

---

# LE FRONT SUBALPIN SEPTENTRIONAL

par Paul GIDON

---

Les massifs subalpins septentrionaux, et notamment leurs plis frontaux, présentent des caractères très spéciaux qui permettent de confirmer et de préciser, pour cette région, les idées de la tectonique d'écoulement par gravité.

Le but de cet article est moins de présenter des observations nouvelles que de rassembler, en les comparant, certaines connaissances acquises sur les massifs subalpins. De ces comparaisons vont naître des idées qui, à ma connaissance, n'ont jamais été formulées en termes explicites, et dont certaines me semblent nouvelles.

Considérons tout d'abord le massif de la Grande-Chartreuse. Dans sa partie la plus septentrionale, près de Chambéry, ses plis les plus externes sont refoulés sur le Miocène de la zone molassique. Ce refoulement est souligné par un contact anormal qui se prolonge au col du Mollard, entre le Montfreid et le chaînon de l'Outheran. Tectoniquement, l'Outheran appartient donc au Jura, bien qu'au point de vue purement géographique il s'intègre à la Chartreuse.

Si nous examinons maintenant les faciès des terrains, nous constaterons qu'à l'Est du col du Mollard, ils sont typiquement dauphinois. A l'Ouest par contre, dans la chaîne de l'Outheran, la base du Crétacé a le faciès des marbres bâtards du Jura, passant peu à peu vers le Sud aux marno-calcaires d'aspect herriasien. Quant au Valanginien moyen, il se présente sous forme de calcaires zoogènes à Brachiopodes, Rudistes et Polypiers.

Ainsi, quel que soit le point de vue d'où on le considère, ce chaînon externe de la Chartreuse est jurassien.

La faille de refoulement du Mollard constitue donc bien la ligne de séparation des zones subalpines et jurassienne. Elle peut être suivie vers le Sud, où elle sépare Saint-Pierre-d'Entremont de la Roche-Véran, puis, à travers la forêt des Eparres, gagne le versant Ouest du Grand Som [3]. Au delà, cette ligne de refoulement se raccorde au pli-faille de la Chartreuse (base du Néron) et passe en Vercors d'où elle détache le pli-faille du Moucherotte. C'est par erreur qu'on a prolongé la faille de Chartreuse par une grande faille passant au col de Couz entre l'Outheran et la chaîne de l'Épine-Mont du Chat<sup>1</sup>. Cette dernière faille, d'ailleurs discontinue en fait, ne limite que des refoulements mineurs et, bien souvent verticale, n'est alors qu'une de ces failles d'effondrement longitudinales, si fréquentes dans notre Jura méridional.

Fait remarquable, l'épisode zoogène des « calcaires grossiers de Montagnole », dans le Berrias, ne descend guère au Sud de Saint-Pierre-d'Entremont dans la partie orientale de la Chartreuse, encore ce faciès s'éloigne-t-il beaucoup des faciès jurassiens. A l'Ouest de la grande faille Néron-col du Mollard, les calcaires zoogènes jurassiens sont bien connus dans le Jurassique supérieur et le Berrias au-dessus de Saint-Laurent-du-Pont; dans le Valanginien de la Grande Sure; et enfin, mais de moins en moins développés, dans le Berrias affleurant au Nord-Est du Chevallon, en bordure même de la cluse de l'Isère.

Tous ces faciès jurassiens sont compris entre la Grande faille de Chartreuse et la faille de Voreppe, dans une région dont la tectonique est typiquement jurassienne, alors qu'une tectonique subalpine n'apparaît qu'à l'Est du refoulement Néron-col du Mollard. On voit donc que, si la Chartreuse est un massif géographiquement homogène, le géologue doit y voir un complexe de deux unités : des chaînons jurassiens à l'Ouest, formant sensiblement le tiers du massif, sur lesquels est refoulée, le long d'un véritable « front subalpin » limité par le pli-faille Néron-col du Mollard, la véritable chaîne subalpine.

Le simple examen de la feuille Grenoble au 80 000<sup>e</sup>, malgré ses défauts, révèle un autre fait intéressant : nulle part à l'Est du front subalpin nous n'observerons de terrains plus récents que le Sénonien. Par contre, à l'Ouest de ce front, se développent largement les affleurements molassiques miocènes qui, ainsi, nous paraissent différencier eux aussi la zone jurassienne de la zone subalpine.

---

<sup>1</sup> Notons cependant que le schéma donné par L. MORET (Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200 000<sup>e</sup>, pl. A) fournit de cette région une interprétation parfaitement exacte.

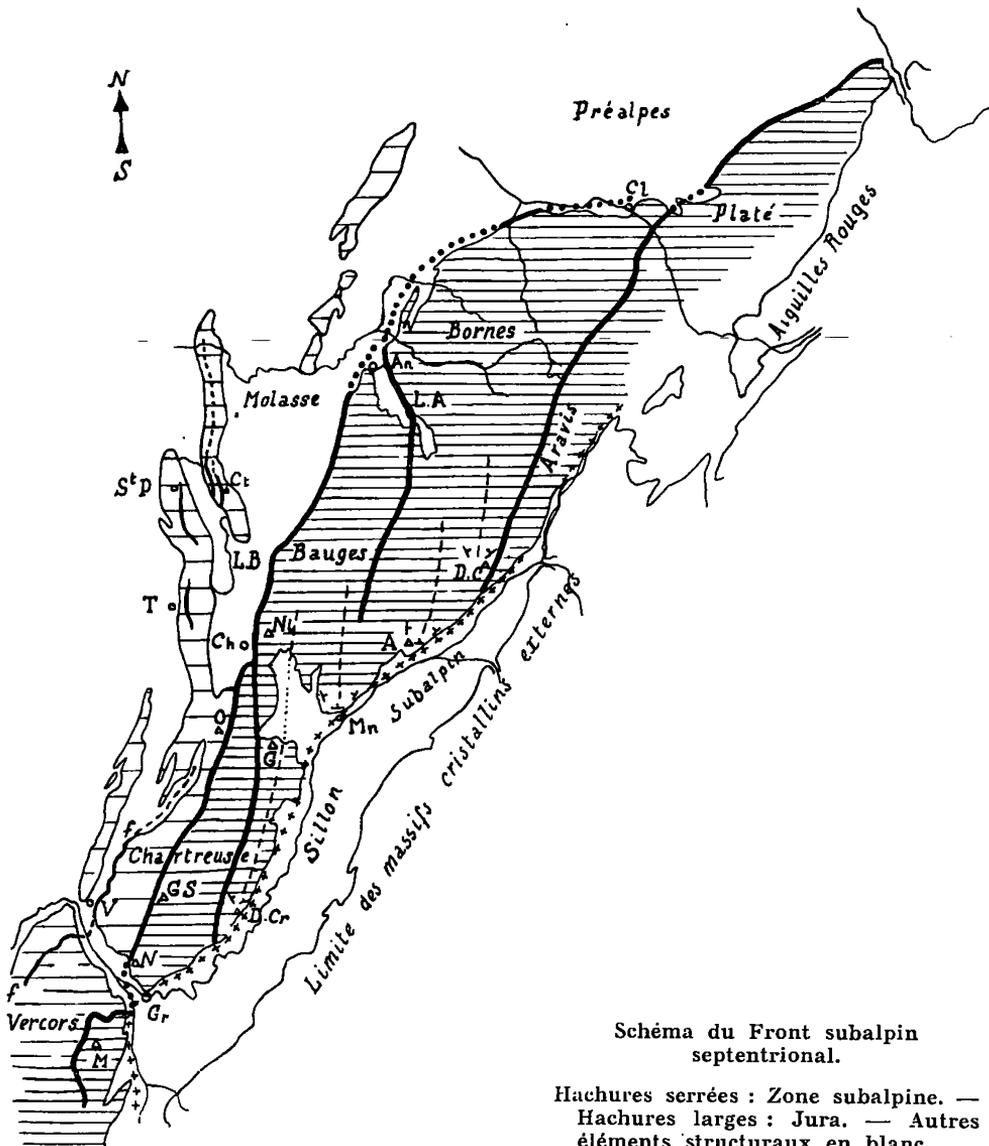


Schéma du Front subalpin septentrional.

Hachures serrées : Zone subalpine. —  
Hachures larges : Jura. — Autres éléments structuraux en blanc.

- ~~~~~ plis frontaux subalpins.
- f-f-f Faille de Voreppe.
- +++++ Bord subalpin (limite du Tithonique).
- Synclinaux atteignant le bord subalpin.

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



Si maintenant nous passons en Vercors, les développements précédents nous amèneraient à conclure que seul le pli-faille du Moucherotte appartient en propre à la zone subalpine. Cette idée, d'ailleurs, trouverait un appui dans le fait que le plateau du Vercors a reçu, comme le Jura, des dépôts miocènes marins, bien développés dans le synclinal de Lans. De même, la tectonique de ce massif est assez typiquement jurassienne.

Cependant, nulle part dans le soubassement des hauts plateaux du Vercors nous ne pouvons noter de faciès jurassiens. Par ailleurs, le raccordement, au Sud, des assises du Moucherotte et de celles qui constituent le reste du Massif nous obligent à considérer ce dernier comme véritablement subalpin. Mais comme sa structure se prolonge évidemment par la partie jurassienne de la Chartreuse, nous voici amenés à voir, dans les chaînons les plus méridionaux et les plus orientaux du Jura, un feston occidental détaché des chaînes subalpines, s'isolant de plus en plus largement de ces dernières, à mesure qu'on remonte vers le Nord.



Les synclinaux des chaînes subalpines présentent certains caractères communs qui, à ma connaissance, n'ont pas été mis en évidence. Quatre d'entre eux, parmi les plus importants, atteignent le bord subalpin : le synclinal de l'Alpette, allant du Granier à la Dent de Crolles; le synclinal des Aillons qui, du lac d'Annecy au Nord, passe par le col de Leschaux et vient se terminer à La Thuile, au-dessus de Montmélian; le synclinal de la Dent d'Arclusaz, rétréci au Nord à la base orientale de la Pointe d'Arcalod; enfin le synclinal de la Dent de Cons, prolongeant, au Sud-Est de Faverges, le grand synclinal de Serraval.

Or les extrémités Sud de ces synclinaux, sur le bord subalpin, présentent le caractère commun d'une terminaison périclinale. Peu spectaculaire, mais réelle à la Dent de Cons, cette disposition devient évidente à la Dent de Crolles et présente un aspect presque schématique à La Thuile et surtout à la Dent d'Arclusaz.

Que conclure de cette disposition ? Il serait peu croyable que l'œuvre d'érosion fluviale, due à l'Isère, ait respecté systématiquement les extrémités périclinales de tous les synclinaux atteignant le bord subalpin. Leur persistance nous engage donc 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 le substratum des chaînes cristallines externes. Nous rejoignons par ce détour les idées désormais classiques de MM. M. GIGNOUX et L. MORET.

\*\*

Il est facile de constater qu'en dehors du Vercors, dont nous avons vu les attaches jurassiennes, aucun de nos massifs subalpins septentrionaux ne contient de terrains plus récents que l'Aquitainien. Encore faut-il remarquer que le Chattien et l'Aquitainien, chaque fois que leur origine a pu être identifiée, se sont montrés des formations continentales ou lagunaires. Quant au Miocène marin, on ne l'observe, comme je l'ai fait remarquer, que dans les parties jurassiennes de la Chartreuse et leur prolongement en Vercors.

Pendant les couches aquitaniennes des Bauges et des Bornes ont été plissées avec le massif, et le front subalpin dans ces deux massifs est renversé sur l'Oligocène supérieur. Dans le Sud des Bauges et en Chartreuse, de même qu'à son prolongement du Moucherotte, c'est sur le Burdigalien et même le Vindobonien que vient chevaucher ce front subalpin.

Ainsi donc l'émergence, le soulèvement des massifs subalpins a été antérieur à leur période de plissement principal, Post-Miocène.

Une orogénèse par serrage aurait dû plisser d'abord les couches et, secondairement, les soulever. Nous voyons que l'inverse s'est produit. Le serrage n'est plus admissible. D'autres observations d'ailleurs vont nous le confirmer.

On s'attendrait, en cas de serrage, à ce qu'une chaîne comme le Jura soit plus intensément plissée, dans les régions où elle est directement chevauchée par la zone subalpine, que dans celles où elle en est séparée par la plaine molassique : les plissements post-miocènes subalpins sont en effet ici synchrones de ceux du Jura. Or la chaîne de l'Outheran et la partie Sud de la chaîne de l'Epine-Mont du Chat, qui ont encaissé directement la compression du Massif de la Chartreuse, n'ont que peu de complications de structure. Ce sont des anticlinaux simplement déversés à l'Ouest. et coupés longitudinalement par des failles d'effondrement.

J'ai montré [4] l'existence de complications d'allure subalpine, avec empilement de plis-failles, dans le chaînon jurassien de la Chambotte, et cette structure a été retrouvée plus au Nord dans la même chaîne par P. DONZE et S. MARCHAND [2]. Mais, si la partie la plus méridionale et d'ailleurs 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 du front subalpin par 13 kilomètres de molasse. De même, le pli-faille de Trouet, au Mont du Chat [5] est à 10 kilomètres des derniers contreforts subalpins, tandis que les plis-failles de Saint-Pierre de Curtille [1] en sont à près de 20 kilomètres.

Comme on le voit, il n'y a aucun rapport observable entre la proximité du refoulement subalpin et la plus ou moins grande intensité des plissements du Jura. Cette observation, défavorable à la notion de « *serre* », de poussée venue de l'Est, nous ramène elle aussi à la conception d'un écoulement des terrains sur un bombement, une intumescence profonde. Nous allons pouvoir préciser mieux les modalités de formation de cette intumescence.



L'étude du front subalpin nous a montré, entre Chartreuse et Vercors, le passage des plis subalpins les plus externes (Grand-Som, Néron) au Moucherotte, c'est-à-dire au pli le plus interne du Vercors. Remontons au Nord. Depuis longtemps on sait que le synclinal du Granier-Dent de Crolles, pli le plus interne de la Chartreuse, prolonge vers le Sud le synclinal des Déserts et l'anticlinal supérieur du Nivolet, pli le plus externe des Bauges.

Bornes et Bauges constituent à peu près une même unité, dans laquelle cependant L. MORET [7] 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 [6] 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 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.

Cette disposition demande une hypothèse explicative, sans nous livrer pourtant ici à la recherche des causes, envisagée par J. GOGUEL, des différences de style entre la nappe de Morcles et les massifs subalpins. Quelques considérations complémentaires vont nous aiguiller vers une solution possible.

Nous constatons que 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 Chattien 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 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 fut 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 de la tectonique subalpine, et la disposition si particulière des festons du front subalpin.

## BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. Ayme (J.-M.) (1951). — Structure géologique de la Montagne de la Charvaz (*Bulletin de la Soc. Hist. Nat. de Savoie*, t. XXVII, p. 89).
  2. Donze (P.) et Marchand (S.) (1950). — Sur la structure du Mont Clergeon (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, p. 77).
  3. Gidon (M.) (1954). — Etude géologique de la dépression de Saint-Pierre-d'Entremont (*D.E.S., Grenoble*).
  4. Gidon (P.) (1949). — Sur la géologie de la Chambotte, extrémité septentrionale de la rive Est du lac du Bourget (*C. R. Soc. Géol. Fr.*, 24 janvier 1949).
  5. Gidon (P.) (1951). — Les chaînes jurassiennes du Mont Tournier et du Mont du Chat (*B. Serv. Carte Géol.*, 232, t. XLIX, p. 163).
  6. Goguel (J.) (1951). — Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins (*B. Soc. Géol. Fr.*, 6<sup>e</sup> série, t. I, p. 439).
  7. Moret (L.) (1934). — Géologie du Massif des Bornes et des klipptes préalpines des Annes et de Sulens (Hte-Savoie) (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouvelle série, t. X, mem. n° 22).
-