions quaternaires. Cette cassure permet aux eaux infiltrées dans l'Urgonien de La Chambotte, de reparaître au jour avec une température de 19° 5. C'est là l'origine de la source thermo-minérale de Saint-Simon.

Nous traversons bientôt Grésy-sur-Aix, dominé par deux tours en ruines. Au pied de ces tours, avant de franchir le Sierroz, nous pouvons observer, à droite de la route, des calcaires crayeux, lacustres, mais où les fossiles, jadis abondants, commencent à se faire rares. C'est le Chattien.

Dès que nous avons franchi la rivière nous entrons dans une fraîche gorge creusée dans la molasse burdigalienne. Trois kilomètres plus loin, près du moulin Primat, le Burdigalien fait place à la molasse sableuse et marneuse de l'Helvétien. Beaucoup moins résistante à l'érosion, elle donne un relief plus adouci et disparaît rapidement sous les formations quaternaires.

Le quaternaire va nous montrer, à droite de la route entre Saint-Ours et Cusy, un faciès très particulier des moraines wurmiennes. Couvertes de taillis, des buttes où sont ouvertes des carrières sont constituées par des moraines contenant exclusivement des blocs de calcaire urgonien. Ce sont d'anciennes moraines médianes, résultant d'un effondrement en masse sur le glacier, d'une falaise urgonienne, soit au Semnoz, soit dans les gorges du Chéran.

Passé le village de Cusy, nous prendrons sur la gauche la route de Gruffy et Annecy, jusqu'au pont de l'Abîme : pont suspendu qui traverse le Chéran sur une étroite gorge verticale, profonde de plus de 100 mètres. La rivière a ouvert cette gorge dans les calcaires urgoniens du flanc Ouest, renversé, de l'anticlinal du Semnoz. Antérieurement aux glaciations quaternaires, le lit du Chéran passait quelque peu plus au Sud. Remblayé par les moraines, cet ancien lit a été abandonné, et la gorge actuelle est épigénique.

L'Urgonien est renversé ici sur les formations tertiaires et ce sont tout d'abord des marnes rouges, chattiennes, que l'on rencontre dans le lit du Chéran en aval du pont. Plus loin apparaît la molasse burdigalienne. Les formations secondaires des Bauges se sont donc renversées ici sur les dépôts tertiaires qui n'ont presque pas été plissés. Ce chevauchement, limite des massifs subalpins et de la dépression molassique, est le plus septentrional qu'on puisse observer dans la région, mais sa trace se suit continuellement vers le Sud, tout au long de la montagne de Bange et de la chaîne Revard-Nivolet. C'est une des lignes tectoniques

majeures des Alpes, puisqu'elle constitue la limite occidentale très précise et très nette, de cette chaîne.

A un kilomètre au Nord du pont de l'Abîme, une route, sur la droite, remonte la rive droite du Chéran en direction d'Allèves. Elle traverse l'anticlinal du Semnoz jusqu'aux formations berriasiennes. Elle est dominée par les tours Saint-Jacques, superbes monolithes de calcaires bicolores du Valanginien supérieur, témoins laissés sur les pentes par l'érosion. Nous retrouverons ce Valanginien du flanc occidental du Semnoz, au-delà du pont de Bange, après avoir rejoint la route du Châtelard que nous avons quittée pour descendre au pont de l'Abîme. Tout au long de ce trajet, sur l'autre rive du Chéran, le flanc occidental de l'anticlinal de Bange nous montre les deux falaises régulières, valangienne et urgonienne, séparées par le talus boisé de l'Hauterivien.

A un kilomètre au Sud du pont de Bange, un sentier sur la gauche permet d'accéder, à 690 mètres d'altitude, aux grottes de Bange. Percées à la base de l'Urgonien, elles sont occupées par une nappe d'eau qui en interdit pratiquement la visite. Celle-ci doit se limiter au voisinage de l'entrée.

Encore 2 kilomètres vers le Sud et la vallée s'élargit dans le bassin de Lescheraines. Mais ne manquons pas de nous détourner de 1 500 mètres, sur la route qui rejoint Annecy par le Col de Leschaux. Là en effet, au point où bifurque la petite route d'Entrèves et Bellecombe-en-Bauges, exactement entre les deux routes, se trouve le gisement albien du pont d'Entrèves, extraordinairement fossilifère.

Revenus à la vallée du Chéran, nous nous dirigeons sur le Châtelard. Des moraines, puis nous traversons un anticlinal fortement érodé, dont nous verrons assez mal l'Urgonien du flanc Ouest, peu après La Motte-en-Bauges. Son flanc Est, par contre, constitue le splendide verrou glaciaire qui porte le Châtelard et par-dessus lequel nous passons, avant de traverser le Chéran à l'amont de la gorge qu'il y a découpée. Nous prenons la route de droite à travers Urgonien puis Hauterivien, pour pénétrer dans la vallée des Aillons.

Nous retrouvons les formations glaciaires, mais chacun des ravins qui descendent de la Dent de Rossanne nous montre, au bord même de la route, soit les grès gris soit les marnes rougeâtres de l'Aquitaniennien.

L'excursionniste désireux de visiter le Grand Colombier, devra y consacrer une journée, et pour cela coucher à Aillon-le-Jeune. Mais si l'on ne veut pas atteindre ce sommet, on peut rentrer à Chambéry par l'intéressant itinéraire que nous décrirons au retour du Grand Colombier.

Le sentier qui nous permettra d'accéder au Colombier part du hameau de La Combe, à un kilomètre en aval d'Aillon-le-Jeune.

A 400 mètres de son origine, il traverse un affleurement de calcaires lutétiens à grandes nummulites. Puis, après des éboulis, il tourne au Nord au-dessus d'une source et parcourt sur 600 mètres un affleurement de craie sénonienne, dominé par un talus urgonien à fort pendage Ouest. Près des chalets du Molard, à la bifurcation du sentier qui va à ces chalets, on traverse un petit affleurement d'Aptien supérieur. Le sentier court ensuite pendant un kilomètre, dans des éboulis dominés de très haut par l'Urgonien. On rencontre alors un autre sentier venant du hameau de La Bottière, et l'on s'élève sur la droite en direction des chalets de La Bottière, qu'on trouve peu après une source.

Ces chalets sont construits sur le Sénonien. Nous venons donc de traverser un anticlinal qui limite à l'Est le grand synclinal des Aillons. Poursuivant au-delà des chalets, nous trouvons une nouvelle source qui émerge d'un petit affleurement d'Albien. Il s'appuie au Nord-Est à un volumineux affleurement urgonien, que notre sentier traverse par deux lacets. L'Urgonien est là découpé par deux failles, l'une Nord-Sud, l'autre Nord-Est Sud-Ouest. Nous avons franchi un deuxième anticlinal et nous arrivons sur le Sénonien, bordé au Sud et à l'Est par des affleurements d'Albien.

Une longue dépression d'alpages, que notre sentier remonte jusqu'au Col du Colombier, représente le synclinal perché, à contenu sénonien, du Grand Colombier. Du col, on voit ce synclinal se prolonger vers la Dent de Rossanne. L'érosion, en ravissant violemment les pentes Nord du col, permet d'observer les couches sénoniennes sur une forte épaisseur.

Il n'y a plus de sentier désormais pour atteindre le sommet, d'accès facile, qui a 2 043 mètres d'altitude, est formé par une crête de calcaires urgoniens, flanc oriental du synclinal. Dans ces calcaires, on peut trouver de très nombreux rudistes, notamment *Agria blumenbachi*. Sur la crête et l'autre versant, facilement accessible un peu au Nord du sommet, le Barrémien inférieur est riche en serpules.

Ainsi, s'opposant à l'ampleur du synclinal des Aillons, le Grand Colombier nous montre deux synclinaux, dont l'un est très étroit, pincés entre trois anticlinaux. Le tout sans trace de déversement, contraste par son allure en soufflet d'accordéon, avec les vastes plis-failles réguliers de la région Ouest du massif.

Il serait peu prudent de redescendre par une autre voie que celle de la montée, sauf à partir des chalets de La Bottière, où nous avons vu en montant qu'arrivait un sentier venant du hameau du même nom. Ce sentier, d'ailleurs, ne nous montrerait rien de nouveau.

Nous allons regagner Chambéry par le Col des Prés. La route le plus souvent dans des moraines, traverse néanmoins quelques affleurements nummulitiques : tout d'abord à 1 500 mètres d'Aillon-le-Jeune où l'on peut voir des marnes feuilletées. Puis, près du

chalet de la Seigneurie, à 1 130 mètres d'altitude, où une source sort des marnes feuilletées à écailles de poissons (*Meletta*) du Stampien. Ces mêmes marnes forment un assez vaste affleurement au voisinage même du col, dans le ravin creusé par le ruisseau des Sanges.

Tout au long de ce trajet, les calcaires à grandes nummulites s'appuient à l'Urgonien, à droite de la route et à une centaine de mètres de celle-ci. Mais on peut en voir de beaux échantillons au Col des Prés, où de hautes bornes destinées à baliser la route lorsqu'en hiver la neige a tout nivelé, sont faites de ces calcaires et montrent de très nombreuses nummulites.

En redescendant du col, près des chalets des Chaussées, à 2 kilomètres au Sud du col, on voit admirablement le synclinal des Aillons, d'où nous allons sortir, se prolonger entre la pointe de la Galoppaz et le Mont Céli, en se couchant vers l'Ouest (V. Excursion IX).

Passé le chalet du Fournet, la route tourne vers l'Ouest et traverse, soutenue par un gros mur, une combe de prairies qui descend au Sud-Ouest, vers la profonde gorge du torrent. Comme la route est ici dominée, à droite, par une paroi urgonienne, on pourrait s'attendre à ce que cette combe soit établie sur des marnes hauteriviennes. Il n'en est rien. Si l'on descend jusqu'au lit du torrent, on constate en effet que la combe est creusée dans des grès, noirs parce que très altérés, mais glauconieux et appartenant à l'Albien, recouverts par les calcaires senoniens que le torrent traverse en cascade. L'Urgonien forme, en aval, un épais affleurement qui descend jusqu'à l'altitude 900 mètres, alors que les mêmes calcaires, sur la droite de la route, ne descendent pas au-dessous de 1 000 mètres.

La route traverse à 800 mètres plus à l'Ouest un petit affleurement, difficile à trouver dans les éboulis, comportant Hauterivien et Valanginien, au-dessous duquel on retrouve, bien visible cette fois, la même succession d'Hauterivien et de Valanginien.

Nous avons là une dislocation curieuse; le flanc Ouest du synclinal des Aillons s'est brisé à la limite entre chaîne du Margéraz au Nord, et crêtes du Mont Céli au Sud. Le tronçon du Mont Céli a glissé *sous* le tronçon du Margéraz, qui ainsi semble l'avoir chevauché vers l'Est.

La route traverse ensuite des affleurements de marnes hauteriviennes, puis de puissants affleurements de Valanginien, surtout de Valanginien supérieur, très développé avec ses faciès classiques, et par endroits replissé sur lui-même. On ne trouve que peu de Valanginien inférieur, mais ces marnes forment de vastes affleurements au relief mou entaillés de ravinements abrupts, en aval de la route.

Au hameau des Chavonnettes, que l'on atteint bientôt sur des moraines, nous rejoignons l'itinéraire de l'Excursion VIII.

EXCURSION XIII

*Une échappée vers les terrains les plus anciens :*

LA COLLINE DE LA TABLE  
ET LA HAUTE VALLÉE DU GELON

Carte géologique, feuille Albertville et Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000<sup>e</sup>.

Cartes topographiques au 20 000<sup>e</sup>, feuille Montmélian 3-4 et La Rochette 1-2.

Le départ par la route nationale 6 à travers le centre de Chambéry ne nous apprend rien de nouveau jusqu'à Montmélian. Le fond du paysage, par-delà l'Isère, est formé par la partie Nord de la chaîne de Belledonne, au pied de laquelle un premier ressaut cultivé ou boisé : les collines dites liasiques est un des buts de cette excursion. Le rocher portant le fort de Montmélian est un des replis de Jurassique supérieur détachés de la Savoie, extrémité Sud des Bauges.

De Montmélian au pont Royal, où la route de Maurienne se sépare de celle de Tarentaise, le paysage est limité à gauche par les crêtes jurassiques et crétacées du versant oriental des Bauges. A droite, un long plateau aux pentes couvertes de forêts est constitué d'alluvions interglaciaires sur lesquelles des moraines wurmiennes portent les cultures. Le Mont-Blanc au bout de la vallée, disparaît peu à peu derrière les pentes occidentales du Beaufortin.

Le pont Royal nous fait traverser l'Isère immédiatement en aval de son confluent avec l'Arc. A 500 mètres de là, une route sur la droite : N. 525, va suivre la basse vallée du Gelon, large dépression alluviale limitée sur ses deux rives par les pentes des collines liasiques revêtues de moraines. Aucune habitation dans cette plaine marécageuse : les villages se sont réfugiés sur le Lias, au pied des versants. Quelques maisons apparaissent au lieu-dit les Baraques, près de Villard-Sallet. Une route étroite, s'ouvre

à gauche dans ce hameau. C'est elle qui nous conduira à La Table, par une série de lacets aux tournants aigus.

Dès le premier tournant apparaît le Lias inférieur. Ce sont des schistes noirs, un peu calcaires. Ils alternent tout au long de la route avec des placages morainiques, en général assez minces. La patine des schistes devient peu à peu plus claire, pour devenir finalement d'un gris argent. Progressivement aussi ils deviennent quelque peu plus argileux, passant au Lias supérieur sans qu'il soit possible de tracer une limite nette entre les deux formations.

A l'altitude 695 mètres, dans un tournant aigu, à l'orée d'un petit bois nous tombons sur un affleurement de calcaires massifs. Ce sont des calcaires durs, spathiques, noirs, veinés de calcite. Ils sont identiques à ceux qui plus haut dans les pentes ont fourni jadis *Harporceras murchisonae*. Il s'agit donc de calcaires bajociens. L'affleurement n'a que quelques mètres d'épaisseur visible. Il disparaît au Nord sous les moraines, mais se prolonge au Sud où il est plus épais. Il est possible de le suivre dans cette direction, malgré la couverture de prairie. On constate alors qu'il contourne le Pic de l'Huile, en s'amincissant progressivement pour disparaître par laminage à 400 mètres environ à l'Ouest-Sud-Ouest du hameau du Defay donnant ainsi l'impression d'un flanc inverse d'anticlinal couché et même un peu renversé.

Les schistes qui, au bord de la route, surmontent ces calcaires bajociens, sont identiques à ceux qu'on observait au-dessous. Or si nous avons bien affaire à un flanc inverse, ce que viendront confirmer nos observations ultérieures, il faut, sous le Bajocien, ou bien que la partie supérieure du Jurassique ait disparu par laminage, ou bien qu'elle se présente sous un faciès identique à celui du Lias supérieur. On conçoit ainsi la difficulté de débrouiller la stratigraphie et la tectonique de ces collines « liasiques », aux endroits malheureusement très nombreux où le Bajocien ne montre plus ce faciès calcaire caractéristique.

Les schistes noirs du Lias supérieur se prolongent dans le lacet supérieur de la route, où les restes des installations d'une carrière en montrent une épaisse coupe, sommée par un mince affleurement de calcaire. Nous parviendrons à cette carrière un peu au-dessus du tournant suivant, où s'ouvre à droite la route descendant à Etable et La Rochette, que nous ne prendrons pas. C'est à 150 mètres du tournant, en direction de La Table, que s'ouvre, sur la gauche, dans les taillis un chemin aboutissant à la carrière.

Là étaient naguère exploités les calcaires bajociens du flanc normal de l'anticlinal. Leur intérêt, qui va d'ailleurs en s'amincissant depuis que l'exploitation a cessé, réside dans l'existence d'un minéral particulier. Les nombreuses diaclases ouvertes dans ces calcaires contiennent en effet, un minéral papyracé du groupe des palygorskites que M<sup>lle</sup> S. Caillière a nommé Allevardite. Cette

dénomination a déclenché en son temps d'assez vaines polémiques : Certains Savoyards n'admettant pas qu'on ait pu donner, à un minéral de Savoie, le nom d'une ville de l'Isère, et d'ailleurs assez éloignée du gisement.

Entre les feuillettes de l'Allevardite, on trouve souvent des cristaux de quartz, très limpides et parfois de belle taille. Ils ont fréquemment la particularité d'être fortement aplatis parallèlement à leur axe.

Reprenant la route vers La Table, on ne tarde pas à quitter l'affleurement bajocien, qui se prolonge au Sud pour former le sommet du Pic de l'Huile. On retrouve alors des schistes noirs, argileux, formant certainement la partie supérieure du Dogger, sans qu'on puisse dire s'il s'agit encore du Bajocien où s'ils sont Bathoniens. Quoi qu'il en soit, il est impossible, sur échantillons, de les distinguer du Lias supérieur.

Arrivés à La Table, prenons à droite la route départementale 24 en direction du Bourget-en-Huile ; mais 150 mètres plus loin, à la première bifurcation, engageons-nous à droite sur une route secondaire. Nous sommes toujours dans les schistes quand nous amorçons la descente sur la Provenchère, mais au premier tournant nous retrouvons un vaste affleurement bajocien prolongeant celui du Pic de l'Huile, bien visible à 2 kilomètres. Les pendages peuvent y être commodément observés, et nous constatons l'existence d'une charnière synclinale où ces calcaires se replient sur les schistes avant de disparaître par érosion. C'est cet ensemble d'observations que traduit la coupe de la figure 33. On est ainsi conduit à évoquer, dans un lointain passé, l'existence d'un anticlinal supérieur, actuellement détruit, raccordant ces couches à leur proche substratum cristallin de Belledonne.

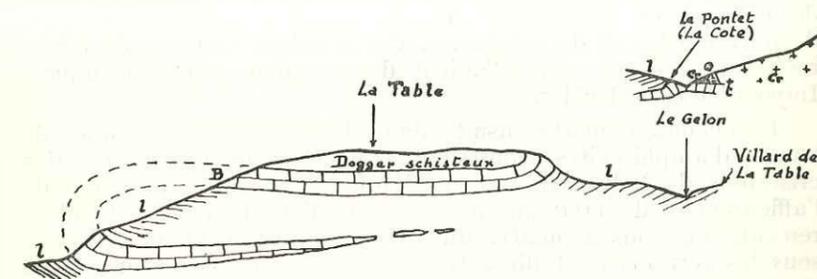


FIGURE 33

COUPES N.-O.-S.-E. A TRAVERS LE PLATEAU DE LA TABLE  
 B : Bajocien calcaire. — l : schistes du Lias. — t : Trias (Quartzites, calcaires et cargneules). — Q : quartzites d'âge indéterminé, inclus dans les schistes cristallins (Cr).

La route descend, rapide, vers La Provenchère et la profonde gorge du Gelon supérieur, nous montrant à nouveau les moraines et le Lias. C'est toujours dans le Lias qu'elle remonte au Villard, sans jamais nous montrer les affleurements de gypse que faisait espérer l'examen de la carte géologique. Nous trouverons néanmoins le Trias, mais il nous faut, pour cela, prendre à gauche, au Villard, la route départementale 207. Elle passe au Bourget, puis au-dessous du village de La Côte. Là, dans un large tournant, les talus de la route sont creusés dans une coulée de cargneule.

Poursuivons notre route sur 300 mètres, et nous débouchons sur une plaine marécageuse, ancien lac colmaté par les alluvions du Gelon. Un chemin sur la droite permet d'atteindre un pont sur le Gelon.

La rive gauche, en aval du pont, est praticable sur une centaine de mètres. Elle nous permet d'observer en place dans la rive opposée, un affleurement de Dolomie cargneulisée à sa partie supérieure. Il faut ensuite, en équilibre sur quelques blocs, franchir le ruisseau et redescendre sa rive droite, seule praticable. Là, à quelques dizaines de mètres, l'érosion du Gelon a dégagé une coupe en rive gauche, où l'on peut recueillir, si l'on ne craint pas un bain de pieds, à la base, des quartzites feuilletés, fort semblables à ceux que fournissent les zones intra-alpines. Ils sont surmontés par des dolomies, et ce n'est qu'au sommet qu'apparaissent les cargneules. Le pendage, très faible, de cet ensemble, le fait s'enfoncer sous le versant abrupt dont nous verrons bientôt la constitution. C'est donc un Trias en position stratigraphique normale que nous voyons ici.

De retour au pont, le chemin s'élève en rive gauche, sur les premiers contreforts de la chaîne de Belledonne. Sur une centaine de mètres, nous rencontrons une alternance de schistes sériciteux, de micaschistes et de quartzites. Ces derniers, souvent de teinte rosée ou pourpre pâle. S'agit-il de Permien métamorphique ? Impossible d'en décider.

Le chemin remonte ensuite dans des micaschistes coupés de bandes d'amphibolites. Nous sommes décidément dans les terrains cristallins de Belledonne, et nous nous trouvons à l'aplomb de l'affleurement de Trias que nous venons d'observer. Or cet affleurement, qui nous a montré une stratigraphie normale, s'enfonce sous les terrains cristallins. Il ne peut donc représenter que la couverture d'une zone cristalline restée en place dans les profondeurs, tandis que l'ensemble de la chaîne de Belledonne était poussée en écaïlle par-dessus cette couverture. Ainsi, la ligne de chevauchement n'est pas, comme l'indiquent les cartes Albertville ou Saint-Jean-de-Maurienne, située entre Trias et Lias, mais bien entre terrains cristallins et Trias.

D'anciennes exploitations de Galène argentifère existent dans cette région. On peut encore y trouver quelques échantillons, ainsi que de la pyrite et de la chalcopyrite, dans les déblais, car les galeries sont effondrées. L'accès aux mines se fait par le chemin où nous sommes, en prenant à gauche, à la première bifurcation. A partir de là, le sentier, parfois en pente très raide, est assez fortement envahi par la végétation et c'est finalement à travers un taillis établi sur des éboulis, qu'on franchit assez péniblement les 50 derniers mètres du trajet. On est alors guidé exclusivement par la présence du tas de déblais qu'on aperçoit à travers les arbres.

Le retour peut s'effectuer en descendant jusqu'à La Rochette la haute vallée du Gelon, puis par Détrier (Les Granges) et Pontcharra. Les gorges du Bréda, entre ces deux dernières localités, sont ouvertes dans le Lias inférieur, encore très schisteux mais montrant quelques bancs calcaires que notre excursion ne nous avait pas encore permis de voir. En certains points, le recouplement de la stratification par le schistosité est facile à observer.

De Pontcharra, rejoignons à La Gâche la route nationale 90 que nous prenons en direction des Marches, 700 mètres à gauche de la route, une sablière est ouverte dans des alluvions interglaciaires, à la base desquelles l'exploitation avait mis à nu un lambeau de moraine rissienne.

Un peu avant d'arriver aux Marches, une route à gauche nous permet d'aller contourner le lac de Saint-André et de traverser, en direction d'Apremont, le paysage chaotique, couvert de vignobles, des Abymes de Myans. C'est là l'énorme éboulis qui, en 1248, s'écroula du Granier pour s'arrêter à Myans, à 5 kilomètres du pied de la montagne. Passé Apremont, c'est par la vallée marécageuse de l'Albanne que l'on rentre à Chambéry.

## Conclusions générales

### LES PHÉNOMÈNES OROGÉNIQUES DANS LA RÉGION CHAMBÉRIENNE

La géologie des environs de Chambéry ne présenterait qu'un intérêt d'érudition, et pour tout dire épisodique, si l'on n'en pouvait tirer aucune conclusion de valeur générale. Par chance, la proximité, le resserrement plus ou moins marqué des diverses zones tectoniques, jurassienne, molassique et subalpine observables ici, mis en regard de la structure de ces régions, vont nous suggérer des conclusions d'une certaine importance.

\* \* \*

A plusieurs reprises, j'ai signalé des faciès subalpins apparaissant dans la zone jurassienne : Kimmeridgien de l'anticlinal du Grand Rocher à La Chambotte ; Berrias se substituant progressivement aux « marbres bâtards » dans la chaîne de l'Outheran. Inversement nous avons vu le faciès « marbre bâtard » prendre peu à peu la place des marnes valanginiennes en remontant au Nord, dans le chaînon subalpin Nivolet-Revard.

Si d'une façon générale la zone jurassienne montre une tectonique jurassienne (monts anticlinaux) nous y avons constaté, cependant, au Mont du Chat et à La Chambotte, des empilements de plis-failles, c'est-à-dire un style subalpin.

On voit donc que dans notre région, il n'y a qu'une coïncidence approximative entre zones de faciès et zones tectoniques, qui, grossièrement parallèles, peuvent empiéter l'une sur l'autre.

\* \*

Les chaînes jurassiennes se montrent fréquemment coupées de failles d'effondrement longitudinales. Ces failles peuvent être très importantes, puisque notamment, celle du Mont du Chat a un rejet de près de 1 000 mètres. Bien que nous ignorions la puissance des sédiments liasiques, triasiques et éventuellement houillers, qui peuvent exister en profondeur, cet énorme rejet semble indiquer l'influence d'une dislocation du socle cristallin.

Ainsi se trouve suggérée une analogie de structure avec les régions plus septentrionales du Jura.

\* \*

Déjà émergés à la fin de l'Oligocène, le massif des Bauges et la partie subalpine du massif de la Chartreuse, ont été refoulés sur la molasse miocène. Le plissement de ces massifs, au moins en ce qui concerne leur partie occidentale, — et il n'y a aucune raison de penser que les plis plus orientaux soient d'âge différent — est donc post-Helvétien.

On voit par là qu'ici le soulèvement a précédé le plissement, et celui-ci a affecté une région déjà continentale. Ceci nous conduit à penser qu'aucune poussée tangentielle, nulle *Vis a tergo* n'a présidé à ce plissement. Seul un écoulement par gravité des masses sédimentaires, soulevées sur une intumescence profonde, semble ici une explication adéquate.

Cette intumescence, qui a dû affecter la région cristalline de Belledonne d'où s'est décollée la couverture pour former les massifs subalpins, serait ainsi d'âge miocène. Des indices très nets de la déchirure des terrains sédimentaires, à l'ouest de laquelle s'est effectué leur glissement, subsistent tout au long du bord oriental des chaînes subalpines (bord subalpin). Sans sortir de notre région, on peut constater que le grand synclinal qui forme le sommet du Granier et les plateaux de l'Alpette, va se terminer à la Dent de Crolles, sur le bord subalpin, sous la forme d'une cuvette périclinale. Il en est de même du synclinal des Aillons, prolongé au Sud-Est par le périsonclinal de la Thuile, d'aspect à peu près schématique.

Au nord du Chéran l'aspect périclinale se manifeste d'une façon spectaculaire à la Dent d'Arclusaz, autre synclinal perché, et si dans le paysage n'apparaît pas immédiatement la forme périclinale du grand synclinal de Serraval, cette structure se révèle néanmoins évidente au géologue qui étudie la Dent de Cons, à l'extrême Nord-Est des Bauges.

Il serait peu croyable que l'œuvre de l'érosion fluviale, due à l'Isère, ait respecté systématiquement les extrémités périclinales de tous les synclinaux atteignant le bord subalpin. Leur persistance engage à penser que ce travail d'érosion fut relativement très peu important. Dès lors, l'immense coupure du sillon subalpin ne peut plus résulter que d'une déchirure de la couverture sédimentaire, glissant sur son substratum : les chaînes cristallines externes. Nous rejoignons par ce détour les conclusions précédemment formulées.

Les zones internes des Alpes, plus anciennement plissées, pouvaient provenir d'un écoulement parti d'une intumescence piémontaise datant probablement du début de l'Oligocène. Ici c'est au Miocène tardif seulement que se produit l'écoulement. Ainsi nous retrouvons confirmation des idées de M. Gignoux : Orogénèse due à l'écoulement des masses sédimentaires sur les flancs d'une onde d'intumescence, parallèle à la direction de la chaîne, et se déplaçant peu à peu vers des zones de plus en plus externes.

\* \*

Mais nous pouvons préciser plus encore les modalités de ces mouvements, à condition d'étendre nos observations de la région chambérienne, à l'ensemble des massifs subalpins septentrionaux, du Vercors jusqu'en Suisse (fig. 34). J'ai nommé « front subalpin » la ligne suivant laquelle les massifs subalpins viennent se terminer, au contact soit des chaînes jurassiennes, soit des régions molassiques. Ce front subalpin est constitué d'une série de plis anticlinaux qui se relaient tout au long de ces chaînes.

On peut observer que l'anticlinal le plus externe de la partie proprement subalpine de la Chartreuse (Grand Som, Néron) se prolonge en Vercors par l'anticlinal le plus interne de ce dernier massif (anticlinal du Moucherotte). Depuis longtemps on sait que le synclinal le plus interne de la Chartreuse (Granier, Dent de Crolles) prolonge vers le Sud le synclinal des Déserts, limité à l'Ouest par l'anticlinal supérieur du Nivolet, pli le plus externe des Bauges.

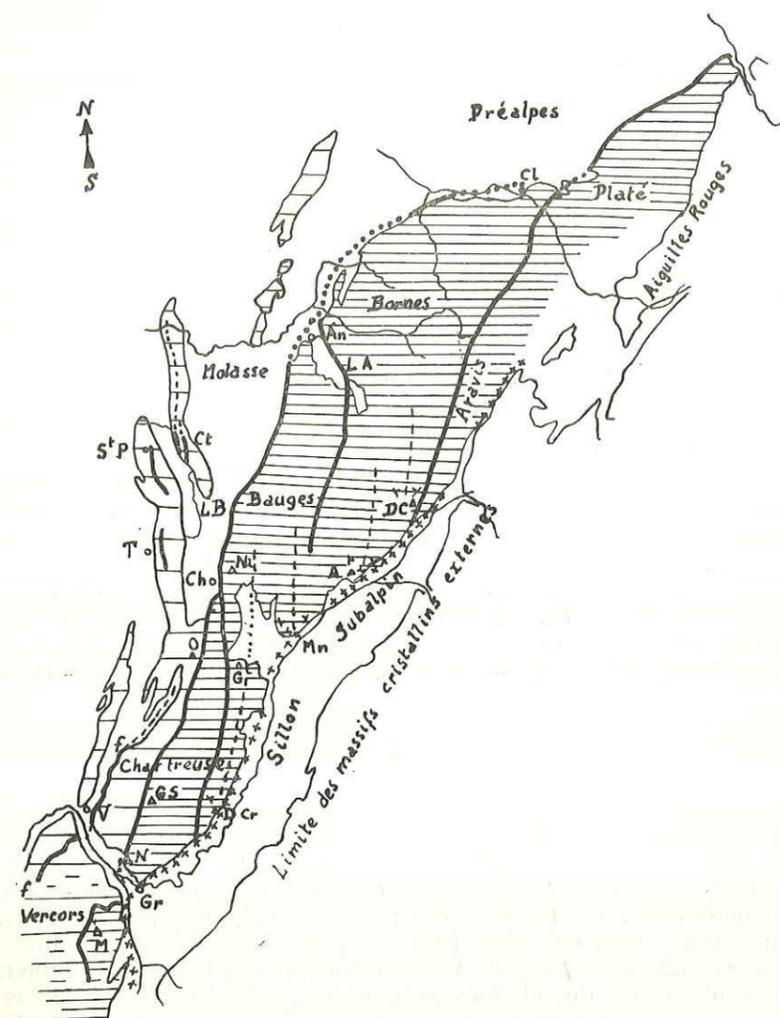


FIGURE 34

## SCHÉMA DU FRONT SUBALPIN SEPTENTRIONAL

Hachures serrées : zone subalpine. — Hachures larges : Jura. — Autres éléments structuraux en blanc. — ..... : plis frontaux subalpins. — / / : faille de Voreppe. — + + + + : bord subalpin. — - - - - : synclinaux atteignant le bord subalpin.

A : Dent d'Arclusaz. — An : Annecy. — Ch : Chambéry. — Ct : Chambotte. — Cl : Cluses. — Dc : Dent de Cons. — DG : Dent de Crolles. — G : Granier. — Gr : Grenoble. — GS : Grand Som. — LA : Lac d'Annecy. — LB : Lac du Bourget. — M : Moucherotte. — Mn : Montmélian. — N : Néron. — Ni : Nivolet. — O : Outheran. — St P : Saint-Pierre-de-Curtille. — T : Trouet. — V : Voreppe.

Bornes et Bauges constituent à peu de chose près une même unité, dans laquelle cependant L. Moret (1) nous montre l'anticlinal le plus externe des Bornes (anticlinal du Roc de Chère, Mont Rampon) se prolongeant au Sud, dans les Bauges, par l'anticlinal fort interne du Roc des Bœufs.

Enfin J. Goguel (2) nous a opportunément rappelé que la « nappe de Morcles », la plus externe des nappes helvétiques, prolongée sur le bord subalpin par la chaîne des Aravis, vient se terminer près du Col de Tamié, où elle fournit les replis les plus internes des Bauges.

Nous constatons que du Nord au Sud, le raccord des massifs subalpins se fait de telle façon que, systématiquement, le pli le plus externe du massif septentrional devient le plus interne du massif méridional adjacent. Cette constatation peut être parallélisée avec celle, bien connue, de l'obliquité générale des plis par rapport au bord subalpin, mais elle la dépasse. En effet, chaque massif nous apparaît ainsi fermé vers le Sud-Ouest et le Sud, par un feston frontal, entourant et limitant jusqu'à leur extrémité interne les plis intérieurs du massif. Et cette conception est en parfait accord avec ce que nous avons dit des synclinaux qui, bien loin d'avoir été coupés par le sillon subalpin, se terminaient au voisinage du bord subalpin.

La présence de Miocène dans le synclinal de Lans oblige à admettre que le Vercors a été, au moins partiellement, immergé pendant cette période. L'absence totale de sédiments marins tertiaires en Chartreuse subalpine permet d'inférer que cette région a dû rester émergée pendant la majeure partie du Tertiaire. Mais comme on n'y rencontre pas non plus de sédiments continentaux, pourtant abondants dans la zone jurassienne du même massif, il est probable que l'érosion nous a dérobé les quelques indices qui auraient pu permettre de dater l'émersion. Le fait que cette érosion n'ait absolument rien respecté des sédiments tertiaires, n'est d'ailleurs admissible qu'en raison de la faible étendue de la partie subalpine de ce massif.

Dans les Bauges, nous avons la certitude que l'Oligocène supérieur fut une période continentale. C'est de la base du Chatien qu'il faut faire partir le début de l'émersion.

Quant au massif des Bornes, aux Aravis, au massif de Platé et plus généralement à la nappe de Morcles, aucun terrain plus

(1) MORET (L.). *Géologie du Massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens (Hte-Savoie)*. (Mem. S.G.F., nouvelle série, t. X, n° 22, 1934).

(2) GOGUEL (J.). *Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins*. (B.S.G.F., 6<sup>e</sup> série, t. 1, 1951.).

récent que le Priabonien n'y est représenté. Il serait étonnant, si des dépôts plus récents s'y étaient formés, que sur cette immense étendue il n'en fût rien resté.

Ainsi naît l'impression que les soulèvements antérieurs au plissement se sont produits au début de l'Oligocène dans les massifs septentrionaux ; au Chattien dans les Bauges, au Miocène supérieur dans le Vercors. L'intumescence évoquée plus haut a été précoce au Nord, tardive au Sud et, débutant par un bombement septentrional, a gagné peu à peu vers le Sud, prenant progressivement la forme d'une voûte allongée.

On peut alors admettre que la couverture sédimentaire, glissant sur cette intumescence, a donné une série de lobes concentriques au bombement, s'écoulant donc vers l'Ouest et le Sud-Ouest, et se relayant peu à peu vers le Sud. Cette hypothèse expliquerait à la fois la direction oblique à l'axe de la chaîne qui affecte la tectonique subalpine, et la disposition si particulière des festons du front subalpin.

Nous venons de constater que le plissement des massifs subalpins était à peu près synchrone de celui des chaînes du Jura, puisque ces dernières résultent, on le sait depuis longtemps, de mouvements certainement post-Helvétien et ante-Pontien. Peut-on admettre que la formation des chaînons du Jura ait eu pour cause la poussée des chaînes subalpines, éventuellement transmises par la molasse ?

Le chaînon Jurassien de l'Outheran n'est séparé de la Chartreuse subalpine que par la surface de refoulement, suivant laquelle les plis cartusiens ont déferlé sur lui. A l'Ouest, un synclinal très étroit (Vallée de Couz) sépare l'Outheran du Mont Beauvoir et de son prolongement Nord : la chaîne de l'Épine. On s'attendrait donc à ce que la poussée de la Chartreuse ait produit sur cette région du Jura savoyard le maximum d'effet possible, se traduisant par des complications tectoniques considérables.

Nous avons vu que les anticlinaux de l'Outheran, des Egaux et du Mont Beauvoir comptent au contraire parmi les plus simples du Jura.

Les complications d'une tectonique presque subalpine, ne se manifestent que dans le Mont du Chat et dans La Chambotte. Or si la partie méridionale, la plus simple, de La Chambotte, n'est qu'à 5 kilomètres de la ligne de refoulement des Bauges, la région de cette montagne où s'empilent les plis-failles, est séparée de cette ligne par 13 kilomètres de molasse. De même, le pli-faille de Trouet, au Mont du Chat, est à 10 kilomètres des derniers contreforts subalpins, tandis que les plis-failles de Saint-Pierre-de-Curtille en sont à près de 20 kilomètres.

Comme on le voit, il n'y a aucun rapport observable bien au contraire, entre la proximité du refoulement subalpin et la plus ou moins grande intensité des plissements du Jura. Cette observation, défavorable à l'idée d'une poussée venue de l'Est, nous ramène à la conception d'un écoulement des terrains sur un bombement profond. Mais les terrains du Jura, plus minces et situés plus bas, sur les flancs de l'intumescence, ont coulé moins vite et se sont par suite moins intensément plissés. La surélévation du socle, qui semble bien avoir été plus accentuée et probablement plus précoce, sous les Bauges que sous la Chartreuse, expliquerait la plus grande intensité des plissements dans les parties septentrionales de notre Jura.

Cette notion d'écoulement par gravité nécessite, à l'échelle des temps géologiques, une plasticité des roches qui est admise comme une notion fondamentale, par les géologues de l'École de Grenoble. Il est intéressant de rappeler à cet égard les décoiffements de Serrières-en-Chautagne, où nous a conduit un de nos itinéraires.

Dans le flanc occidental de la montagne des Princes, M. Gignoux avait décrit des « crevasses tectoniques ». Or ces crevasses affectent des calcaires récifaux du Kimmeridgien supérieur, très durs et qui ne suggèrent à notre imagination aucune image de plasticité. Elles ont découpé dans ces calcaires deux énormes dalles, l'une au Nord, triangulaire, épaisse d'environ 30 mètres, l'autre un peu plus au Sud, bien plus vaste, et dont l'épaisseur doit atteindre à la centaine de mètres. Détachées de la montagne tout récemment, car la glaciation wurmienne n'a laissé aucune trace au fond des crevasses tectoniques, ces deux dalles ont peu à peu glissé le long de la pente, mouvement fortement freiné par suite de l'absence de tout niveau plastique dans le substratum.

Au cours de ce glissement, la dalle Sud s'est simplement brisée en deux masses, mais la dalle Nord, moins épaisse, a subi une déformation plastique, prenant une courbure à la fois dans les sens horizontal et vertical, telle la boule de pâte sur la pelle à enfourner.

La différence de comportement de ces deux lambeaux de roches trouve son explication grâce à une observation que l'on peut faire à Chambéry même : une plaque de marbre de Carrare, apposée à l'Hôtel de Ville postérieurement à 1871, a pris en moins de 80 ans, sous l'action des intempéries agissant sur une seule de ses faces, une courbure importante. Sur une longueur de 1,1 mètre, la flèche atteint 8 centimètres, et un clou de bronze qui fixait la plaque au mur a été arraché. Mais cette plaque n'avait que deux centimètres d'épaisseur.

Ainsi tandis que 80 ans suffisaient à déformer plastiquement une plaque de marbre de deux centimètres, il a fallu 10 à 20 000 ans

pour imposer une telle déformation à une dalle de 30 mètres. Extrapolant ces résultats, nous comprenons que la dalle Sud de Serrières, avec son épaisseur de 100 mètres n'ait pas encore manifesté de déformation. Cependant avec ces dimensions, et même à l'échelle de celles d'une montagne, mais aussi des quelques millions d'années d'une période géologique, nous n'aurons plus de peine à concevoir que « la vraie vie profonde et infiniment lente des édifices montagneux est un écoulement incessant » (1.)

(1) M. GIGNOUX et L. MORET. *Description géologique du bassin supérieur de la Durance*. (Trav. Lab. Geol. Univ. Grenoble, t. XXI, 1937-1938, p. 277).

## BIBLIOGRAPHIE

Une bibliographie complète a été donnée en 1911 par J. REVIL, dans son ouvrage : *Géologie des Chaînes Jurassiennes et subalpines de la Savoie*. Nous nous contenterons de signaler ici les travaux parus sur la région de Chambéry depuis la publication de ce travail.

Abréviations employées dans cette liste bibliographique :

- A.C.E.S.C. — Annales du Centre d'Enseignement Supérieur de Chambéry.  
 A.F.A.S. — Association Française pour l'avancement des Sciences.  
 B.S.C.G. — Bulletin des services de la Carte Géologique de la France, Paris.  
 B.S.G.F. — Bulletin de la Société Géologique de France, Paris.  
 B.H.N.S. — Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Savoie, Chambéry.  
 C.R.A.S. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris.  
 C.R.S.G. — Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France, Paris.  
 R.G.A. — Revue de Géographie Alpine, Grenoble.  
 T.L.G. — Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble, Grenoble.  
 T.L.G.L. — Travaux du Laboratoire de Géologie de l'Université de Lyon, Lyon.

- [1] AYMÉ (J.-M.), (1951). *Structure Géologique de la Montagne de la Charvaz*. B.H.N.S., t. XXVII, p. 89.  
 [2] BLONDET (H.), (1922). *Notes sur les Ammonites de la Craie dans la vallée d'Entremont*. B.H.N.S., t. XIX, 1922.  
 [3] BLONDET (H.) (1935 a). *Les Oecotraustes du Bathonien de Chanaz*. B.H.N.S., t. XXIII, p. 209.  
 [4] BLONDET (H.), (1935 b). *L'Hauterivien de la région de Chambéry*. B.H.N.S., t. XXIII, p. 213.  
 [5] BLONDET (H.), (1939 a). *Sur deux Ammonites nouvelles et peu connues de la région de Trept et de Chambéry*. B.H.N.S., t. XXIV, p. 355.  
 [6] BLONDET (H.), (1939 b). *Creniceras Sps.* B.H.N.S., t. XXIV, p. 343.  
 [7] BOURDIER (F.), (1935). *Stratigraphie des alluvions quaternaires antewurmienne du Grésivaudan et de la vallée de Chambéry*. C.R.A.S., 18 nov. 1935.  
 [8] BOURDIER (F.), (1939). *La cluse de Chambéry pendant le quaternaire*. Etudes Rhodaniennes, Congrès d'Aix-les-Bains, vol. XV, p. 101.  
 [9] BREISTROFFER (M.), (1931 a). *Etude de l'étage Albien dans le massif de la Chartreuse (Isère et Savoie)*. Annales de l'Université de Grenoble, t. VIII, n° 2 et 3.

- [10] BREISTROFFER (M.), (1931 b). *Sur l'étage Albien en Chartreuse (Isère et Savoie)*. C.R.A.S., 7 décembre 1931, p. 1202.
- [11] BREISTROFFER (M.), (1935). *Sur la présence d'une faune à Aucellines dans l'Albien de la Chartreuse*. C.R.S.G., 4 février 1935.
- [12] BREISTROFFER (M.), (1936). — *Sur la stratigraphie du Crétacé moyen en Chartreuse*. C.R.A.S., 18 mai 1936.
- [13] BREISTROFFER (M.), (1947). *Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*. T.L.G., t. XXVI, p. 17.
- [14] COMBAZ (P.), (1913). *Glaciaire et fluvioglaciaire du Massif des Beauges*. B.H.N.S., t. XVI, p. 81.
- [15] DEMAY (A.), (1928). *Sur un gisement fossilifère albien dans le massif de la Chartreuse*. C.R.S.G., 1928, p. 234.
- [16] DEMOLY (F.), (1913). *Nouvelles observations sur les Echinides de la Savoie*. B.H.N.S., t. XVI, p. 178.
- [17] DEMOLY (F.), (1922). *Mes nouvelles recherches paléontologiques sur les Echinides de Savoie*. B.H.N.S., t. XIX, p. 155.
- [18] DEMOLY (F.), (1928). *Liste des crinoïdes, Bryozoaires, Polyptères et Spongiaires recueillis par moi dans la Savoie, la Haute-Savoie et l'Isère*. Communiqués à Dom A. Valette. B.H.N.S., t. XXI, p. 133.
- [19] DEMOLY (F.), (1929). *Observation pouvant servir de note complémentaire à l'étude de M. Demay*. C.R.S.G., 1929, p. 41.
- [20] DONZE (P.), (1950 a). *Les calcaires à coprolithes de Crustacés du Jurassique de la Montagne des Princes et de la Chambotte (Savoie)*. C.R.S.G., 1950, p. 121.
- [21] DONZE (P.), (1950 b). *Le Purbeckien dans le Chainon jurassien Montagne des Princes - Gros Foug - Mont Clergeon, - Chambotte, - Corsuet - (Savoie et Haute-Savoie)*. C.R.A.S., t. CCXXX, p. 1475.
- [22] DONZE (P.), (1951 a). *Le Puberckien dans le Chainon jurassien Montagne des Princes - Gros Foug - Mont Clergeon - Chambotte - Corsuet - (Savoie et Haute-Savoie)*. B.H.N.S., t. XXVII, 1950, p. 22.
- [23] DONZE (P.), (1951 b). *Présence de calcaires lacustres dans le Virgulien de la Montagne de l'Épine (Jura Méridional)*. C.R.S.G., 17 décembre 1951.
- [24] DONZE (P.) et MARCHAND (S.), (1950). *Sur la structure du Mont Clergeon*. C.R.S.G., 1950, p. 77.
- [25] DOUDOUX (B.), (1963). *Nouvelle étude sur le Massif de Curienne*. A.C.E.S.C., t. I.
- [26] GIDON (M.), (1951). *Géologie de la Chartreuse Septentrionale au Nord du Guiers Vij*. B.H.N.S., t. XXVII, p. 48.
- [27] GIDON (M.), (1953). *Voir Gidon (P.)*.
- [28] GIDON (M.), (1956). *Observation sur la dépression de Saint-Pierre-d'Entremont*. T.L.G., t. XXXII.
- [29] GIDON (P.) (1948 a). *Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nivolet près de Chambéry*. C.R.S.G., 7 juin 1948.
- [30] GIDON (P.), (1948 b). *Sur l'extension des faciès coralligènes dans le Berrias des environs de Chambéry*. C.R.S.G., 8 nov. 1948.
- [31] GIDON (P.), (1949 a). *Sur la géologie de la Chambotte, extrémité septentrionale de la rive Est du Lac du Bourget*. C.R.S.G., 24 janvier 1949.
- [32] GIDON (P.), (1949 b). *Une faille d'effondrement dans l'anticlinal du Corbeley, en Chartreuse septentrionale*. C.R.S.G., 23 mai 1949.

- [33] GIDON (P.), (1949 c). *Un haut fond valanginien à la Montagne du Corsuet près d'Aix-les-Bains*. C.R.S.G., 13 juin 1949.
- [34] GIDON (P.), (1950 a). *Révision de la feuille de Chambéry au 80 000<sup>e</sup>*. B.S.C.G., n° 231, t. XLVIII, p. 147.
- [35] GIDON (P.), (1950 b). *Possibilités d'émersion dans le Jura savoisien à la fin du Valanginien*. C.R.S.G. 20 mars 1950.
- [36] GIDON (P.), (1950 c). *La bordure orientale de la vallée de Chambéry*. T.L.G., t. XXVIII, p. 57.
- [37] GIDON (P.), (1950 d). *Superposition de l'Urgonien au Miocène sur le versant occidental du Mont du Chat*. T.L.G., t. XXVIII, p. 101.
- [38] GIDON (P.), (1950 e). *Notes de géologie Chambériennes*. B.H.N.S., t. XXVI, p. 65.
- [39] GIDON (P.), (1951 a). *Les chaînes jurassiennes du Mont Tournier et du Mont du Chat*. B.S.C.G., n° 232, t. XLIX, p. 163.
- [40] GIDON (P.), (1951 b). *Les décoiffements et leur rôle dans la géologie de la Chaîne du Mont du Chat*. B.H.N.S., t. XXVII, 1950, p. 96.
- [41] GIDON (P.), (1951 c). *Structure géologique du groupe « Mont de Joigny, Mont Granier », en Grande Chartreuse septentrionale*. C.R.A.S., t. CCXXXII, p. 809.
- [42] GIDON (P.), (1951 d). *Quelques singularités géologiques du plateau de l'Alpette*. T.L.G., t. XXIX, p. 163.
- [43] GIDON (P.), (1952 b). *Observations sur la plasticité des roches calcaires* 77<sup>e</sup> Congrès des Sociétés Savantes à Grenoble.
- [44] GIDON (P.), (1952 c). *Une Ammonite dans l'Urgonien de Grande Chartreuse*. C.R.S.G. 23 juin 1952.
- [45] GIDON (P.) et GIDON (M.), *Remarques sur la Grande Chartreuse septentrionale*. C.R.S.G., 13 avril 1953.
- [46] GIDON (P.), (1954). *Tectonique et plasticité des roches calcaires*. B.S.H.N., t. XXVIII.
- [47] GIDON (P.), (1955 a). *Quelques idées sur la formation des Alpes*. Revue de Savoie 3-55.
- [48] GIDON (P.), (1955 b). *Le front subalpin septentrional*. T.L.G. t. XXXII.
- [49] GIDON (P.), (1957a). *L'ordre de succession des phénomènes orogéniques et ses conséquences*. B.S.G.F. 6<sup>e</sup> série. t. VII, 18 février.
- [50] GIDON (P.), (1957 b). *Les causes du tremblement de terre d'Aix-les-Bains*, 16 et 17 nov. 1956. Revue de Savoie.
- [51] GIDON (P.), (1957 c). *La vallée synclinale des Déserts et ses bordures anticlinales*. B.S.C.G. n° 250, t. LIV. C. R. Coll.
- [52] GIDON (P.), (1958 a). *Essai sur orogénie Alpine en France*. B.S.G.F. 6<sup>e</sup> série, t. VIII.
- [53] GIDON (P.), (1958 b). *Observations géologiques nouvelles dans le synclinal des Déserts et le synclinal des Aillons*. B.S.C.G. n° 257, t. LVI, C. R. Coll.
- [54] GIDON (P.), (1959). *Hydrogéologie du bassin d'Aix-les-Bains*. T.L.G., t. XXXV.
- [55] GIDON (P.), (1962). *Courants magmatiques et évolution des continents*. Masson. Paris.
- [56] GIDON (P.), (1963 a). *Les vicissitudes des rivages marins au Nummulitique dans la partie méridionale des Bauges*. A.C.E.S.C., t. I.

- [57] GIDON P., (1963 b). *Essai d'application de la biorhexistase (Erhart) à l'interprétation de quelques faciès sédimentaires des Alpes Françaises*. A.C.E.S.C., t. I.
- [58] GIDON (P.) et PACHOUD (A.), (1948). *Les relations tectoniques entre les massifs des Bauges et de la Chartreuse*. C.R.S.G., 8 nov. 1948.
- [59] GIGNOUX (M.), (1934). *Découverte d'alluvions quaternaires, peut-être interglaciaires, aux environs de Rovon, entre Grenoble et Saint-Marcellin*. C.R.S.G., 1934, p. 98.
- [60] GIGNOUX, (1950). *Méditations sur la Tectonique d'écoulement par gravité*. T.L.G. t. XXVII.
- [61] GIGNOUX (M.) et BOURDIER (F.), (1937 a). *Les formations fluvioglaciales Rhodaniennes des environs de Bellegarde (Ain) et le glacier néowurmien*. C.R.A.S. 25 janvier 1937.
- [62] GIGNOUX (M.) (1937 b). *Histoire de l'ancien glacier du Rhône à sa sortie du Bassin de Genève*. C.R.A.S. 10 février 1937.
- [63] GIGNOUX (M.) et MORET (L.), (1930). *Note sur les conditions de l'expérience à la fluoresceine faite en 1927 dans le plateau du Revard au creux de Rethière*. In «*Etude des sources thermales d'Aix-les-Bains*». Ann. de l'Inst. d'Hydrologie de climatologie.
- [64] GIGNOUX (M.), (1937). *Sur l'extention des lagunes pubeckiennes dans le Sud-Est de la France*. C.R.S.G. 24 mai 1937.
- [65] GIGNOUX (M.), (1952). *Géologie Dauphinoise* 2<sup>e</sup> éd. 1 vol. Paris. Masson.
- [66] GIOT (P. R.), (1945). *Révision de la feuille de Chambéry au 80 000<sup>e</sup>*. B.S.C.G. n° 216, t. XLV, p. 171.
- [67] GIOT (P. R.), (1947). *Révision de la feuille de Chambéry au 80 000<sup>e</sup>*. B.S.C.G. n° 221, t. XLVI, p. 147.
- [68] GOGUEL (J.), (1948). *Le rôle des failles de décrochement dans le massif de Grande Chartreuse*. B.S.G.F. 5<sup>e</sup> série. t. XVIII.
- [69] GOURC (J.) et BOURDIER (F.), (1937). *Analyse pollinique et position stratigraphique des lignites quaternaires de la région de Chambéry*. C.R.A.S t.CCV, p. 72.
- [70] HIRTZ (P.), (1949). *L'anticlinal du Gros Foug au Nord de Serrières-en-Chautagne (Savoie)*. B.S.G.F., XIX, p. 161.
- [71] LAMBERT (J.), (1913). *Note sur l'Asterobrissus de Berland*. B.H.S.N., t. XVI, p. 203.
- [72] LAMBERT, (1932). *Sur quelques échinides du Tithonique et de l'Eocrétacé des environs de Chambéry*. B.H.N.S., t. XXII, p. 250.
- [73] LEMÉE (G.), (1944). *Successions forestières contemporaines du dépôt de lignite quaternaire dans la cluse de Chambéry*. C.R.A.S., 225, p. 1492.
- [74] LEMOINE (E.), (1914). *Le massif jurassique de Curienne-La Thuile*. B.H.N.S., t. XVII, p. 59.
- [75] LEMOINE (E.), (1932 a). *Une nouvelle coupe de l'Hauterivien de la région d'Ontex*, B.H.N.S.; t. XXII, p. 41.
- [76] LEMOINE (E.), (1932 b). *Essai sur l'évolution du genre Hecticoceras dans le Callovien de la chaîne du mont du Chat*. T.L.G.I. Mem. 26.
- [77] LEMOINE (E.), (1939). *Structure géologique des environs de Chambéry*. B.H.N.S., t. XXIV, p. 241.
- [78] LUGEON (M.), (1949). *Question de mode en Géologie et autres histoires : le décoiffement*. Livre jubilaire, Charles Jacob, p. 261.

- [79] LUGEON (M.), (1950). *A propos d'une note de M. E. Roch sur l'âge du relief Jurassien de la Montagne du Gros Foug (Savoie)*. C.R.S.G., 1950, p. 22.
- [80] MASSEPORT (J.) (1953). *Notes morphologiques sur la chartreuse septentrionale*. R.G.A., 1<sup>er</sup> trimestre 1953.
- [81] MASSEPORT, (1955). *Le sillon alpin. Dépression d'érosion ou déchirure structurale*. R.G.A., t. 43, fasc. 4.
- [82] MORET (L.), (1925). *Enquête critique sur les ressources minérales de la province de Savoie*. T.L.G., t. XIV.
- [83] MORET (L.), (1931). *Découverte du Pubeckien dans la chaîne du Semnoz près d'Annecy (Haute-Savoie)*. C.R.A.S., t. CXCII, p. 431.
- [84] MORET (L.), (1933 a). *Sur la géologie de l'ext rémité septentrionale du Semnoz près d'Annecy (Haute-Savoie)*. T.L.G. t. XVII, fasc. 1, p. 76.
- [85] MORET (L.), (1933 b). *Sur les limites géologiques du Jura méridional*. A.F.A.S. Congrès de Chambéry. C.R., p. 256.
- [86] MORET (L.), (1934). *A propos de l'éboulement de la colline de Tresserve, lac du Bourget (Savoie)*. *Études Rhodaniennes*, vol. X.
- [87] MORET (L.), (1936 a). *Découvertes de restes de Mammifères (Aceratherium Filholi Osborn et Anthracotherium Sp.) dans les sables oligocènes des Déserts près de Chambéry (Savoie)*. C.R.S.G., 9 nov. 1936.
- [88] MORET (L.), (1936 b). *Notes de Paléontologie savoisienne : ... 2<sup>o</sup> à propos de la découverte d'ossements de rhinocéros dans les sables Oligocènes des Déserts près Chambéry*. *Revue Savoisienne*, 4<sup>e</sup> trimestre 1936. Annecy.
- [89] MORET (L.), (1939). *Origine géologique des sources thermales d'Aix-les-Bains*. *Études Rhodaniennes*, Congrès d'Aix-les-Bains. Vol. XV, p. 161.
- [90] MORET, (1944). *Nouvelles trouvailles de restes de Rhinocéridés (Acerotherium Filholi Osborn) dans l'Oligocène des Déserts (Savoie)*. T.L.G., t. XXIV, p. 69.
- [91] MORET (L.), (1946). *Les sources thermominérales*. 1 vol. Paris, Masson.
- [92] MORET (L.) et SCHNEIDER (G.), (1934). *Le problème de l'origine des sources thermo-minérales d'Aix-les-Bains (Savoie)*. Ann. Inst. d'Hydrologie et de Climatologie, t. IX, fasc. 3, n° 33.
- [93] MORET (L.), (1936). *Idées nouvelles sur le problème géologique des sources thermo-minérales d'Aix-les-Bains (Savoie)*. T.L.G., t. XVIII.
- [94] MORET (L.), (1952 d). *Précisions sur les rivages de la mer Nummulitique dans les Alpes de Savoie pendant l'Eocène moyen*. T.L.G., t. XXIX.
- [95] MORET (L.), (1952 b). *Les rivages de la mer nummulitique dans les Alpes de Savoie pendant l'Eocène moyen*. C.R.A.S., 14 janvier 1952.
- [96] MORET (L.), (1958). *Sur une roche de faciès variolitique mais orthosique provenant des conglomérats miocènes de Saint-Offenge (Savoie)*. T.L.G., t. XXXIV.
- [97] MORET (L.) et PACHOUD (A.), (1948). *Sur l'âge du « Calcaire Grossier » de Montagnole, près Chambéry (Savoie)*. C.R.S.G., 1948, p. 97.
- [98] MOUCHET (R.), (1941). *Le Val de Fier Antédédence ou surimposition, étude de la formation et de l'évolution d'une cluse*. *Études Rhodaniennes*. Vol. XVI, n° 4.
- [99] NASH (J.), (1926). *De géologie de Grande Chartreuseketens*. 1 vol. Delft.
- [100] REVIL (J.), (1912). *Tectonique générale et Histoire géologique des chaînes Jurassiennes et subalpines de la Savoie*. B.H.N.S., t. XV, p. 23.

- [101] REVIL (J.), (1916). *Eléments de Géologie de la Savoie*. B.H.N.S., t. XVII, p. 1.
- [102] REVIL (J.), (1930). *Les progrès apportés à la Géologie par l'étude des Alpes de Savoie*. Livre jubilaire du Centenaire de la Soc. Géol. De France.
- [103] PERRIER (R.), (1960). *Monts Margeriaz et Colombier, Vallée du Noyer et des Aillons*. T.L.G., t. 36.
- [104] (PERRIER R.), (1963). *Le glissement de terrain de février 1961 à Saint-Cassin (Savoie)*. A.C.E.S.C., t. I.
- [105] ROCH (E.), (1925). *Révision de la feuille de Chambéry au 80 000<sup>e</sup>*. B.S.C.G., n° 158, t. XXIX, p. 49.
- [106] ROCH (E.), (1949). *L'âge du relief jurassien de la montagne du Gros Foug (Savoie)*. C.R.S.G. 1949, p. 341.
- [107] SCHNEIDER (G.) (1933). *Note sommaire sur les sources thermales d'Aix-les-Bains (Savoie)*. A.F.A.S. Congrès de Chambéry.
- [108] SCHNEIDER (G.), (1935). *Les sources thermales d'Aix-les-Bains*. Ann. des mines, juillet-août 1935.
- [109] SCHNEIDER (G.) et MORET (L.), (1933). *Une hypothèse nouvelle sur l'origine des sources thermominérales d'Aix-les-Bains (Savoie)*. C.R.A.S., 26 décembre 1933.
- [110] SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE (1922). *Les régions jurassiennes, subalpine et alpine de la Savoie*. Réunion extraordinaire du 14 au 20 septembre 1921.
- [111] VALETTE (Dom. A) (1928). *Note sur un crinoïde Urgo-Aptien de Saint Christophe entre deux-Guiers (Berland) Isère*. B.H.N.S., t. XXI, p. 130.
- [112] VATAN (A.), (1947). *Révision de la feuille de Chambéry au 80 000<sup>e</sup>*. B.S.C.G., n° 221, t. XLVI, p. 139.
- [113] VATAN (A.), (1949). *La sédimentation détritique dans la zone subalpine et le Jura méridional au crétacé et au Tertiaire*. C.R.S.G. 1949, p. 102.
- [114] VEYRET (P.), (1945). *Le Val du Bourget, étude morphologique*. R.G.A. t. XXXIII.
- [115] VEYRET (P.), (1957). *Le problème des Cluses préalpines: La Cluse de Chambéry*. R.G.A.
- [116] VIRET (J.), (1933). *L'évolution du paysage de Belley (Ain) aux temps quaternaires*. Études Rhodaniennes, vol. IX, janvier 1933.

TABLE DES FIGURES

	Page
1. — Coupe de l'anticlinal du Mont Tournier entre La Balme et Yenne.....	39
2. — Anticlinal du Mont Tournier, partie méridionale ....	39
3. — Mont Beauvoir, partie Nord .....	40
4. — Anticlinal du Mont Beauvoir, partie Sud .....	40
5. — Coupe de la chaîne de l'Épine .....	41
6. — Pli-faille de Trouet et décoiffement .....	42
7. — Série de coupes dans la partie septentrionale du Mont du Chat .....	43
8. — Chaîne de La Chambotte-Corsuet .....	45
9. — Anticlinal de l'Outheran, partie Nord.....	48
10. — Deux coupes à travers le plateau de Montagnole, montrant le relais des anticlinaux sur la ligne de refoulement du massif subalpin .....	51
11. — Structure semi-schématique du Mont de Joigny....	53
12. — Structure du massif de Curienne .....	55
13. — Trois coupes à travers la chaîne du Sire au Nivolet et au Pennay.....	56
14. — Série de coupes à travers la montagne du Revard...	58
15. — Structure de la montagne de Banges (partie Sud)...	59
16. — Coupes schématiques par le Col du Mont du Chat : évolution des événements qui ont abouti au décoiffement .....	65
17. — Rive droite de la cluse du Rhône entre La Balme et Yenne .....	71
18. — Versant Ouest du Mont du Chat .....	74
19. — Montagne de La Charvaz (partie Nord du Mont du Chat) .....	76
20. — La chaîne Nivolet-Revard vue de la route du Col du Chat.....	78
21. — Les accidents post-glaciaires de Serrières-en-Chautagne vue de la route Culoz-SeysseI .....	92
22. — Accident Nord de Serrières-en-Chautagne.....	93
23. — Les plis inférieurs de La Chambotte au Grand Rocher	96
24. — Les plis de La Chambotte à Brison-les-Oliviers.....	97

25. — Vallon de Valfroide vu de la rive Sud .....	112
26. — Croquis stéréogramme du vallon de Valfroide.....	113
27. — Roc et Col de Bellefont vus des chalets de l'Aup-de-Marcieu .....	118
28. — Col de Bellefont vu du Sud.....	119
29. — Le synclinal de Belvarde vu de l'extrémité Sud du Mont Saint-Michel.....	125
30. — Le massif des Bauges vu de la Pointe de la Galopaz.	130
31. — La charnière du pli-faille limite des massifs subalpins	134
32. — Cluse de Chambéry, Chartreuse, Belledonne .....	135
33. — Coupe Nord-Ouest Sud-Est à travers le plateau de la Table .....	155
34. — Schéma du front subalpin septentrional.....	162

TABLE DES MATIÈRES

	Page
AVERTISSEMENT .....	5
PREMIÈRE PARTIE	
GÉNÉRALITÉS	
LE CADRE GÉOGRAPHIQUE .....	9
ÉLÉMENTS STRUCTURAUX.....	11
LES TERRAINS .....	13
TERRAINS SECONDAIRES. ....	14
JURASSIQUE .....	14
<i>Aalénien</i> .....	14
<i>Bajocien</i> .....	14
<i>Bathonien</i> .....	15
<i>Callovien</i> .....	15
<i>Oxfordien</i> .....	17
<i>Lusitanien</i> .....	18
<i>Kimméridgien</i> .....	19
<i>Portlandien</i> .....	23
CRÉTACÉ.....	24
<i>Valanginien</i> .....	24
<i>Hauterivien</i> .....	27
<i>Urgonien</i> .....	28
<i>Crétacé moyen</i> .....	29
<i>Crétacé supérieur</i> .....	30
TERRAINS TERTIAIRES. ....	31
NUMMULITIQUE .....	31
<i>Eocène</i> .....	31
<i>Oligocène</i> .....	32
<i>Néogène</i> .....	34
TERRAINS QUATERNAIRES .....	36
TECTONIQUE .....	38
RÉGION JURASSIENNE .....	38
Chaînes occidentales .....	38

Chaîne du Mont du Chat .....	40
Chaîne de La Chambotte, Montagne des Princes .....	44
Les chaînes jurassiennes de Chartreuse .....	47
RÉGION MOLASSIQUE .....	48
RÉGION SUBALPINE .....	49
Les faisceaux de plis du Nord de la Chartreuse .....	50
Les clivages du Mont de Joigny .....	52
Le massif de Curienne .....	54
Du Nivolet à la vallée de Chéran .....	54
La chaîne du Margériaz et les chaînes occidentales des Bauges .....	60
<i>Relations entre Bauges et Chartreuse :</i>	
<i>La cluse de Chambéry .....</i>	61
<i>Quelques phénomènes pseudo-tectoniques .....</i>	64

DEUXIÈME PARTIE

DESCRIPTION D'ITINÉRAIRES

<i>Excursion I : Cluse de La Balme, Col du Mont du Chat.....</i>	69
<i>Excursion II : De Chambéry vers Novalaise et au Mont du Chat .....</i>	80
<i>Excursion III : Pont Saint-Charles, vallée du Merdarel, La Combaz, Dent du Corbelet.....</i>	85
<i>Excursion IV : Partie Nord du Mont du Chat, décoiffement de Serrières-en-Chautagne, chaîne de la Chambotte ....</i>	91
<i>Excursion V : Les plis jurassiques et berriasiens de la Chartreuse septentrionale .....</i>	99
<i>Excursion VI : Vallée du Guiers et Col de l'Alpe (Valfroide) .....</i>	104
<i>Excursion VII : Synclinal de l'Alpette et Col de Bellefont. ....</i>	116
<i>Excursion VIII : Mont Saint-Michel, vallée de la Boisserette .....</i>	121
<i>Excursion IX : Pointe de la Galoppaz, Combe Noire.....</i>	127
<i>Excursion X : Anticlinal de Lémenc, Nivolet, Col de la Doria .....</i>	133
<i>Excursion XI : Le Revard synclinal des Déserts.....</i>	143
<i>Excursion XII : Aix-les-Bains, vallée du Chéran, synclinal des Aillons, Grand Colombier .....</i>	148
<i>Excursion XIII : Une échappée vers les terrains les plus anciens : la colline de La Table et la haute vallée du Gelon .....</i>	153
CONCLUSIONS GÉNÉRALES. Les phénomènes orogéniques dans la région chambérienne .....	159
BIBLIOGRAPHIE .....	167

ACHEVÉ D'IMPRIMER  
SUR LES PRESSES DES  
IMPRIMERIES RÉUNIES  
DE CHAMBÉRY  
EN OCTOBRE MCMLXIII