© OBSERVATIONS NOUVELLES SUR LA TECTONIQUE DU BORD SUBALPIN ENTRE GRENOBLE ET LE MONT AIGUILLE

par Jacques DEBELMAS

On sait que le trait tectonique essentiel de cette partie de la bordure orientale du Vercors est l'existence de redoublements des séries, amenant la répétition de l'une ou l'autre des grandes falaises tithonique ou urgonienne qui jouent le rôle morphologique essentiel de ce versant : redoublement de l'Urgonien dans le massif du Moucherotte, du Tithonique à l'Epérimont (près de Vif) et dans les environs de Gresse.

On trouvera dans l'ouvrage fondamental de M. GIGNOUX et L. MORET (1952) l'historique de l'interprétation de ces accidents, sur lequel je ne reviendrai pas ici.

Ayant été chargé de coordonner les contours de la 3° édition de la feuille Vizille au 1/80.000°, j'ai éprouvé certaines difficultés d'interprétation dans le massif du Moucherotte. Plus au S, les levés de J. Goguel différaient par places assez sensiblement de ceux de R. Lambert et des miens. Bref, une révision d'ensemble s'imposait. Elle était d'autant plus justifiée que l'évolution des idées tectoniques (rôle de la gravité, mouvements différentiels) pouvait nous amener à une conception nouvelle de certaines structures.

I. — LE MASSIF DU MOUCHEROTTE

On sait qu'il s'agit d'un grand pli couché vers l'W, étalé sur le bord oriental du synclinal de Lans, synclinal dont la partie médiane est accidentée vers le N, par le pli anticlinal faillé de Sassenage - St-Nizier.

La série refoulée comprend, sous l'Urgonien de la crête sommitale, les calcaires barrémiens (barre sous le collet de Château Bouvier), les marno-calcaires hauteriviens (Sentier de la Vie), les calcaires du Valanginien supérieur (Rochers Roux), les marnes valanginiennes (Haut-Seyssins, Seyssinet). Il n'y a aucune raison pour séparer celles-ci de la série de Comboire qui leur fait normalement suite, ainsi qu'on peut s'en rendre compte par le passage marnes valanginiennes - Berriasien, entre l'extrémité N du Rocher de Comboire et le village de Seyssins.

La série refoulée se continue donc par le Berriasien, le Tithonique et le Kimméridgien de Comboire 1.

L'appartenance de cette série de Comboire à l'unité charriée expliquerait son décalage vers l'W, car elle n'est pas du tout dans le prolongement de la barre tithonique du bord subalpin (alignement La Bastille - Rochefort).

Nous allons maintenant examiner successivement:

- 1° La région frontale du pli;
- 2° Le talus oriental du massif du Moucherotte.

1. La région frontale.

Le panorama classique permettant de déchiffrer la disposition de cette région est celui des Trois Pucelles, vu de la route de Saint-

¹ Dans le détail, ce rocher de Comboire se montre formé par deux petites écailles qui se chevauchent. Cette disposition, déjà connue de P. LORY (1931), est visible sur les abrupts du versant E.

L'écaille supérieure est la plus importante et forme la presque totalité du rocher. Les termes inférieurs au Tithonique (Kimméridgien et Séquanien) bien développés dans la partie S, viennent se laminer à la rencontre de l'écaille inférieure qui, plus réduite à l'affleurement, ne montre que son Tithonique et son Kimméridgien. Cette écaille inférieure disparaît très vite vers le N sous les éboulis et les alluvions du Drac si bien que les derniers affleurements de Tithonique (derrière les bâtiments de l'usine à ciment) appartiennent à l'écaille supérieure.

Nizier, quelques centaines de mètres avant la station des Guillets (fig. 1).

Dans les dalles redressées des Pucelles, la masse urgonienne inférieure n'est représentée que par la dalle la plus orientale; par contre, elle forme la presque totalité du socle dans lequel on voit

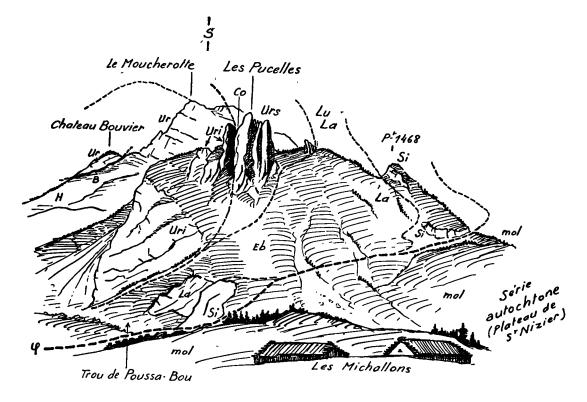


Fig. 1. — Les Pucelles et le Moucherotte, vus du plateau des Guillets, près de St-Nizier (H. Hauterivien; B. Barrémien; Ur. Urgonien; Uri. masse urgonienne inférieure; Co. Couche à Orbitolines; Urs. masse urgonienne supérieure; Lu. Lumachelle; La. Lauzes; Si. Calcaires à silex; Mol. Miocène; φ. Surface de chevauchement de la série du Moucherotte).

les bancs pendre vers l'E, par renversement complet. La masse urgonienne supérieure forme les Trois Pucelles proprement dites, mais elle se lamine très vite dans le socle, ainsi d'ailleurs que la lumachelle et l'Albien. Les lauzes et les calcaires à silex se retrouvent, les premières au-dessus des seconds, donc en série renversée, pendant vers l'E, très tectonisés, dans la falaise qui domine le trou de Poussa-Bou.

Ainsi, dans un seul panorama, on a le flanc normal du pli (Moucherotte), la verticalité de la charnière (Pucelles) et le pendage E du flanc inverse (Poussa-Bou). C'est là une des plus belles visions tectoniques des environs de Grenoble. Toutefois, en examinant les choses de près, on est amené à retoucher les coupes classiques. Lorsqu'on examine soigneusement les pendages des termes supérieurs de la série, à l'W des Pucelles, on constate que la lumachelle est encore verticale, les lauzes le sont moins, surtout vers le bas : leur pendage est légèrement W. Enfin, dans les calcaires à silex (Bec de Bataillon), les bancs pendent franchement vers l'W, ainsi d'ailleurs que l'avait déjà remarqué F. Jacquet (1933).

Autrement dit, le mouvement de torsion est inscrit dans les bancs urgoniens rigides, mais il ne se transmet pas de facon régulière à l'enveloppe plus souple de ce noyau dur : il y a étalement par plasticité et gravité de l'enveloppe de la charnière frontale du pli. Détaillons le phénomène : dans le flanc normal, un ensemble de petits décollements se faisant parallèlement aux strates, fait que ceux-ci glissent les uns sur les autres indépendamment du noyau. Ce mouvement se superposant à une viscosité de l'ensemble du pli, fait que le flanc normal de l'enveloppe tend à s'écouler vers l'W, en dépassant le noyau et en s'affaissant par gravité. C'est ce stade du phénomène que montre le panorama des Pucelles. Mais le plus souvent, et nous en verrons un très bel exemple sur toute la bordure W du massif du Moucherotte, il ne tarde pas à y avoir séparation entre le flanc normal et le flanc inverse de cette enveloppe, flanc inverse qui est d'ailleurs réduit à très peu de chose, à savoir la retombée de la charnière. Dès lors, les différents termes du flanc normal vont jouer librement, à la facon de cartes à jouer dont on ferait glisser un paquet sur un plan incliné. La notion de charnière frontale a disparu.

Cette indépendance entre les différents termes du pli, indépendance liée aux différences de propriétés physiques (plastiques) de ces termes, est une notion assez nouvelle, contraire à celle « des cylindres bien réglés » que constituaient les plis dans les idées des premiers tectoniciens. Cette conception, répétons-le, doit toujours être intimement associée à celle de la viscosité des roches qui permet seule de comprendre pourquoi l'indépendance de ces termes au niveau d'une charnière se fait sans laisser de vides.

Ces mouvements dysharmoniques, conséquence d'une somme de « mouvements différentiels » que met en évidence cette coupe des Pucelles, vont se retrouver sur tout le front du chevauchement du pli du Moucherotte, jusqu'au delà du Col de l'Arc. Nous y reviendrons.

Nous allons maintenant examiner les limites de la masse charriée.

a) Vers l'E, entre les Pucelles et les Perrières des Vouillants.

La limite entre la masse du pli couché et le substratum est jalonnée, entre la gare de Pariset et le Haut-Seyssinet, par une grosse écaille considérée tantôt comme un reste du flanc inverse du pli couché (M. Gignoux et L. Moret), tantôt comme un lambeau retroussé du substratum (F. Jacquet).

Sur la plateforme de la gare de Pariset, on voit des lauzes redressées à la verticale. Elles reposent sur les calcaires à silex de la Grotte des Sarrazins qui font partie du synclinal des Vouillants (pendage E à la grotte, NW sous la Tour). En descendant l'ancienne voie ferrée, on voit apparaître sous les lauzes, avec un pendage N-NW pas très accusé, le Gault, qui se devine plus qu'il ne se voit, sous la forme de sables verts donnant une petite combe boisée, puis une très belle lumachelle, et enfin l'Urgonien. Au delà, on arrive dans une zone de prairies où bientôt affleurent le calcaire du Fontanil et les marnes valanginiennes de la série charriée.

En remontant au contraire l'ancienne voie ferrée, au delà de la gare, on continue à trouver les lauzes, redressées (formant un rocher pointu bien visible en amont de la gare); puis le pendage s'atténue et ces lauzes disparaissent sous le glaciaire. Néanmoins, beaucoup plus haut dans la pente, au S du hameau des Perrières, ces lauzes sont normalement surmontées par les calcaires à silex, et l'ensemble de ce Sénonien vient en contact anormal avec les calcaires valanginien supérieur des Arcelles (série charriée). Les conditions d'observation sont extrêmement mauvaises en raison de la végétation, mais on ne voit pas le Crétacé supérieur s'enfoncer sous le Valanginien. Ainsi, cette série de la gare de Pariset apparaît en série normale et, de plus, il ne s'agit pas pour moi d'un rebroussement du substratum, ni même d'un fragment du flanc inverse du pli couché, mais nous avons là un fragment de la région frontale de ce pli, détaché de celle-ci au cours de son avancée vers l'W, et resté à la traîne, probablement assez bousculé ensuite par le passage de la masse principale de la série charriée, mais resté en marge de celle-ci.

Un prolongement, ou plus probablement un fragment de ce complexe, se retrouve extrêmement laminé beaucoup plus bas dans la pente, donc plus à l'E, au S du Château de Beauregard, dans le fond d'un vallon descendant vers le Haut-Seyssinet. On retrouve là, sur une dizaine de mètres, la même série qu'à la gare de Pariset : l'Urgonien, la lumachelle, les sables verts albiens et peut-être la

base des lauzes, très broyée (nodules crayeux blancs, pulvérulents). L'Urgonien seul se prolonge dans le fond du vallon, presque jusqu'au grand tournant de la route de Seyssinet. Ces termes reposent sur les lauzes du château de Beauregard, très saines, polies par les glaciers et à pendage N, appartenant à la série des Vouillants.

b) La région frontale du pli, entre les Pucelles et Villard-de-Lans (fig. 2, coupes 4 à 8; fig. 3 et 4).

Nous avons dit que la butte du Volant, malgré son faible pendage W, appartenait à la série charriée, donc reposait sur les conglomérats miocènes du plateau de Lans. A vrai dire, la superposition n'est pas visible au pied même du Volant, mais au niveau d'un lambeau identique, situé à 1 km. plus au S, peu au-dessus de la route, sur le parallèle de la ferme Giraud.

Au delà, F. JACQUET faisait passer le contact entre série charriée et autochtone par le Bois des Traverses, séparant ainsi le Sénonien de ce lieu et la grande table urgonienne du Bois des Ramés.

En réalité, ce Sénonien est le prolongement de celui du Volant. On peut se rendre compte de la superposition Crétacé-Miocène au voisinage du hameau des Jailleux, près de Lans: le conglomérat miocène forme les prairies et les champs cultivés entourant le hameau. A l'orée du bois, apparaissent subhorizontales, donc ne s'enfonçant pas sous le Miocène mais passant au-dessus, les lauzes (beau faciès à Bryozaires), puis les calcaires à silex (fig. 2, coupe n° 5).

Il y a mieux: au S du Peuil de Lans, au voisinage de la ferme Mollard et Meilloux, on voit les lauzes (horizontales dans tout le soubassement de la butte de la Grande Côte et de Bois Sigu) dessiner une charnière qui s'emboutit dans le Miocène des Françons. Et à quelques centaines de mètres de là, derrière les maisons supérieures du hameau du Chapot, cette charnière chiffonnée montre, sur son parement externe W, un petit lambeau de calcaire à silex conservé à la surface des lauzes, s'incurvant avec elles, mais sans continuité avec les calcaires à silex du point 1336 de la Grande Côte (fig. 2, coupe n° 6; et fig. 4).

Autrement dit, toute la série des Traverses - Bois Sigu - Grande Côte appartient à la série du Moucherotte. On doit avancer vers l'W la limite entre cette série et l'autochtone. Elle passe aux Jailleux, au Peuil, à Mollard et Meilloux, aux Blancs, aux Issards.

Vers la ferme Roux, on se trouve au débouché du vallon glaciaire tortueux qui descend du Col de l'Arc. La rive droite de ce ravin est faite des lauzes et calcaires à silex, à pendage W, prolongeant ceux de la Grande Côte. Mais la rive gauche montre une banquette

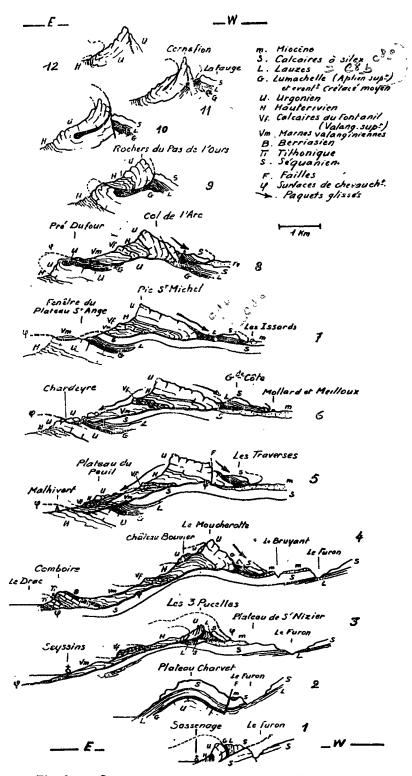


Fig. 2. — Coupes sériées dans le massif du Moucherotte.

très inclinée vers l'W de calcaires à silex. Leur pendage permet de les faire passer très facilement sous les lauzes de la rive droite. Le Glaciaire masque partout malheureusement le contact. Cette banquette se suit jusque dans les abrupts qui dominent la Fauge (fig. 4) où l'on voit ces derniers calcaires à silex terminer normalement la série stratigraphique de ce lieu: ils appartiennent donc à l'unité autochtone: le synclinal de Villard-de-Lans, prolongement de celui de Lans.

Donc le Crétacé supérieur de la série charriée ne dépasse pas le vallon montant de Villard-de-Lans au Col de l'Arc.

Pour saisir toute la disposition du front de la série charriée, nous allons maintenant voir quel est le comportement de l'Urgonien.

Au S des Pucelles, sur tout le glacis occidental du Moucherotte, le pendage est régulier vers l'W. Aucune charnière n'est visible en raison de la végétation.

A partir de la latitude du Roc Deinde, le bord W de cette vaste banquette se relève et montre même localement un pendage E. Cette faille s'atténue très vite et disparaît à la hauteur de la ferme des Jeux.

Au delà, la grande banquette reprend sa régularité et la conserve jusqu'au Pic St-Michel et à la coupure du Col de l'Arc.

Là, cet Urgonien montre une très belle charnière avec déversements des bancs vers l'W. Cette charnière est extrêmement classique et pourtant la disposition des différentes couches ne semble pas avoir été analysée de près.

La fig. 4 A, dessinée des rochers du versant opposé du col, montre nettement qu'il existe un glissement différentiel très net de la partie supérieure de l'Urgonien par rapport à la couche à Orbitolines : la torsion qui affecte si nettement la masse inférieure de cet Urgonien ne s'est pas conservée dans la masse supérieure qui s'est cassée en deux, la partie correspondant à l'ancien flanc normal a continué à avancer vers l'W, en glissant sur les couches plus marneuses de la vire à Orbitolines : elle montre d'ailleurs à son front une légère torsion des bancs, sorte de nouvelle petite charnière.

La partie correspondant au début de l'ancien flanc inverse est restée dans sa position primitive, coincée sous la masse urgonienne inférieure.

En résumé, la région frontale du pli-couché du Moucherotte nous montre un splendide exemple de glissements différentiels. Au cours de la mise en place de ce pli, l'Urgonien, qui était directement

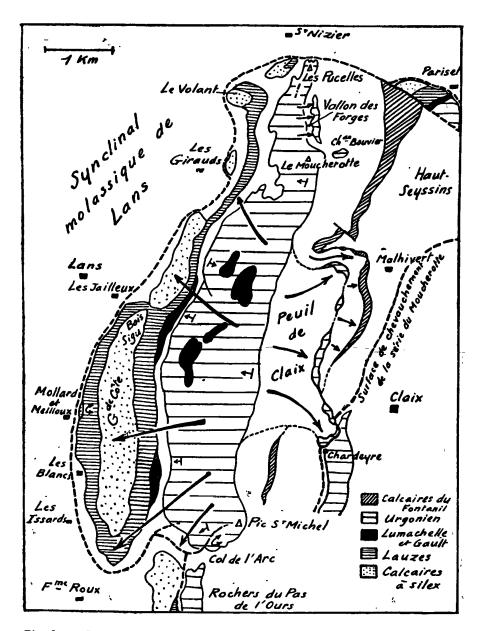


Fig. 3. — Carte structurale schématique du massif du Moucherotte. Le Miocène et les niveaux marneux néocomiens (Hauterivien, Valanginien) ont été laissés en blanc.

au contact de l'autochtone, s'est souvent replié en charnière, du fait de la résistance offerte par ce dernier à son écoulement.

Par contre, moins freinés, les termes supérieurs à l'Urgonien ont continué à glisser en avant sur un niveau relativement plus plastique: la lumachelle et la base des lauzes. Tout cet édifice supérieur n'a pas d'ailleurs glissé en un seul bloc, mais probablement par une infinité de petits glissements différentiels se produisant presque banc par banc². Tous ces termes supérieurs ont donc dépassé la ligne atteinte par l'Urgonien et sont, à leur tour, entrés en contact avec le substratum autochtone sur lequel ils ont glissé encore quelque temps avant de s'arrêter. Au cours de ce mouvement et comme cela s'était produit pour l'Urgonien, la résistance à l'écoulement offerte par le substratum s'est traduite par la formation de petites charnières frontales (hameau de Mollard et Meilloux).

Nous avons même vu qu'en un point (Col de l'Arc), la masse supérieure de l'Urgonien, après réalisation de la charnière, avait suivi le mouvement des termes supérieurs et avait, elle aussi, continué à glisser en avant pour son propre compte, en édifiant une nouvelle petite charnière frontale.

Quant à la nature de ce substratum autochtone, c'est tantôt le Miocène (au N, bassin de Lans), tantôt le Crétacé supérieur (au S, bassin de Villard-de-Lans 3).

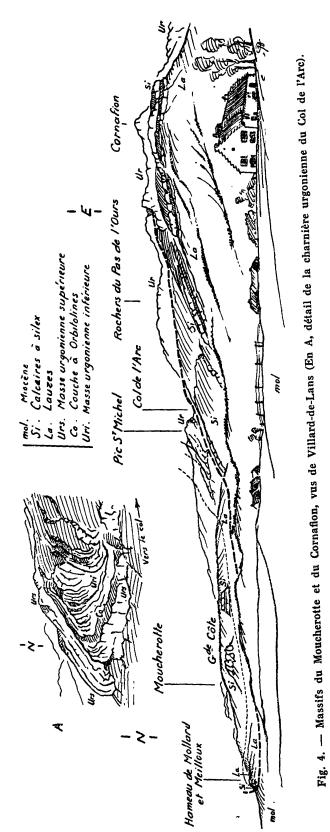
c) La région frontale du pli du Moucherotte (s. l.) du Col de l'Arc à sa terminaison S (fig. 2, coupes 9 à 12).

A partir du Col de l'Arc, les termes supérieurs à l'Urgonien de la série charriée ont disparu. Cet Urgonien entre ainsi en contact direct avec le Sénonien de Villard-de-Lans. La charnière frontale (de structure beaucoup plus simple) se lit encore dans le pendage des couches sur le versant S du col. La crête urgonienne sommitale montre toujours un pendage W, comme plus au N. Ce pendage s'accentue progressivement, puis les bancs deviennent verticaux dès le sommet coté 2012 et enfin se renversent (pendage E) plus au S (Rochers du Pas de l'Ours, partie N).

Autrement dit, la crête sommitale correspond au passage de la charnière du pli, et c'est la raison pour laquelle le Crétacé supérieur charrié ne dépasse pas la latitude du Col de l'Arc.

 $^{^2}$ Et probablement aussi par une série de petits décrochements locaux que l'on observe fréquemment.

³ De fait, on sait que la fenêtre du Plateau St-Ange laisse apercevoir du Crétacé supérieur, et non du Miocène, sous le Valanginien du pli-couché.



Sur la crête des Rochers du Pas de l'Ours, un petit col pratiquement infranchissable, où l'Urgonien est réduit en purée et transformé en une magnifique brèche tectonique jaune vif, bien visible d'ailleurs de Villard-de-Lans (voir fig. 4), marque le contact entre la série charriée et l'autochtone formé maintenant de l'Urgonien du Cornafion. Sans cette brèche tectonique, le contact des deux unités serait difficilement visible (Urgonien sur Urgonien). Cette brèche se suit quelque temps dans le versant E des Rochers du Pas de l'Ours puis disparaît, mais les contournements que l'on observe dans les bancs urgoniens, au bas des pentes, doivent correspondre au raccord entre la série supérieure et la série inférieure normale.

La séparation nette de ces deux séries n'est guère visible: au fond, il est peut-être illusoire de chercher à la voir nettement: si l'on est profondément convaincu de l'écoulement par gravité des unités tectoniques et qu'on l'assimile ainsi à celui d'un glacier, on peut très bien concevoir que les deux Urgoniens mis en présence se sont modelés l'un à l'autre et adaptés réciproquement, ainsi que l'auraient fait deux blocs de glace mis en contact prolongé.

2. Le talus oriental du Moucherotte.

Dans sa partie N (entre le sommet du Moucherotte et Seyssins), l'érosion (?) a entaillé la carapace du pli-couché presque jusqu'au niveau de la charnière; aussi, dans cette partie N, les pendages sont-ils confus. De plus, l'ensemble du pli-couché est assez redressé vers l'W (« il monte à l'assaut du Vercors »). Aussi, par places, les pendages sont-ils presque parallèles à la pente : ainsi s'expliquent les grandes surfaces d'affleurement des différents termes : Hauterivien (sentier de la Vie); Calcaires du Fontanil (depuis les Arcelles jusqu'au Haut-Seyssins, avec même le lambeau résiduel des Perrières); marnes valanginiennes (Seyssins-Seyssinet).

Lorsqu'on se déplace vers le S, le pli se couche davantage vers l'W, en se déversant peu à peu : il finit par devenir plongeant. Nous verrons que cette disposition permet à son substratum de réapparaître à partir du village de Claix.

Auparavant un fait important mérite d'être signalé: la suppression de tout le glacis oriental du Moucherotte n'est peut-être pas dû à la seule érosion. Le volume de matière dont on dispose n'est tout de même pas illimité. Les conceptions actuelles sur l'écoulement par gravité permettent très bien de supposer que la masse urgonienne actuelle représente la plus grande partie de la masse charriée et qu'ainsi la disposition présente peut être assez proche de celle réalisée à la fin de l'écoulement. Autrement dit, le glacis oriental n'a peut-être jamais existé, ou du moins a pu exister sur une forme assez chaotique et discontinue de blocs restés à la traîne. J'en verrais volontiers une preuve dans l'existence du lambeau urgonien de Château-Bouvier, faiblement incliné vers l'E, qui repose en discordance sur son socle barrémien.

Or, fait qui a été signalé à nombreuses reprises par P. Lory. (1929, 1931, 1940), ce pendage E se retrouve dans le bas du versant E du Moucherotte, alors que plus au S et plus au N, le pendage W est de règle.

Ainsi apparaît en ce point un paquet de calcaire urgonien assez chaotique, reposant sur la tranche des couches de la série normale (fig. 2, coupe n° 4) et qui représenterait un lambeau du glacis oriental du Moucherotte sans continuité originelle avec la masse principale charriée et attardé par rapport à celle-ci.

Au fond, c'est là la traduction en langage d'écoulement par gravité, de la conception de P. Lory, qui voit dans Château-Bouvier « une mince écaille supérieure traînée sur la série du Moucherotte, représentant peut-être une portion du flanc supérieur de l'anticlinal, décollée et poussée vers la tête ».

Le Plateau du Peuil de Claix (fig. 3).

Son ossature est formée par une falaise urgonienne plus ou moins discontinue, qui s'étend entre le ruisseau de Talon, au N, et celui de la Pissarde, au S. Cet Urgonien était jusqu'à présent généralement interprété comme un lambeau laminé du flanc inverse de l'anticlinal du Moucherotte. F. Jacquet insistait déjà sur l'allure discontinue et brisée de cet Urgonien.

En fait, si on l'examine de près, on constate que dans la région moyenne (soubassement du plateau proprement dit) cet Urgonien, quoique découpé en compartiments isolés et basculés indépendamment les uns des autres, est assez compact, mais lorsqu'on va vers ses extrémités S et N, il se résoud progressivement en blocs de taille de plus en plus réduite, plus ou moins soudés les uns aux autres et ses terminaisons ne sont plus qu'une véritable brèche de pente, voire un simple éboulis consolidé. De plus, si l'on examine sa terminaison S, on la voit, à l'E et au-dessous du hameau de Savoyère, sur la rive gauche du ruisseau de la Pissarde, vers la cote 700 environ, reposer sur les marnes valanginiennes du Plateau St-Ange (marnes qui appartiennent, comme nous le verrons, à la série charriée). Et, plus au S, dans les alentours de la maison Chardeyre, cet Urgonien repose directement sur la dalle urgonienne du bas ruisseau de Pissechin (série autochtone). Ainsi, l'extrémité S du plateau

du Peuil de Claix repose à la fois sur la série charriée et sur la série autochtone.

Ce fait, joint à l'allure chaotique de l'Urgonien, prouve que l'ensemble du Peuil de Claix est le résultat d'un grand glissement dont il nous faut maintenant analyser le détail. Mais notons auparavant que la falaise Pic St-Michel - Roc Deinde dessine une sorte de cirque à grand rayon de courbure où l'on peut voir la niche de départ de la masse glissée.

Revenons à celle-ci: sous l'Urgonien du Peuil, on trouve de l'Hauterivien. Cette superposition normale se lit surtout aux deux extrémités (point 816,5 au N; chemin de Chardeyre à Savoyère au S). Dans la région médiane, les éboulis la cachent.

Sous cet Hauterivien viennent des calcaires du Fontanil, donnant une petite falaise au-dessus de Malhivert. Or, au S de ce hameau, vers celui de la Côte, affleure à nouveau l'Hauterivien, prolongeant celui de la cascade d'Allières, donc l'Hauterivien autochtone.

Les calcaires valanginien supérieur de Malhivert appartiennent indiscutablement à la série glissée.

Or:

- 1° Le long de la rive droite du Rif Talon, on voit des calcaires du Fontanil se relier par toute une série d'affleurements discontinus et étirés, à ceux des Rochers Roux. On assiste donc la au départ du glissement de ces calcaires du Fontanil et on peut en mesurer l'ampleur.
- 2° Au S de Malhivert, les calcaires du Fontanil, glissés, disparaissent et on ne les retrouvera que sous le Pic St-Michel, dans leur position normale en contrebas de la falaise urgonienne.

Autrement dit, le départ de la masse glissée s'est fait vraisemblablement par un décollement général primitif au niveau des marnes valanginiennes qui ont fait l'office d'un coussinet lubrifiant. Mais au cours du glissement, les masses urgoniennes et valanginien supérieur ont agi indépendamment l'une de l'autre, car elles étaient séparées par les marnes hauteriviennes qui ont joué le rôle de niveau lubrifiant secondaire.

Si bien que dans la partie S de la masse en glissement, l'Urgonien a dépassé vers l'E les calcaires du Fontanil et est venu reposer directement, ou par l'intermédiaire d'un reste de son coussinet basal hauterivien, sur la série autochtone.

Remarquons que ces mouvements n'ont pas forcément été très récents, mais qu'ils ont pu accompagner la mise en place du pli couché du Moucherotte : la séparation progressivement croissante,

entre la série Peuil de Claix et la série Pic St-Michel - Roc Deinde, est peut-être autant le fait du déplacement vers l'W de cette dernière que du glissement vers l'E de la première. On peut même se demander si ce dernier déplacement n'est pas qu'apparent : c'està-dire si le bloc Peuil de Claix, faisant corps primitivement avec la masse du pli-couché du Moucherotte, ne s'est pas séparé de celle-ci par agrandissement d'une crevasse tectonique, et n'est pas resté à la traîne comme dans le cas de Château-Bouvier.

Quoi qu'il en soit, une image de ces premiers stades de la séparation entre les deux séries nous est donnée par le vallon des Forges qui se trouve à la base du versant E de la crête Moucherotte-Trois Pucelles.

Limitant à l'E ce vallon, s'observe une masse urgonienne discontinue et chaotique, indéniablement issue à l'origine de celle du Moucherotte et probablement en cours de séparation progressive.

Comme pour le Peuil de Claix, on peut y voir la simple action d'un glissement par gravité récent, mais aussi l'exagération progressive d'une ancienne crevasse tectonique qui se serait dessinée au cours de la mise en place du grand pli-couché.

Il est vraisemblable que, dans la réalité, les deux phénomènes ont dû jouer et jouent peut-être encore.

II. — REDOUBLEMENT DE LA « BARRE TITHONIQUE » PRES DE VIF

(Massif de l'Epérimont)

Je ne reviendrai pas sur l'interprétation de ce redoublement dont R. Lambert (1936) nous a donné un schéma qui reste valable.

Je signalerai simplement que l'unité supérieure (Pilleu-L'Epérimont) semble encastrée dans un ensellement de la barre tithonique normale du bord subalpin : en effet, dans la partie N, comme au S du redoublement, cette barre montre des surélévations d'axe orientées en sens inverse.

Au N, les bancs jurassiques du Rocher d'Oriol (série inférieure) sont surélevés par rapport à l'Oxfordien de base de l'écaille. Si on les suit sous cette écaille vers le S, après qu'ils aient quitté la crête, on les voit s'abaisser progressivement dans les pentes W de la colline. D'ailleurs la charnière classique des bancs jurassiques qui dominent la ferme s'élève très rapidement vers le N et disparaît « en l'air », 100 m. à peine au delà.

Dans la partie S du redoublement, une nouvelle surélévation d'axe, cette fois orientée vers le S, se lit dans l'inclinaison de la barre tithonique supérieure de l'Epérimont et fait culminer celle-ci au-dessus d'un socle continu de marnes valanginiennes appartenant à l'unité inférieure et déterminant le bassin verdoyant de Prélenfrey.

Cette dernière surélévation d'axe est liée à l'existence d'un vaste dôme dont la courbe se lit très bien dans l'Urgonien, entre le Gerbier, les Deux Sœurs, la Moucherolle et le Pas de la Balme. Peut-être peut-on lier à la retombée de ce dôme le pli en S du Pas de la Balme. Ce pli, véritable flexure chevauchante vers le S, se prolongerait probablement au NW par la faille de Corrençon dont le tracé a été revu récemment par J. Goguel.

Il est intéressant de noter, par ailleurs, que l'érosion de la surface de la série inférieure de l'Epérimont, avant glissement de l'écaille, allait en s'accentuant du S vers le N: l'écaille repose, comme nous venons de le dire, sur les marnes valanginiennes au niveau du Rocher de l'Epérimont; peu au N de l'Echaillon, sur le Berriasien et le Tithonique; au delà, sur le Kimméridgien et le Séquanien.

Autrement dit, nous serions là sur le bord d'une zone anciennement surélevée et soumise à l'érosion, qui se déprimait plus au S, mais par la suite, et seulement après la mise en place de l'écaille, s'est produit dans cette direction un important mouvement ascendant du substratum.

Il n'est pas impossible que ce « seuil » érodé appartînt à un ancien système de plis d'axe EW, comme certains plis du Diois ou les plis anté-sénoniens du Dévoluy dont nous aurions peut-être là le dernier écho vers le N, car au delà (dans le substratum autochtone du Moucherotte), les plis sont au contraire d'axe approximativement NS.

III. — LE REDOUBLEMENT DE LA BARRE TITHONIQUE ENTRE SAINT-ANDEOL ET GRESSE

(fig. 5 et 6).

A sept ou huit kilomètres au S de l'Epérimont, à St-Andéol, apparaissent à nouveau deux barres tithoniques superposées (fig. 5). Leur disposition relative est identique à celle que nous quittons : les marnes valanginiennes qui terminent la série inférieure sont chevauchées par le Jurassique supérieur de St-Andéol, ainsi que

l'avait remarqué depuis longtemps Ch. Jacob (1905). Mais nous allons voir que dans le détail la structure est en réalité plus complexe.

Le Tithonique de l'unité supérieure se montre pour la première fois à la base de la butte 1016, au NW de St-Andéol. Il est à peu près horizontal et ne détermine pas une « barre » bien nette. D'ailleurs ce sont les marnes valanginiennes qui forment le sommet de la butte. Ce Tithonique est aminci, craquelé, et donne l'impression d'avoir été étiré tectoniquement : un tel aspect s'explique facilement dans le cadre des théories modernes : il s'agit là d'un bord d'une coulée, qui s'étale en s'amincissant et en se fendillant.

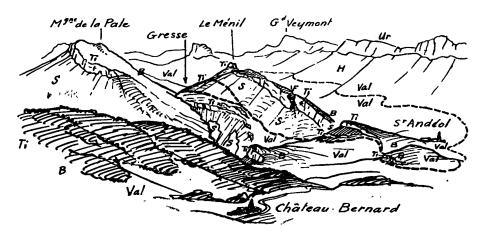


Fig. 5. — Redoublement de la «barre tithonique» à St-Andéol, près de St-Guillaume.

Vue prise du col faisant communiquer les bassins de Prélenfrey et de Château-Bernard (mêmes abréviations que pour la fig. 6).

Sur la droite du petit ruisseau qui limite la butte au S, on retrouve encore un affleurement de Jurassique supérieur; puis dans les pentes qui montent vers la butte des Chazeaux, on le voit s'effiler et disparaître à peu près complètement : quelques dalles qui affleurent (?) au milieu des prairies, jalonnent peut-être son passage sous la forme de lentilles discontinues, mais elles doivent être extrêmement réduites aussi bien en longueur qu'en épaisseur, car elles ne se marquent nullement dans la topographie par un ressaut quelconque. Le Valanginien qui le surmonte vient ainsi directement en contact avec celui du hameau de Bouchier (couverture normale de la barre tithonique inférieure).

Ce n'est qu'au sommet de la butte des Chazeaux que réapparaît le Tithonique charrié et ses termes inférieurs.

Autrement dit, non seulement le bord de la coulée montre les traces d'un étalement plastique, mais certains fragments ont pu s'en détacher complètement et évoluer en partie de façon indépendante. Le Tithonique de la butte 1016 est une véritable petite klippe qui ne reste reliée au reste de l'écaille supérieure que par sa couverture plastique de Néocomien, qui s'est étalée progressivement dans la « crevasse tectonique » séparant ce Tithonique de celui des Chazeaux.

A partir de la butte de ce dernier hameau, la barre tithonique supérieure, bien nette, prend un pendage W. Sous elle apparaît le Séquanien et peut-être le Rauracien; mais cet ensemble ne repose pas directement sur les marnes valanginiennes de Bouchier, car une écaille de Tithonique l'en sépare. Cette écaille, recoupant les bancs séquaniens, remonte très vite sur le flanc E de la butte des Chazeaux, et vient ainsi former une petite falaise sous celle moins nette de la crête, puis elle disparaît. En raison de son indépendance vis-à-vis de la série qui la surmonte, on peut interpréter cette écaille, qui n'avait pas encore été décrite, comme représentant le flanc inverse du pli-couché: c'est là une preuve manifeste de l'existence de celui-ci, preuve dont l'Epérimont ne nous avait pas donné d'exemple.

Ce flanc inverse se prolonge sur la rive droite du torrent des Chazeaux, mais il est à peu près partout masqué par la végétation. Il ne dépasse pas le parallèle de la butte 1417, ainsi d'ailleurs que les marnes valanginiennes qu'il chevauchait.

Ainsi, à partir de ce point, le Séquanien de base de la série supérieure repose directement sur le Tithonique qui termine l'unité inférieure. Le Néocomien de cette dernière ne réapparaîtra qu'à partir du hameau des Fraisses. Il apparaît donc là une zone anciennement érodée; et cette érosion serait antérieure à la mise en place de l'unité supérieure. On peut y voir quelque chose d'analogue à ce que nous avons observé au rocher d'Oriol. Nous aurions en ce point un véritable « seuil », émergeant du vaste et primitif ensellement qui se terminait au N à ce rocher.

La barre tithonique supérieure ne montre plus son Séquanien de base sous le point 1562 (sommet N du Ménil). Le dernier affleurement de cet étage se trouve sur le sentier de la Grange Reboul. C'est d'ailleurs en ce seul point qu'il avait été indiqué sur la 2° édition de la feuille Vizille. On ne le retrouvera de nouveau qu'au hameau des Petits-Deux.

De plus, la barre tithonique supérieure perd progressivement vers le S son allure de dalle régulièrement inclinée vers l'W 4. J'ai montré en 1947 que, sur son flanc E, en effet, apparaît bientôt un compartiment à pendage E, conforme à la pente : la dalle prend ainsi l'allure d'un brachy-anticlinal faillé, qu'au premier abord on serait tenté de raccorder, sous le synclinal valanginien du Chaumeil, au Tithonique du bord subalpin (Montagne de la Pâle). Mais

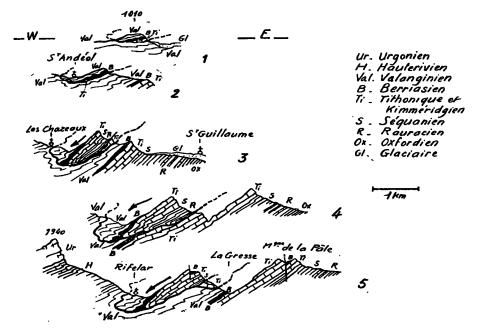


Fig. 6. — Coupes sériées dans l'extrémité N du redoublement de la barre tithonique de Gresse.

on voit partout ce petit compartiment chevaucher les marnes valanginiennes du Chaumeil. Il est d'ailleurs lui-même chevauché par l'écaille sommitale à pendage W, qui forme la petite butte du Ménil (points 1570 et 1562). La surface de chevauchement, inclinée vers l'W, se redresse peu à peu vers le S et passe bientôt à une petite faille subverticale dont le rejet n'est que de quelques mètres. Elle disparaît dans le hameau des Grands-Deux.

⁴ Disposition qui a évidemment favorisé l'écoulement, dans cette direction, des marnes valanginiennes qui terminaient la série de cette écaille : ces marnes s'étalant sur celles du bassin de Gresse, le tracé de la limite occidentale de l'écaille devient purement hypothétique.

Au hameau des Petits-Deux, par renversement vers l'E de l'écaille, le Séquanien réapparaît sur son bord W, dessinant une petite charnière qui s'emboutit dans les marnes valanginiennes du bassin de Gresse.

La présence d'un compartiment oriental appartenant à l'écaille supérieure, et chevauchée par la partie frontale de celle-ci comme « à rebours », peut s'expliquer de la façon suivante : en arrivant au niveau du bombement du substratum ayant fait disparaître les marnes valanginiennes, l'écaille supérieure s'est trouvée en contact avec le Tithonique de la série autochtone, donc avec un terme peu lubrifiant. Le front de la coulée, stoppé ou freiné, a reflué sur ce qui la suivait à l'E. Plus au S, le Néocomien du substratum réapparaissant, la coulée a pu se faire sans freinage : le précédent chevauchement en rebours s'estompe peu à peu. Mais l'aile S de l'écaille a pu s'incurver progressivement vers l'W, en pivotant légèrement par rapport à la partie médiane freinée par le seuil tithonique sur lequel elle reposait. C'est à ce mouvement que l'on devrait peutêtre l'apparition, dans cette aile S, des pendages E apparemment anormaux.

Autrement dit, ce Tithonique à pendage E forme probablement l'extrémité orientale de la masse écoulée : sa limite n'est peut-être pas une limite d'érosion, mais la limite orientale du volume de matière mis en jeu.

Ainsi, dans cette région comme à l'extrémité N du redoublement de Gresse - St-Guillaume, plus rien n'indiquerait la zone originelle de l'écaille supérieure. Celle-ci a beaucoup plus « largué ses amarres » que celle de l'Epérimont.

Il nous faut envisager maintenant la question des rapports entre l'écaille de Gresse et celle de l'Epérimont. S'agit-il de deux fragments d'un même repli originel — ou bien ces deux écailles ont-elles une origine différente?

On sait que la charnière d'Oriol enracine le repli de l'Epérimont sur le bord subalpin actuel, au moins dans la partie N de l'accident. Mais on ne connaissait pas la direction de cette charnière. Or j'en ai récemment découvert une autre à quelques centaines de mètres plus au S, ce qui montre que la zone d'enracinement suit à peu près le bord subalpin. En supposant que l'érosion ait supprimé une partie de l'écaille de l'Epérimont vers le S, on peut donc admettre pour celle-ci une zone d'origine s'étendant en gros d'Oriol au Guâ.

Si le repli originel de ces deux écailles avait été unique, c'est immédiatement au S de cette dernière localité que commencerait la portion de ce repli ayant donné l'écaille de St-Andéol-Gresse. Mais alors le glissement de cette dernière se serait fait du NNE vers le SSW, ce qui est impossible. On est donc obligé d'admettre que ces deux écailles émanent de deux replis distincts. Celui qui est à l'origine de l'écaille de l'Epérimont appartiendrait en gros aux duplicatures du Connex; l'autre à celles du Séneppe. Le déplacement aurait donc été plus important pour l'écaille de Gresse, qui se trouve plus éloignée du Séneppe, que celle de l'Epérimont du Connex. Il n'est donc pas étonnant qu'on ne trouve dans la première aucun indice de raccord avec le substratum.

Je ne pense pas que la séparation des deux replis originels ait été due au prolongement oriental du bombement de la Moucherolle : l'absence d'érosion suivant l'axe de ce bombement et le fait que l'écaille de l'Epérimont ait participé au soulèvement sur son flanc N prouvent que cette remontée du substratum a été relativement récente.

Un autre mouvement récent qu'il faut signaler aussi est celui d'un basculement vers l'W du rebord subalpin. En effet, si on prolongeait les deux écailles vers l'E, avec leur pendage actuel, on arriverait très vite à une altitude que n'a jamais atteinte le dôme de La Mure.

IV. — DE GRESSE AU MONT AIGUILLE

Au S de Gresse, on ne trouve plus d'accidents tangentiels du type de ceux évoqués précédemment. Les redoublements (Tithonique de Chauplane, Oxfordien de St-Michel-les-Portes) s'expliquent par des accidents verticaux sur lesquels je ne reviendrai pas (voir J. Debelmas, 1947).

Mais je voudrais toutefois signaler quelques observations concernant le prolongement de la «faille de la Cléry» jusqu'au bord subalpin. On sait qu'en 1944, J. Goguel a montré l'existence d'une grande faille de décrochement SW-NE, dite «faille de la Cléry», qui affecte le bord S des plateaux du Vercors. Cette faille débuterait vers Die, passe au S du Veymont, puis viendrait, au Col de l'Allimas, séparer l'Hauterivien, puis les marnes valanginiennes au N, du Berriasien puis du Tithonique de Chauplane au S. Enfin, elle viendrait passer au Col du Serpaton, à l'E de Gresse, pour se perdre ensuite dans les marnes oxfordiennes de Monestier-de-Clermont.

En réalité, les choses ne se passent pas de façon aussi schématique. Au Col du Serpaton existe bien une faille, ou mieux un faisceau de petites failles abaissant le compartiment N d'une centaine de mètres par rapport à celui situé au S. Le rejet est bien important pour un accident de détail. Il est donc possible que nous soyons là sur le passage de la faille de la Cléry. Mais la continuité de son tracé est impossible à mettre en évidence, car cette faille traverserait les marnes valanginiennes du bassin de Gresse. En effet, ce n'est pas elle qui limite à l'W la barre tithonique supérieure de Chauplane. Les deux écailles superposées, qui forment l'extrémité N de celle-ci (voir J. Debelmas, 1947), s'enfoncent très régulièrement sous le Berriasien, puis les marnes valanginiennes du bassin de Gresse. Cette disposition se lit nettement au Col de l'Allimas pour l'écaille supérieure, et vers le hameau du Puits pour l'autre. A la hauteur de la grange Defond seulement, on voit localement les marnes valanginiennes venir buter contre la tranche des calcaires jurassiques. Cet accident est vraisemblablement lié à la terminaison vers le N de la petite écaille supérieure.

Notons aussi que J. Goguel a montré (1944) que la faille de la Cléry se comportait surtout comme une faille de décrochement. Ainsi, par places, cette faille peut-elle ne produire aucun rejet vertical. Ainsi s'expliquerait peut-être qu'elle puisse traverser le bassin de Gresse sans se manifester dans la topographie.

Ouvrages cités dans le texte

- Debelmas (J.). 1947: Les redoublements de la «barre tithonique» du bord subalpin dans les environs de Gresse (Isère) (Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. XXVI).
- GIGNOUX (M.) et Moret (L.). 1952 : Géologic dauphinoise, 2º édit. (Masson, Paris).
- GOGUEL (J.). 1944: Sur quelques accidents de la feuille Die au 1/80.000° (Bull. Serv. Carte géol. France, n° 216, t. XLV).
- JACOB (Ch.). 1905: Observations géologiques faites en 1903 et 1904 pour servir à la révision de la feuille Vizille de la Carte géologique détaillée de la France (Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. VII, fasc. 2, p. 430).
- JACQUET (F.). 1933: Etude géologique des montagnes de Lans (Dipl. Et. sup. inédit, Grenoble).
- LAMBERT (R.). 1936: Sur le redoublement de la barre tithonique du « bord subalpin » aux environs de Vif, près de Grenoble (Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. XX).
- Lory (P.). 1929 : Bull. trim. Section de l'Isère du C.A.F., 5° année, n° 1 a, p. 9.
- LORY (P.). 1931 : Quatre journées d'excursions géologiques au S de Grenoble (Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, t. XV).
- Lory (P.). 1940: Bull. trim. Section de l'Isire du C.A.F., 15° année, n° 3, p. 6.