

La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales

par Maurice GIDON*

RÉSUMÉ. – La gamme des dispositifs variés produits par l'action d'une compression tangentielle tardive sur des failles formées antérieurement est analysée et illustrée par des exemples pris dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales françaises. De telles structures n'y sont pas rares; elles indiquent que la fracturation antéplissement y a été le plus souvent distensive mais parfois aussi compressive. La direction NNE-SSW y est la mieux représentée et la plus caractérisée mais plusieurs autres directions sont également représentées.

SUMMARY. – The various arrangements resulting from the action of a late tangential compression upon earlier faults are analysed; examples drawn from the subalpine ranges of the french Western Alps, where such structures are not uncommon, are given. They show that the pre-folding fracturation was usually distensive but also compressive. The most frequent and the most characterized are NNE-SSW trending faults, but other ones are also present.

Tout dispositif tectonique associant des failles et des plis pose la question des relations chronologiques entre ces deux groupes de déformations. En particulier, des failles précoces, bousculées ou déformées par un serrage tangentiel plus tardif, peuvent aisément être prises pour des cassures en compression congénères du plissement ou des chevauchements: ceci est particulièrement facile pour des failles initialement inverses, donc déjà dotées d'un rejet de type compressif, mais est également vrai pour des failles normales ou de coulissement. Il s'avère que les chaînes subalpines recèlent de nombreux exemples, dont beaucoup sont encore inédits, qui peuvent être interprétés de cette façon; en fait ils sont même plus variés que ceux, classiques [1, 2], du Jura mais ne peuvent souvent être caractérisés comme tels que par un examen attentif de leur géométrie.

A. CARACTÉRISATION DES FAILLES AYANT SUBI UNE COMPRESSION POSTHUME

Si l'on cherche à passer en revue les caractères qui peuvent être considérés comme des indices objectifs de l'intervention d'efforts compressifs exercés postérieurement au jeu principal d'une faille on relèvera surtout les suivants :

1. Indices stratigraphiques de rejeu en faille inverse.

On les rencontre dans les cas, particulièrement favorables, où une érosion suivie de transgression est

* Laboratoire de Géologie Alpine, associé au C.N.R.S. (L.A. n° 69), Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38031 Grenoble CEDEX.

intervenue entre les deux étapes du jeu de la faille : la variation d'épaisseur des terrains de même âge sous la discordance, de part et d'autre de la faille, atteste du premier jeu de cette dernière : le chevauchement du Gicon, à l'extrémité N. du Dévoluy [3] et les faux plis-failles du massif de Platé, dans la vallée de l'Arve [4, 5] sont deux exemples, déjà figurés, où le rejeu de failles très probablement normales en failles inverses est démontré grâce à la discordance du Nummulitique sur un Sénonien inégalement érodé.

Dans le cas de failles synsédimentaires, les différences d'épaisseurs stratigraphiques entre les deux lèvres affectent souvent plusieurs niveaux superposés. Dans les chaînes subalpines proprement dites, les exemples en sont peu fréquents car ces accidents sont surtout connus dans les terrains antérieurs au Dogger, terrains qui ne sont dégagés par l'érosion qu'au SE de la Durance. Divers exemples y ont été décrits dans la région à l'Est de Sisteron [6, 7, 8]. Dans les formations d'âge plus récent, un bel exemple est fourni par la faille de Glandage en Vercors méridional [9].

2. Traces de compression le long de surfaces de fractures à rejet distensif.

Il est classique de considérer les torsions de couches qui se produisent au contact du plan de faille (« crochons ») comme de bons indices du sens de rejet. C'est pourtant là une manière de faire dangereuse car il est de nombreux cas d'observations où une faille dont le rejet stratigraphique est pourtant de type normal, présente des crochons qui sembleraient indiquer un chevauchement de la lèvre supérieure.

La formation de tels crochons, antithétiques du rejet, ne peut être attribuée au jeu de la faille et son origine doit être recherchée, dans la grande majorité de cas, dans une compression posthume : il est en effet peu vraisemblable que des crochons liés à un jeu compressif initial aient pu être conservés lors d'un rejeu distensif, compte tenu de l'importance nécessairement plus grande de ce dernier. La présence simultanée, souvent observée (fig. 1), de crochons synthétiques et antithétiques le long d'une même faille s'explique par contre aisément si les seconds ont été créés par un simple écrasement, sans rejeu notable, d'une des lèvres d'une faille normale.

Le mécanisme qui donne naissance aux « *crochons d'écrasement* » peut être recherché au moins dans deux directions :

- il peut s'agir d'un glissement relatif de certaines

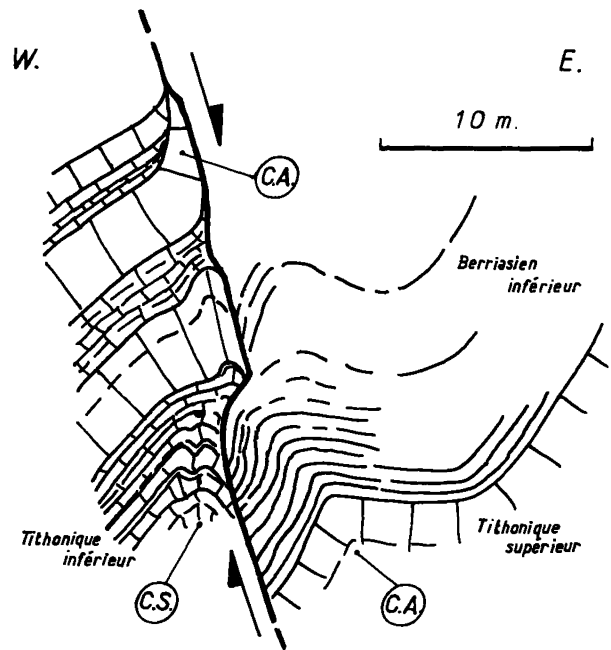


FIG 1. — Crochons synthétiques (C.S.) et crochons antithétiques (C.A.) associés.

Détail de la faille de Rochassac, au versant W de l'Obiou (Dévoluy). La faille est orientée N 15°E; les âges du jeu principal (demi-flèches) et son écrasement tardif ne sont pas connus (post-valanginien). (croquis d'après une photographie).

strates par rapport aux autres et du blocage de ce mouvement par « ancrage » [2] contre le plan de faille. Il ne semble pas que des exemples relevant clairement de ce processus aient été décrits dans les Chaînes subalpines. Il se peut toutefois que la localisation de certains plis ait été déterminée par un effet d'ancrage en profondeur (au niveau du socle ?) le long de failles préexistantes : telle pourrait être en Chartreuse, l'explication de la superposition assez exacte des anticlinaux médian (du Couvent) et de Perquelin à des failles méridiennes que leurs caractéristiques portent à considérer comme plus anciennes (voir plus loin);

- il s'agit plus souvent, semble-t-il, d'un effet de compression de l'une des lèvres par le basculement du plan de faille (fig. 2). Un tel mécanisme peut d'ailleurs aussi créer des crochons qui, bien que synthétiques du rejet, ne sont pas dus à un effet d'entraînement mais à une compression posthume (fig. 3).

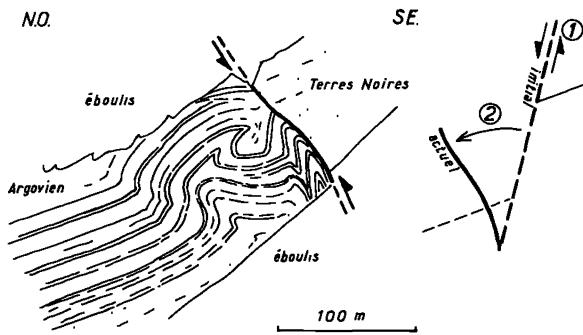


FIG 2. - Crochon antithétique et replis annexes dus au basculement d'un plan de faille (croquis d'après une photographie).

Faille observable à la cote 1200 en rive nord du ravin d'Ouzère, à l'Est de Savournon (Alpes-de-Haute-Provence); la faille a une direction d'ensemble N 25 et un pendage moyen vers le NW. Ici un basculement par cisaillement tangentiel des parties hautes vers le NW l'a transformé en faille inverse (cf. fig. 4B). Il a créé des replis d'écrasement de sa lèvre Ouest, qui sont orientés à peu près N 60 et sont vraisemblablement, pour cette raison, antésénoniens.

Le schéma de droite montre le changement d'attitude subi par le plan de faille.

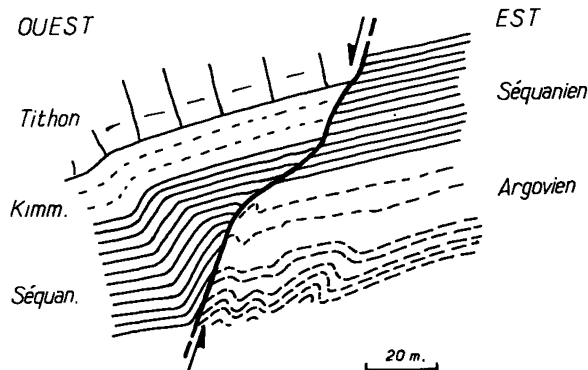


FIG 3. - Crochons synthétiques d'écrasement, dus à une déformation en compression qui a également tordu la surface de fracture.

Détail de la faille Ouest de Château-Juan (voir fig. 14) : la partie basse de l'affleurement représenté montre sur les deux lèvres des crochons synthétiques. Le gros crochon de la lèvre Ouest ne résulte pas d'un effet d'entraînement car il est visiblement induit par la déformation du plan de faille. Ceux de la lèvre Est font partie intégrante d'une famille de replis dysharmoniques également dus à un écrasement et non à l'entraînement par le jeu de la faille.

Ce n'est donc qu'après une étude attentive qu'il est possible de savoir si l'on est en présence d'un vrai crochon (ou « crochon d'entraînement ») ou d'un faux crochon, (ou « crochon d'écrasement »), sans rapport avec le jeu de la faille; en cas de crochon antithétique, cette détermination est cependant plus facile.

3. Dispositions suggérant un basculement du plan de faille.

La disposition de la faille, dans l'espace et par rapport aux couches, ne saurait suffire à déterminer si elle a été basculée ou non. Toutefois, un inventaire des différentes géométries résultant d'un basculement est susceptible d'aider au repérage des cas qui peuvent être suspectés avoir une telle origine. Selon que la faille initiale était normale ou inverse, qu'elle a subi un basculement proverse (c'est-à-dire dans la direction de son regard) ou rétroverse et que le basculement du plan de faille s'est accompagné ou non de celui des couches, on peut distinguer (fig. 4) une assez grande variété de types géométriques finaux. On peut en définitive les regrouper en quatre grandes catégories :

a) les failles subverticales (NP1, IR1), qui peuvent aussi bien être obtenues par décrochement horizontal tardif que par basculement d'une faille précoce : le sens du rejet réel est ici fondamental à déterminer.

b) les failles subhorizontales (ou « failles plates » : NR1, IP1), qui peuvent également apparaître par cisaillement tangentiel dans un contexte de charriage. La démonstration d'une origine par basculement posthume peut être fournie lorsque la faille est cachetée par des couches elles mêmes basculées : c'est le cas des failles de Champ-Long, près de Clamensane [6] et de celles du Rocher de Saint-Laurent, un peu plus au Sud (fig. 5). Dans d'autres cas, comme celui de la faille de La Garenne-de-Turriers (fig. 6), une autre interprétation impliquerait des mouvements tangentiels de direction et de sens inconnus par ailleurs dans la même région.

c) les fausses failles normales (IP2, IR2) ressemblent aux vraies par le fait que leur lèvre supérieure est abaissée mais le rejet stratigraphique ne correspond pas à une distension et se traduit au contraire par un redoublement. C'est en général le contexte tectonique d'ensemble qui montre que ces failles ne sont pas postérieures au plissement qui a basculé les couches : c'est le cas notamment des chevauchements du Jalla et de l'Épérimont [10, 11], près de Grenoble,

dont la géométrie passe, selon leur position par rapport au pli, d'un type proche de IP2 à IP1, I, voire IR1, témoignant ainsi de leur déformation posthume. Dans le massif des Bornes, en rive droite de la Filière, la faille de Pierre Taillée, figurée de longue date [12, 5], fournit un bon exemple de la géométrie IP2. Enfin les failles du Rocher de la Baume (fig. 7), près de Sisteron, et du Barri (fig. 8), au SE de Barles, sont bien représentatives du type IR2.

On notera qu'une géométrie du type IR peut résulter du basculement rétroverse d'une faille normale s'il s'y ajoute un cisaillement proverse du plan de faille (schéma NRc, fig. 4b) : cette interprétation sera retenue pour une faille examinée plus loin (fig. 12).

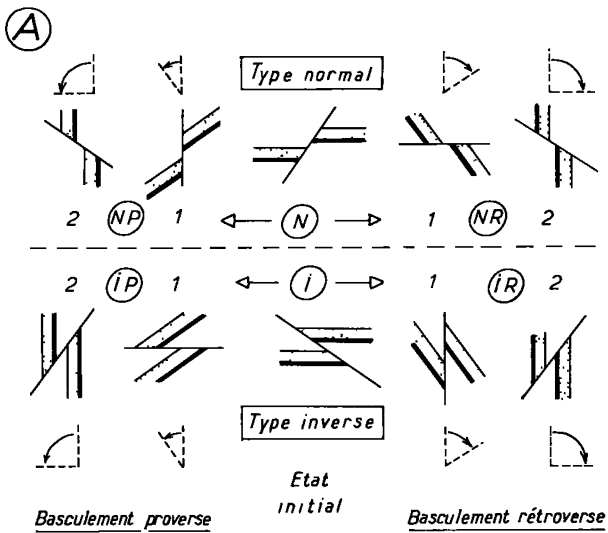


FIG. 4. - Schéma des géométries résultant du basculement d'un plan de faille.

A) Basculement d'ensemble des couches avec le plan de faille. Pour chaque type de faille (N = normale, I = inverse), on a figuré le résultat de deux basculements plus ou moins accentués dans chaque sens (P = proverse, R = rétroverse). Les cadrans en tiretés indiquent, dans chaque cas, la valeur et le sens du basculement.

B) Basculement du seul plan de faille (avec cisaillement des deux compartiments; à gauche cisaillement tangentiel seul; à droite cisaillement subvertical surajouté ou associé à un basculement). Dans les deux cas la faille normale initiale est transformée en faille inverse.

d) les fausses failles inverses (NP2, NR2) ont, comme les véritables, une lèvres supérieure surélevée. Elles s'en distinguent par leur rejet stratigraphique distensif. Leur géométrie n'est guère différente de celles qui peuvent être obtenues par fracturation tardive (en particulier dans un pli-faille la rupture du

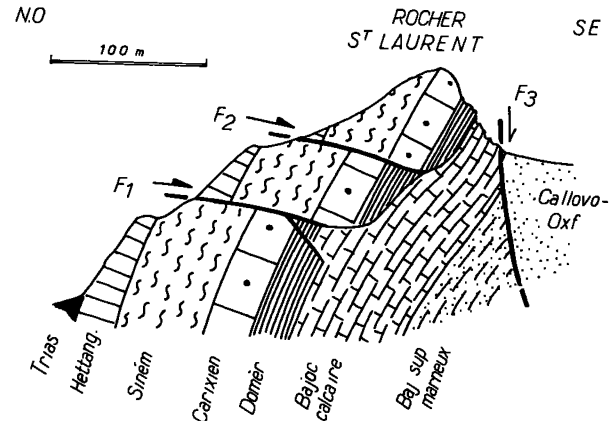


FIG. 5. - Les « failles plates » du Rocher Saint-Laurent, 1 km à l'Est de Chateaufort, en rive gauche de la vallée du Sasse (environs de Sisteron).

Les failles F1 et F2 appartiennent à un faisceau de fractures, scellées par le Bajocien, qui ont subi un important basculement proverse (type NP2, fig. 4) lors des écrasements qui ont affecté le linéament de Clamensane (cf. fig. 17).

La faille F3, plus tardive, recoupe les autres plus au Nord.

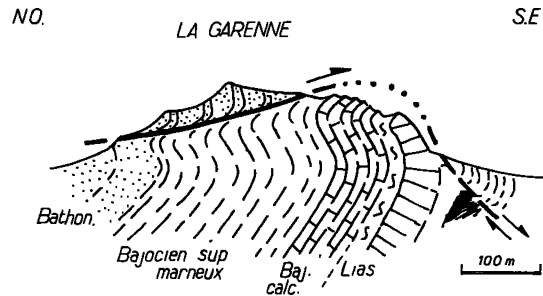


FIG. 6. - La « faille plate » de La Garenne, 1 km au NW de Turriers (Alpes-de-Haute-Provence).

La butte de la Garenne est couronnée par une petite klippe de terres Noires d'âge plus récent que celles du soubassement. Des crochons fort nets, synthétiques du rejet, indiquent un déplacement du compartiment auquel appartient la klippe, du Nord-Ouest vers le Sud-Est. De tels mouvements sont inconnus dans ce secteur et il est très vraisemblable que la faille plate se raccorde, par basculement, à la faille normale qui limite vers l'Est le Lias de la butte de La Garenne (dispositif du type NR1 de la figure 4).

FIG. 7. — Structure du Rocher de la Baume, en rive gauche de la Durance, à Sisteron (croquis pris de la rive opposée, depuis la Citadelle).

On note l'inflexion progressive de la surface de cassure, identique à celle affectant les couches, qui démontre l'antériorité de la faille. Les crochons et replis associés, au sein du Tithonique inférieur, pourraient aisément être confondus, à première vue, avec des plis de slumping : la continuité de la surface de cassure entre la base du Tithonique et le Berriasien, bien mise en évidence grâce à l'érosion favorable, prouve qu'il s'agit bien d'un accident tectonique au sens le plus strict.

On remarque en outre que la vergence de la faille initiale, vers le Nord, est opposée à celle du pli qui l'a renversée. Ce pli, par ailleurs, est orienté E-W et doit être considéré comme une structure antésénonienne reprise en surdévirement au Tertiaire. Il est donc difficile d'affirmer que la faille est antésénonienne, bien que ce soit fort probable.

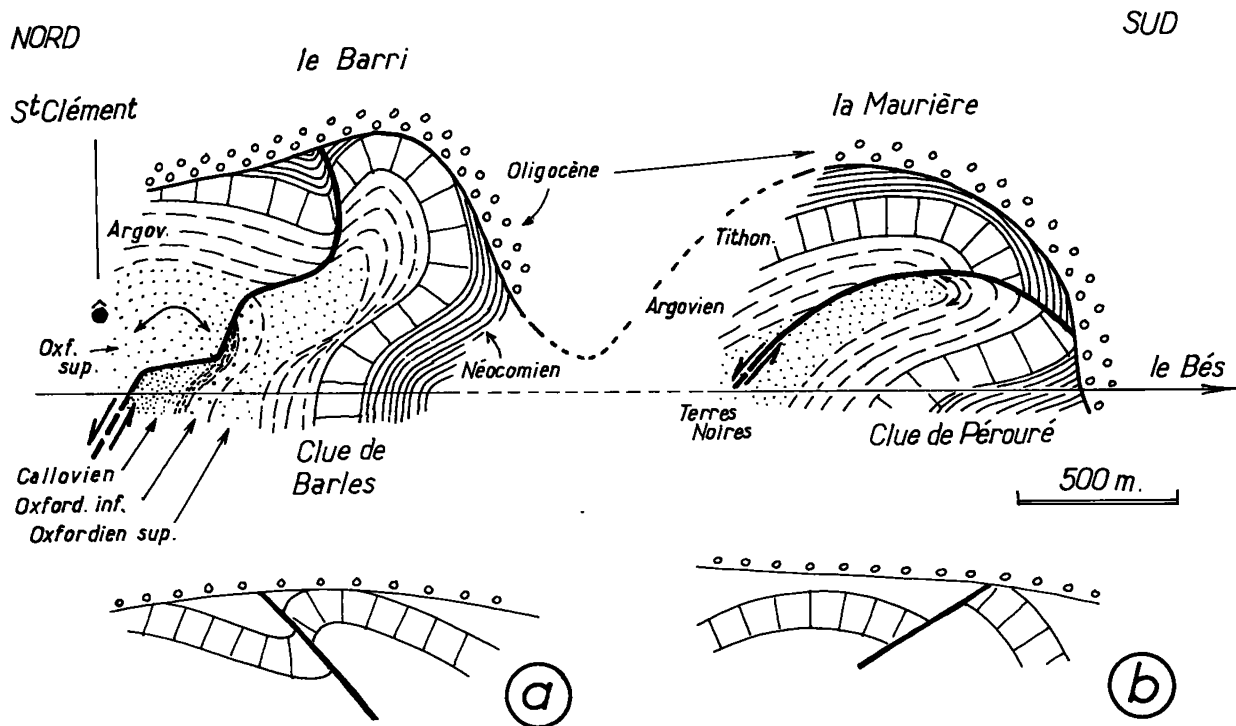
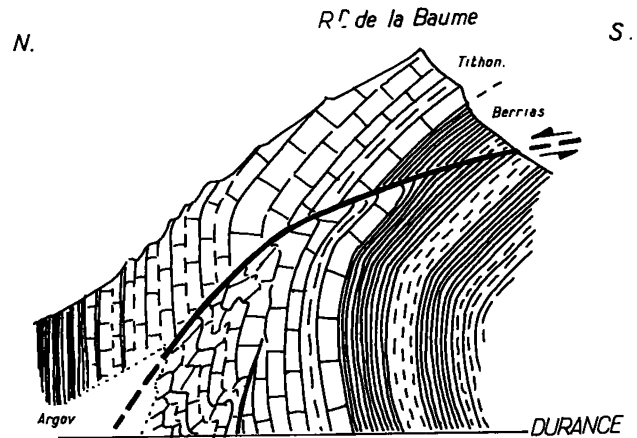


FIG. 8. — Failles basculées et déformées, dans la vallée du Bès, en aval de Barles (Alpes-de-Haute-Provence).

La coupe naturelle de cette vallée permet d'observer, entre Esclangon et Barles, plusieurs failles qui sont très visiblement scellées par les molasses rouges oligocènes. Deux d'entre elles constituent des exemples de déformation par un plissement posthume (ici post-oligocène) :

a) la faille du Barri est une ancienne faille inverse qui a acquis, par renversement vers le Sud, la géométrie IR2. Au sein des Terres noires de Saint-Clément, la détermination des divers niveaux stratigraphiques permet de rejeter l'interprétation en chevauchement vers le Sud, interprétation à laquelle on penserait de prime abord ; cette faille est en outre assez fortement tordue.

b) la faille de la Maurière est une faille normale dont la surface de cassure a été plissée par un pli d'axe légèrement oblique.

(Les dispositions antéplissement sont schématisées en bas de figure).

flanc déversé donne la géométrie NP2). Ce type de failles ne peut donc être caractérisé qu'avec l'aide de données complémentaires : indices d'un jeu synsédimentaire antérieur au basculement dans le cas de la faille de Glandage [9], appartenance à une famille de failles normales telle celle des failles méridiennes du plateau du Vercors dont font partie les fausses failles inverses des flancs du synclinal du col de Rousset (H. ARNAUD, inédit) et maintient d'un même écart angulaire entre couches et faille, de l'une des cassures à la suivante, en dépit d'une inclinaison accrue : l'exemple de la structure de l'extrémité Sud du massif des Bauges (fig. 9) est assez convaincant à cet égard.

4. Indices d'une déformation de la surface de cassure (fig. 10).

Au lieu d'être à peu près plane, la surface de cassure peut affecter une forme compliquée, sinueuse ou en escaliers, telle que le rejet observé ait nécessairement dû être acquis avant une déformation de la faille. Encore faut-il s'assurer, bien sûr, que les irrégularités de cette surface ne correspondent pas à des cannelures orientées dans le sens du rejet réel (cas de la section par un versant d'une faille à rejet décrochant). Là encore diverses modalités de déformation sont possibles :

a) Si les ondulations du miroir de faille affectent aussi les couches, on est en présence d'une « faille plissée » (fig. 10A). Un bel exemple est fourni par la faille de la Maurière (fig. 8b), au S. de Barles. La faille des Clausis du Dévoluy occidental [13] et les chevauchements du Jalla aux environs de Grenoble [10] rentrent également dans cette catégorie. Il est probable que la rareté des cas de ce type décrits dans les chaînes subalpines résulte de ce que beaucoup n'ont pas été reconnus comme tels.

b) Dans de nombreux autres cas, les ondulations du miroir de faille n'affectent pas les couches et résultent, au contraire, d'un jeu relatif de ces dernières lors d'une déformation postérieure à la fracture. Diverses modalités peuvent alors être distinguées :

– le *glissement banc sur banc* au flanc d'un pli peut déformer la surface de cassure en escalier (crenulation à l'échelle métrique) : ceci s'observe parfaitement dans le pli du Gacco [5], près de Cluses ou à Pont-en-Royans (H. ARNAUD, inédit) entre le Sénonien et l'Urgonien qui le « chevauche » (schéma, fig. 10B).

– un *cisaillement tangentiel* présentant un taux

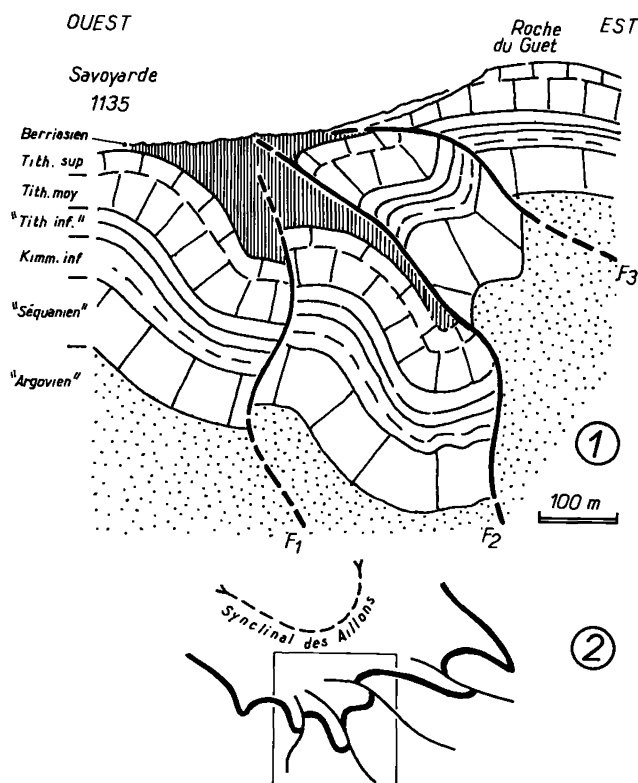


FIG 9. – Structure de l'extrémité Sud du massif des Bauges, au NW de Montmélian (Savoie).

- 1) Croquis d'après un cliché d'avion pris dans l'axe et selon le plongement des plis.
- 2) Place de cette structure dans son contexte régional (coupe schématique).

Les failles de la Roche du Guet (F2 et surtout F3) ont l'apparence de simples failles inverses chevauchantes vers l'Ouest. Pourtant elles sont très semblables (par leur direction, leur rejet et le rapport entre la surface de faille et les couches) à F1, que l'on ne peut guère considérer comme telle. Les torsions affectant les surfaces de cassure trahissent un serrage postérieur au jeu principal de ces failles et leur tracé correspond assez nettement à un emboutissage des bancs les plus durs du Tithonique dans les niveaux plus déformables auxquels ils sont affrontés (notamment dans les marnocalcaires du Berriasien et de l'« Argovien »). La torsion des couches dans les compartiments découpés par ces failles est synthétique du sens de rejet. Toutefois elle est de style tout à fait identique à celle du pli, d'aspect presque coffré, de la Savoyarde et peut donc parfaitement être due à ce plissement et non à un effet d'entraînement par le jeu des failles. Le croquis 2 montre que la variation du pendage des failles les unes par rapport aux autres est lié à leur « enroulement » par le synclinal des Aillons et qu'elles sont donc, selon toute vraisemblance, antérieures à ce pli. Il s'agit donc de failles basculées et tordues, originellement subverticales (donc probablement normales ou coulissantes).

variable suivant les formations peut donner également (fig. 10C) une déformation de la faille en marches d'escalier hectométriques. L'exemple du massif de Platé [4] est typique de ce cas; bien que la disposition obtenue puisse présenter des analogies avec celle des chevauchements en escaliers (systèmes de « ramps » et « flats » des auteurs anglo-saxons), les arguments stratigraphiques prouvent ici sans ambiguïté qu'il s'agit de failles normales déformées dans une phase synschisteuse ultérieure.

– Un *emboutissage* des niveaux les plus compétents dans les niveaux incompetents auxquels le jeu de la faille les a affrontés, intervient souvent lors des serrages post-faille (fig. 10D). C'est ainsi que les sur-

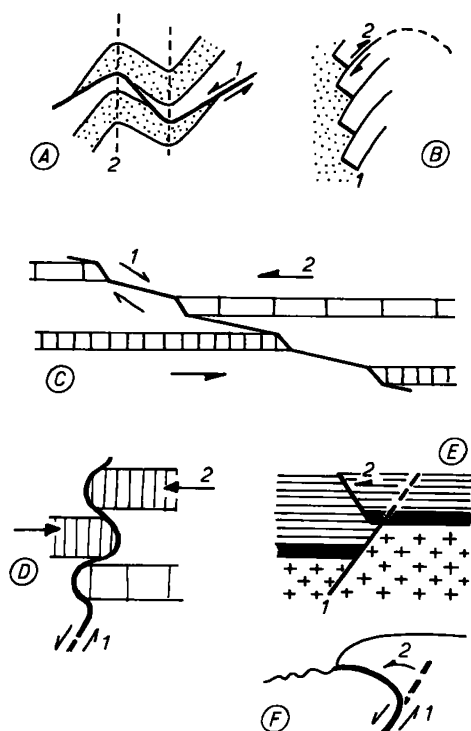


FIG. 10. – Schéma des modalités de déformation des surfaces de faille.

A) Faille replissée (la faille initiale est une faille inverse); B) Surface de faille crénelée par glissement banc-sur-banc; C) Faille cisailée par un glissement parallèle aux couches (la faille initiale est une faille normale); D) Faille emboutie par suite de l'affrontement de bancs de compétences contrastées; E) Faille rabattue par un cisaillement associé à un glissement différentiel par décollement (en croix le socle; couverture représentée par des traits parallèles); F) Faille rabattue par « débordement » morphotectonique (« faille-pli »). 1 = rejet initial; 2 = mouvements posthumes.

faces de faille dessinent souvent un saillant dans les niveaux marneux du Valanginien ou des Terres Noires lorsque ces derniers sont affrontés à des calcaires massifs comme ceux du Tithonique. Parmi beaucoup d'autres la structure des Chandernettes, près de La Motte-du-Caire (fig. 11), en est un bel exemple. Les failles de la Roche du Guet et de la Savoyarde, à l'extrémité sud des Bauges (fig. 9), illustrent également ce genre de dispositif.

c) Il peut s'agir enfin d'une surface de faille très redressée en profondeur qui s'infléchit jusqu'à se rapprocher de l'horizontale à des niveaux plus élevés. Ceci correspond à un effet de cisaillement tangentiel, plus ou moins localisé à un niveau déterminé, et à ce que l'on appelle souvent une faille « rabattue ». Suivant la cause et la position du cisaillement, diverses possibilités sont envisageables :

– Le rabattement peut résulter d'une *différence de lithologie* telle que les niveaux élevés, plus déformables, subissent un cisaillement qui bascule la faille. Ceci est particulièrement probable à la limite socle/couverture (fig. 10E) mais n'a jamais été clairement

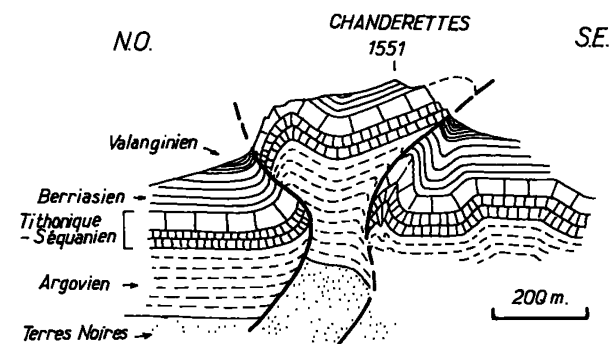


FIG. 11. – Structure de la Montagne des Chandernettes, 3 km au N de La Motte-du-Caire (Alpes-de-Haute-Provence).

La forme en « pli en champignon », avec double déversement au niveau du Tithonique résulte de l'écrasement, par emboutissage du Tithonique dans l'« Argovien » marnocalcaire, de la partie basse d'un horst formé antérieurement au serrage.

On remarquera, outre la torsion des surfaces de fracture, le très beau crochon antithétique (d'écrasement tardif) qui affecte le Tithonique à la lèvre Est de la faille orientale (un certain rejeu coulissant tardif de cette faille s'est peut-être d'ailleurs surajouté à sa déformation). Plis et failles ont ici une direction NE-SW, ce qui, dans le contexte régional, signifie selon toute vraisemblance qu'il s'agit d'un serrage de la phase de plissement néocrétacée appliqué à une fracturation plus ou moins distensive (ou coulissante ?) antésénonienne.

mis en évidence : il est probable que divers accidents à aspect de chevauchements affectant le Lias aux abords des massifs cristallins peuvent être d'anciennes failles normales rabattues, failles qu'il sera impossible de reconnaître à moins de les suivre jusqu'au socle. Pourtant la plupart des failles reconnues dans le socle, au moins au Sud de Belledonne, ne semblent guère être tordues par cisaillement dans la couverture : peut-être cela tient-il à ce que nous ne sommes pas en mesure, du fait de l'érosion, de les suivre assez loin vers le haut ?

– Dans le cas où la limite socle/couverture est soulignée par des évaporites, le décollement qui s'y produit a certainement pour effet de déplacer les failles visibles dans la couverture plus ou moins loin de leur prolongement initial dans le socle (*failles transportées*). Ce processus a sans doute joué un rôle notable dans la formation de la nappe de Digne (voir plus loin).

– Le rabattement peut avoir une *origine morpho-tectonique* : la lèvre de faille portée en saillie du fait de l'érosion aura tendance, lors de serrages ultérieurs, à venir chevaucher l'autre (fig. 10F). Ce dispositif, rendu classique en Jura sous le nom de « faille-pli » [1], est également bien représenté en Provence mais ne semble pas avoir été démontré dans les chaînes subalpines.

Dans la plupart des cas observés le rabattement correspond à un cisaillement de la partie supérieure de la série sédimentaire qui paraît plus lié à une différence de déformabilité des niveaux lithologiques affrontés par le rejet initial qu'à un effet morphotectonique. C'est ainsi que l'Urgonien de lèvres soulevées s'avance souvent en chevauchement, en repoussant devant lui le Néocrétacé, plus déformable de la lèvre abaissée ; ceci est fort net, dans les Bornes, pour la faille de Leschaux [5 : fig. 11] ; c'est probablement aussi l'origine du chevauchement de Canaple en Chartreuse (fig. 12).

B. QUELQUES EXEMPLES DE DISPOSITIFS FAILLÉS ULTÉRIEUREMENT DÉFORMÉS

Les exemples cités ou présentés plus haut ont été choisis en raison de leur relative simplicité et de leur valeur démonstrative. Divers autres cas de dispositifs composites associant plis et fractures sont également intéressants à étudier en tant qu'exemples illustrant

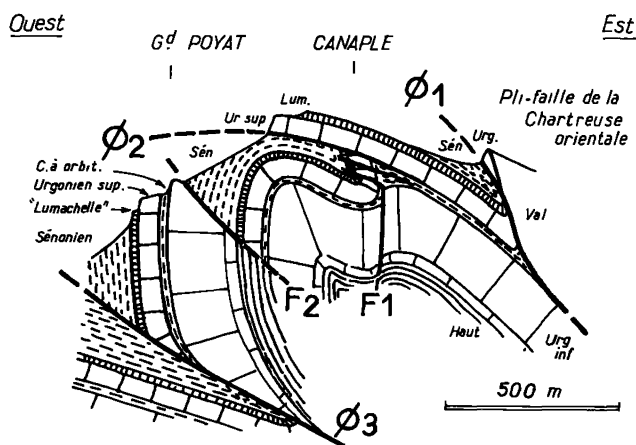


FIG 12. – L'anticlinal médian de la Chartreuse au niveau du Charmant-Som.

F1 et F2 sont des failles précoces ; $\Phi 1$, $\Phi 2$ et $\Phi 3$ sont des chevauchements tardifs associés à l'avancée vers l'Ouest du pli-faille de la Chartreuse orientale

Le chevauchement de Canaple ($\Phi 2$) résulte du décollement de la masse supérieure urgonienne ; il n'est pas exclu que la préexistence d'un soulèvement de cette dernière par rapport à la lèvre Ouest de la faille F1 ait pu constituer une disposition favorable au déclenchement de ce décollement (selon un schéma comparable à celui de la fig. 10E).

l'importance des processus de reprise des failles anciennes par des compressions plus récentes dans l'édification tectonique des chaînes subalpines. Nous nous limiterons à l'examen de quatre cas.

1. Les failles longitudinales du massif de la Grande Chartreuse.

Si la structure du massif de la Chartreuse est dominée par la présence de grands plis plurikilométriques orientés NNE-SSW, plis que recoupent des failles de décrochement fortement transverses, on ne saurait, pour autant, sous-estimer le rôle qu'y jouent les fractures longitudinales, subméridiennes. Parmi celles-ci plusieurs correspondent à des chevauchements vers l'Ouest rompant des flancs occidentaux d'anticlinaux et sont donc relativement tardives. Un examen attentif de ces failles longitudinales montre que cette conclusion ne doit pas être généralisée [11].

a) Structure de l'anticlinal médian.

Ce grand pli qui est observable depuis les environs de Chambéry au Nord (chaînon Corbelet-Hauterans)

jusqu'aux environs de la Pinéa (où il disparaît sous le chevauchement de la Chartreuse orientale), présente des complications que l'on peut particulièrement bien analyser dans le secteur du Charmant-Som (fig. 12). Celles-ci appartiennent à deux catégories distinctes :

1° certaines résultent de l'effet de cisaillement tangentiel à déversement Ouest induit par le chevauchement du pli-faille de la Chartreuse orientale ($\Phi 1$) : c'est le cas, d'une part, de la dissymétrie du pli et de la rupture de son flanc ouest (observable au niveau de la coupe du Guiers Mort : $\Phi 3$), d'autre part, de l'écaille de Canaple, formée par décollement des couches les plus élevées du flanc est, au niveau des couches à orbitolines du Bédoulien inférieur ($\Phi 2$);

2° les autres sont des failles longitudinales à peu près N-S (F1 et F2) qui s'avèrent être apparues avant les déformations précédentes car elles ne recoupent pas l'écaille de Canaple mais passent au contraire « en tunnel » sous cette dernière (en ce qui concerne F2, ceci s'observe plus au Sud que l'emplacement de la coupe, à la latitude de la Pinéa).

La géométrie de F1 est de type NP1 (cf. fig. 4) : c'était une faille normale à regard Ouest. Celle de F2 est du type IR2 qui correspond à une faille initiale inverse à regard Est ou à une faille normale de même regard dont le plan aurait été basculé par cisaillement (type NRc, fig. 4B) lors de la formation du pli (entraînement relatif des couches les plus extérieures vers la charnière). Cette deuxième solution paraît la plus plausible dans le contexte tectonique connu car des chevauchements précoces vers l'Est n'ont jamais été mis en évidence dans les massifs subalpins. D'ailleurs l'étude du prolongement septentrional de F2 confirme cette interprétation. En effet si elle se montre localement (entre le couvent de la Grande Chartreuse et la Ruchère) déformée en chevauchement vers l'Ouest, elle affecte par contre, depuis la vallée du Guiers Vif jusqu'à la plaine molassique de Chambéry, l'aspect d'une faille normale à regard Est.

On est donc conduit à considérer que l'anticlinal médian de la Chartreuse s'est dessiné à l'emplacement d'une faille normale, à regard Est, qu'il a déformé; cette faille post sénonienne était flanquée du côté Est par des cassures mineures à rejet inverse pouvant avoir valeur de « failles compensatoires ». On peut envisager que ce soit la présence de cette faille (et éventuellement celle d'une marche de la surface du socle qui pourrait lui correspondre ?) qui ait déterminé la localisation du pli par ancrage.

b) Structure de l'anticlinal de Perquelin (fig. 13).

L'anticlinal de Perquelin appartient à la Chartreuse orientale, dont il est le plus oriental, et y fait suite à l'anticlinal de l'Ecoutoux. Il est parcouru longitudinalement par la « faille de la Scia » (coupe 1, fig. 13), que l'on serait tenté de considérer comme un effet d'un cisaillement à vergence Ouest allant jusqu'à la rupture du flanc ouest de l'anticlinal. Or cette interprétation doit être rejetée car ce flanc du pli montre des replis parasites d'entraînement qui n'indiquent qu'un cisaillement en direction de la voûte du pli (lié au glissement des couches les unes par rapport aux autres qui caractérise les plis par flexion). D'autre part la surface de cassure, peu inclinée dans le Tithonique du flanc ouest, devrait, si la faille était tardive, recouper le flanc oriental. Au lieu de cela, elle s'infléchit de façon antiforme, pour devenir très redressée, comme les couches du flanc est, au niveau du cours du Guiers : il s'agit donc d'une faille anté-pli, tordue lors de la formation de l'anticlinal.

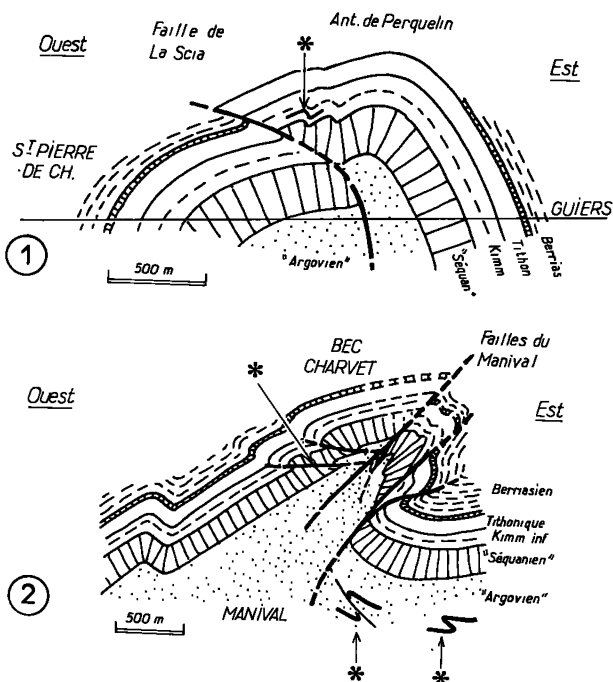


FIG 13. - Structure de l'anticlinal de Perquelin, en Chartreuse orientale.

1) Coupe schématique au niveau de Saint-Pierre-de-Chartreuse, au Nord du décrochement de Bellefonds; 2) Coupe schématique au niveau du rebord subalpin (entaille du ravin du Manival, en bordure du Grésivaudan), au Sud du décrochement de Bellefonds.

Les astérisques attirent l'attention sur les détails significatifs commentés dans le texte.

Au Sud du décrochement de Bellefonds, dans le secteur du Bec Charvet et du ravin du Manival (coupe 2, fig. 13), le léger déversement vers l'Est que l'anticlinal présente déjà à la Scia s'accroît fortement par l'apparition des failles du Manival qui rompent le pli en chevauchement vers l'Est. Cette modification, certainement due à un serrage Est-Ouest plus intense, est en relation avec l'amortissement, dans ce secteur, du mouvement coulissant dextre le long de la faille de Bellefonds [14]. C'est dans les failles plates (voire légèrement pentées vers l'Ouest), du type IP1, qui recoupent le Séquanien du Bec Charvet que l'on peut reconnaître le prolongement de la faille de la Scia. En fait, d'autres cassures identiques, mais à pendage Est, s'observent dans le flanc oriental de l'anticlinal, à l'Est des failles du Manival. Compte tenu du décalage vertical dû à ces failles, il apparaît clairement que ces accidents chevauchants à vergence Ouest n'en faisaient qu'un avant d'être ployés par l'anticlinal et décalés par les failles tardives à vergence Est.

En définitive la faille de la Scia est donc, comme les chevauchements du Jalla [11], une *faille inverse formée avant les grands plis majeurs de la Chartreuse*. L'anticlinal de Perquelin qu'affecte la première, aussi bien que l'anticlinal, immédiatement plus occidental, de l'Écoutoux (qui reploie les seconds) ont donc un *tracé qui se superpose à des failles antérieures*. Comme dans le cas de l'anticlinal médian de la Chartreuse, on peut donc se demander s'il ne s'agit là que de coïncidences ou si leur localisation ne découle pas d'une même cause telle qu'une structure profonde masquée.

2. La structure de la Montagne d'Aujourd.

Ce petit massif est situé dans les Hautes-Alpes, aux confins du Dévoluy méridional et des Baronnies orientales, entre deux dépressions ouvertes dans les Terres Noires, celle de Savournon à l'Ouest et celle de Barillonnette à l'Est (feuille Laragne à 1/50 000^e).

Pour l'essentiel, ce massif correspond à la partie NW du *synclinal de Chalmel* (bien visible dans la coupe de la Durance depuis Le Monétier-Allemont), c'est-à-dire d'un pli post-oligocène d'axe NW-SE. La corniche tithonique qui ceinture la montagne dessine excellemment ce pli à cœur crétacé. Il est affecté d'un certain nombre de failles de décrochement, conjuguées (E-W sénestres et N-S dextres), qui sont à rapporter à la même étape de serrage, d'orientation à peu près N 40°.

Ce trait tectonique majeur ne suffit pas à masquer les traces de déformations antérieures. Les plus marquantes sont des plis NE-SW qu'il convient évidemment, compte tenu de leur direction dans ce secteur très proche du Dévoluy, de rattacher à la phase de plissement néocrétacée caractéristique de ce dernier massif. Ces plis plongent vers le NE dans le flanc sud-occidental du grand synclinal post-oligocène de Chalmel qui seul sera examiné ici. Le plus marqué d'entre eux, l'*anticlinal du sommet d'Aujourd*, déversé vers le SE et rompu en chevauchement, est entaillé par deux coupes naturelles qui permettent d'y étudier le détail d'un système de failles relativement complexe, celle du torrent de la Maraise, au Nord, et celle de la bordure de la dépression de Savournon, au Sud, dans le secteur du ravin d'Ouzère et du Rocher de La Pointue.

a) La coupe de la Maraise (fig. 14).

Elle permet un bon examen des torsions qui affectent les surfaces de cinq fractures, à la fois par emboutissage du Tithonique dans les niveaux plus déformables (Argovien et Valanginien surtout) et par l'effet des replis et cisaillements introduits par la formation de l'anticlinal du sommet d'Aujourd. On notera qu'en dépit d'aspects localement chevauchants dans la disposition actuelle, ces failles devaient initia-

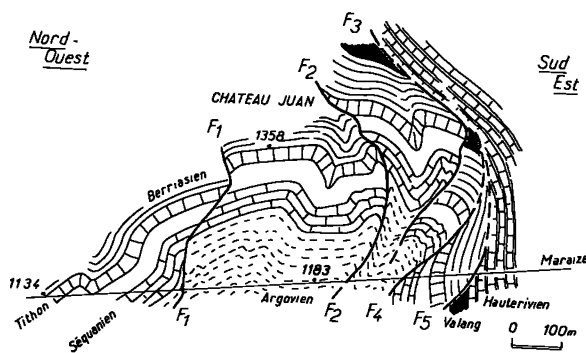


FIG. 14. - Coupe de la rive droite du torrent de la Maraise, au Nord du sommet d'Aujourd.

On remarque la torsion des plans de faille, l'écrasement plus ou moins intense, selon le niveau lithologique, des différents compartiments et les crochons antithétiques d'écrasement qui l'attestent. Vers le haut les failles F3, F4 et F5 sont fortement cisailées au niveau des marnes valanginiennes, très déformables.

Si l'on annule les déformations par écrasement, on reconstitue un système de failles normales en escalier montant vers le Sud-Est (F1, F2) puis descendant dans ce sens (F3, F4, F5), donc un dispositif de horst.

lement s'organiser en un double escalier de failles normales encadrant un horst central.

Si ce dispositif distensif initial a été enroulé par un pli néocrétacé, il est probable qu'il a subi une déformation supplémentaire du fait du repliement postoligocène, au moins en ce qui concerne les failles les plus orientales, situées à proximité du passage du plan axial du synclinal de Chalmel. L'azimut de ces cassures, actuellement proche de N 30°, peut donc avoir été modifié assez sensiblement par ces deux déformations superposées.

b) La coupe du versant SW de la Montagne d'Aujourd (fig. 15) montre aussi quelques failles normales peu transformées, notamment celle qui a été donnée en exemple plus haut (fig. 2); elle permet surtout d'examiner la structure en contrebas du chevauchement de la Montagne d'Aujourd où s'associent d'une façon assez complexe plis et failles (voir détail fig. 16).

On y constate que le chevauchement est tordu par une faille inverse (F2) traduisant un mouvement de sens exactement opposé, à la faveur duquel le Tithonique vient s'emboutir dans l'Argovien du compartiment NW. Ce mouvement a également tordu une faille F1 que l'on peut considérer soit comme une faille normale déformée (analogue à celles de la coupe de la Maraise) soit, plus vraisemblablement, comme une faille inverse satellite du chevauchement d'Aujourd. Quoi qu'il en soit, le mouvement selon F2 est attesté tant par les rejets que par un splendide crochon d'axe N 60° (désigné par un astérisque sur la fig. 16).

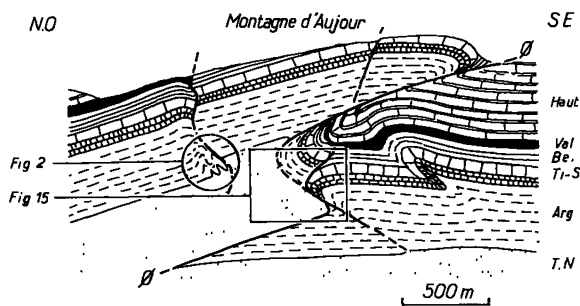


FIG. 15. - Coupe naturelle, schématisée, du versant SW de la Montagne d'Aujourd.

Le détail des parties cerclée et encadrée est donné respectivement par les figures 2 et 16.

Φ = chevauchement du sommet d'Aujourd. On observe clairement l'affrontement et la reprise mutuelle de déformations chevauchantes de vergence opposée.

Comme le chevauchement d'Aujourd est certainement une structure néo-crétacée, on est porté à penser que son-repliement (par F2) pourrait être dû aux serrages de la phase ultérieure, postoligocène, responsable du synclinal de Chalmel. Or cela est inacceptable car les plis de cette phase, à peu près N 130, sont sensiblement orientés orthogonalement au crochon créé par F2. D'ailleurs ce dernier n'est pas l'unique pli N 60° déversé au NW : un autre, très spectaculaire s'observe moins d'un kilomètre plus au Sud (fig. 15) et peut même être considéré comme un repli au cœur de la structure « rétrodéversée » qui affecte le chevauchement d'Aujourd. Puisqu'il n'y a aucune raison de considérer que ces plis puissent avoir été formés par une autre phase que celle, antésénonienne, du Dévoluy on est donc amené à conclure que les déformations néocrétaquées ont pu voir succéder à une étape de cisaillements à vergence SE une autre de vergence opposée (la seconde ayant pu enchaîner directement sur la première d'ailleurs).

Cette conclusion un peu surprenante peut toutefois se voir étayée par d'autres données telles que, par exemple, celles résultant de l'étude de la faille des Clausis en Dévoluy occidental [13] : c'est en effet avant la transgression sénonienne aussi que cette faille, plutôt déversée vers le Sud initialement, a subi une nouvelle compression (créatrice de crochons d'écrasement antithétiques) qui l'a tordue et rabattue vers le Nord par dessus le synclinal du Lauzon.

Il apparaît donc qu'une étude soignée des déformations attribuables à la phase néocrétaquée dans les massifs subalpins méridionaux puisse conduire à révéler des complexités inattendues.

3. La structure du « linéament de Clamensane » (fig. 17).

Cet accident synsédimentaire complexe, orienté SSW-NNE, est actuellement observable par tronçons entre Turriers et Châteaufort [6, 15]. Il correspond à un alignement de soulèvements par failles normales en escalier (paléo-horst ?) qui sont maintenant basculées très fortement dans la région de Clamensane [6, fig. 16]. Ce grand accident semble avoir été rabattu en chevauchement au Nord de Clamensane. Au Sud de cette localité, il devient inapparent jusqu'à Entraix, tandis que les Terres Noires, qui semblent bien le cacheter, montrent une réduction d'épaisseur de leurs divers niveaux à l'aplomb de son tracé hypothétique. Entre Entraix et Châteaufort, il réapparaît sous l'as-

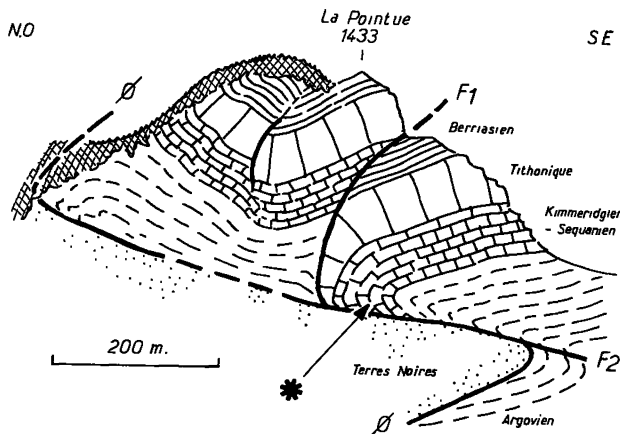


FIG 16. — Structure du Rocher de la Pointue, au versant SW de la montagne d'Aujourd.

Φ désigne le chevauchement d'Aujourd et F2 la faille de vergence opposée qui le déforme. F1 est une faille, actuellement inverse, qui était originellement soit une satellite de Φ soit une faille normale déformée par emboutissage dans la compression qui a fait jouer F2. L'astérisque attire l'attention sur le crochon d'entraînement, créé par le jeu de F2, qui déforme aussi F1. F1 et F2 sont ENE-WSW.

pect d'une cicatrice subverticale de gypses et cargneules qui sépare une lèvre ouest (abaissée), où les Terres Noires bajociennes sont interstratifiées d'olistholites de Trias de Houiller et de Cristallin, et une lèvre est (surélevée) où le Lias est basculé au-delà de la verticale.

Ici la lèvre orientale montre, comme plus au Nord, des failles antébasociennes basculées à l'horizontale (fig. 5); mais la zone la plus surélevée de l'accident se limite à un lambeau (en forme de coin fiché dans la cicatrice) de Houiller recouvert de grès et de dolomies triasiques (sommet des Moulières, fig. 17). Pourtant les olistholites de la lèvre ouest attestent de ce qu'au Jurassique moyen au moins une importante zone surélevée de soubassement antéliasique était soumise à l'érosion sous-marine à cet endroit. Il s'agit donc là d'un *témoin résiduel, étranglé par les serrages ultérieurs*, du paléohorst jurassique. Cette disposition est assez comparable à celle du horst des Chandernettes (fig. 11). Il est toutefois possible qu'elle corresponde à l'exagération d'une structure initialement diapirique, comme l'indiquent sa forme, très suggestive en ce sens, et la présence, dans les Terres Noires qui la cachètent, d'interstratifications gypseuses pluridécimétriques qui témoigneraient d'un diapirisme synsédimentaire jurassique.

4. La Nappe de Digne.

On sait que les terrains constituant cette nappe se sont avancés par glissement, à la faveur des niveaux d'évaporites triasiques, sur un autochtone qui s'oppose à la nappe par la réduction souvent extrême de son Jurassique inférieur. De plus l'enracinement méridional de la nappe, dans la région de Norante, montre que la ligne isopique qui, plus au Nord, coïncide avec la limite entre nappe et autochtone correspond à un faisceau de fractures (le « faisceau du Poil », extrémité nord de la branche nord-occidentale de l'Arc de Castellane) qui ont joué en décrochement dextre au début du Tertiaire [18], bien avant

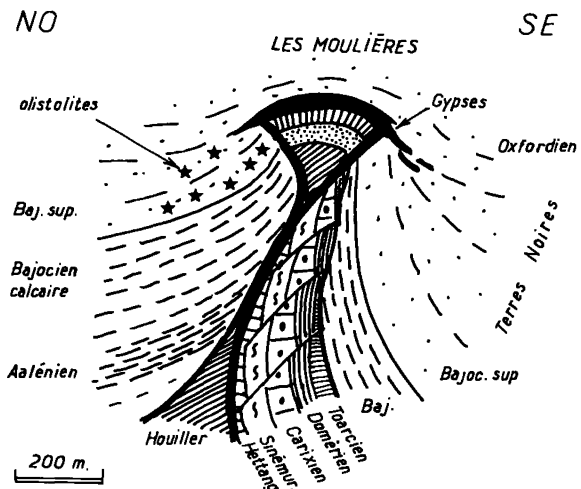


FIG 17. — Structure du linéament de Clamensane au Nord-est de Chateaufort (très schématisé).

Sous les gypses triasiques le lambeau des Moulières montre de haut en bas des dolomies triasiques, des grès triasiques et du Houiller.

On note l'opposition entre le compartiment de droite (oriental) où la série se réduit par discordances et lacunes et celui de gauche (occidental) où le Dogger, très épais, a reçu des olistholites de Trias, de Houiller et de socle cristallin. L'étranglement du « pédoncule » du lambeau des Moulières est essentiellement lié au basculement — postjurassique — des couches qui l'encadrent. Toutefois le dessin d'ensemble de la structure et la présence de gypses interstratifiés dans les Terres noires (ils sont indiqués à la partie supérieure droite de la figure) suggèrent qu'un *diapirisme synsédimentaire d'âge jurassique supérieur* ait pu aussi intervenir lors de l'édification première de ce dispositif. Une telle hypothèse a d'ailleurs été formulée aussi pour les diapirs voisins de Upaix et de Lazer (15).

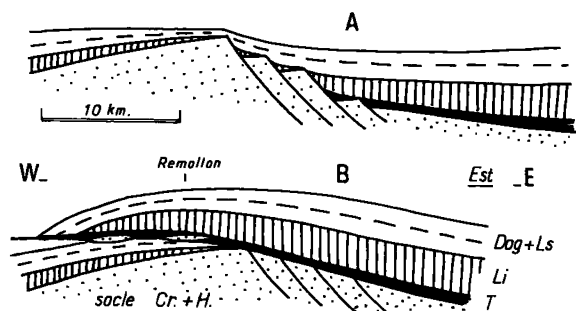


FIG. 18. - Genèse de la nappe de Digne (très schématisé).
A) *Etat à la fin du Dogger* : le bassin où se déposent les sédiments de la nappe borde du côté Est un bloc basculé de socle.

B) *Etat actuel* : le décollement au niveau des évaporites triasiques permet l'avancée du contenu du bassin vers l'W. Au passage des lambeaux de paléoreliefs des marches d'escalier du rebord Est de l'ancien bloc de socle sont découpés et entraînés en blocs klippes (interprétation du Cristallin de Remollon).

Cr = Cristallin; H = houiller; T = Trias; Li = Lias inférieur calcaire; Dog + Ls = niveaux calcaréoargileux du Lias supérieur et du Dogger.

que la nappe n'amorce son glissement épiglyptique [19, 20]. Ces faits, compte tenu des données actuelles acquises sur les relations entre les variations d'épaisseur du Lias et les accidents du socle, portent à considérer favorablement l'hypothèse suivant laquelle une *ligne de fractures de socle, rebord oriental d'un bloc basculé*, aurait été l'accident initial aux dépens duquel s'est développé par la suite le charriage (fig. 18). Le rabattement vers l'Ouest de cet accident serait intervenu à la fin du Tertiaire par les effets combinés de dispositions morphotectoniques (engendrées notamment par le jeu des décrochements tertiaires plus précoces) et par un décollement au niveau des évaporites triasiques. Dans ce schéma tectogénétique on conçoit aisément que les rebords des marches d'escalier des paléofailles aient pu, lors des mouvements tangentiels tardifs, être arrachés pour constituer des blocs-klippes plus ou moins volumineux : telle serait l'origine probable des affleurements de cristallin qui percent sous le sédimentaire de la nappe, à Remollon et à Saint-Etienne-le-Laus, dont on a toutes raisons de douter qu'ils représentent la voûte d'un dôme de socle [21].

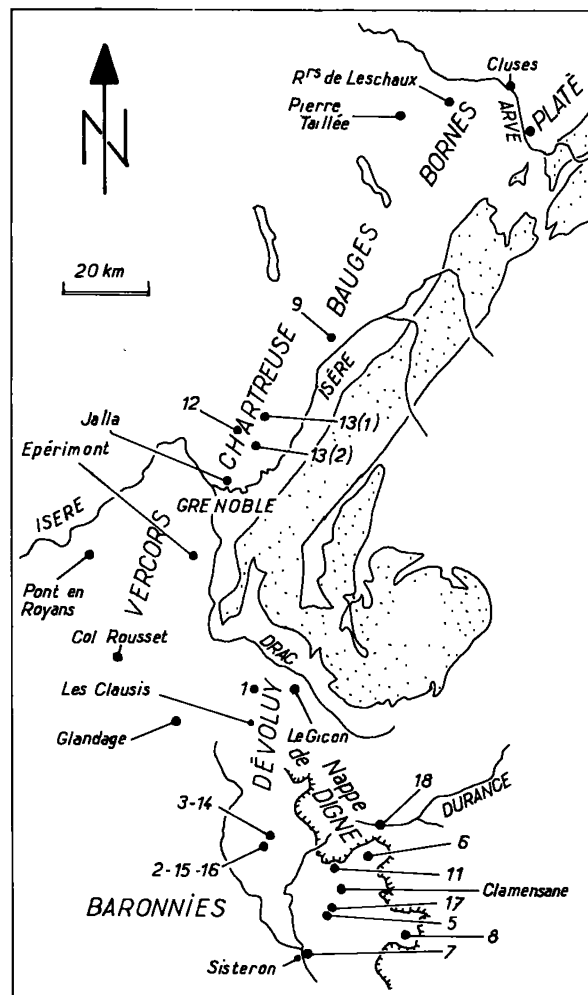


FIG. 19. - Carte de situation.

Les numéros renvoient aux figures. Les localités pointées sont celles citées dans le texte. Les massifs cristallins sont représentés en grisé.

C. RÔLE ET PLACE DES FAILLES ANTÉPLIS DANS LES CHAÎNES SUBALPINES

Le but principal de la présente note était d'attirer l'attention sur un certain nombre de dispositions structurales dont la mise en évidence peut permettre de reconnaître l'intervention d'une étape de fracturation antérieure au plissement (alors qu'implicitement la fracturation est souvent considérée - *a priori* -

comme postérieure s'il s'agit de failles normales, ou synchrone s'il s'agit de failles inverses). On a vu que les exemples ne manquent pas, bien qu'un inventaire exhaustif n'ait pas été tenté ici, et cela incite à penser que si l'on en poussait plus loin l'analyse beaucoup de cassures pourraient se révéler ainsi plus anciennes que les plis.

Quoiqu'il en soit et si l'on se base seulement sur les exemples reconnus, on peut dégager quelques conclusions préliminaires sur les caractères de la fracturation précoce dans les chaînes subalpines.

Il faut remarquer tout d'abord que les *failles inverses précoces ne sont pas exceptionnelles*, contrairement à ce que l'on pouvait penser. Il semble même qu'il faut leur rapporter certains chevauchements déjà importants comme celui d'Aujourd (fig. 15) ou celui de Moucherotte [10, 11] en Vercors oriental.

Si l'on en juge d'après ce dernier exemple, les failles inverses antéplis de la Chartreuse et du Vercors seraient post-miocènes et n'auraient donc précédé que de peu l'apparition des plis lors d'une même phase de serrages E-W. En ce qui concerne les failles inverses antéplis des massifs subalpins méridionaux, elles sont, quant à elles, reprises par des plis essentiellement apparus au Néocrétacé. Il en est clairement ainsi du chevauchement du sommet d'Aujourd (fig. 15) et de la faille de la Baume (fig. 7). La faille des Clausis [13], dont le caractère initial de faille inverse n'est pas rigoureusement démontré, et celle du Barri, dont l'âge est anténummulitique mais pas nécessairement antésénéonien, sont moins certainement dans ce cas. On peut envisager, sans pouvoir toutefois l'étayer, que ces failles antésénéoniennes à rejet initial inverse soient apparues en prélude au plissement néocrétacé, de la même façon que les premiers chevauchements postmiocènes sont intervenus, semble-t-il [10], au début de la phase de plissement finale des massifs subalpins.

Qu'il s'agisse des failles miocènes ou néocrétacées, toutes ces failles inverses sont directionnelles par rapport aux axes des plis qui les reprennent, NNE-SSW dans les massifs septentrionaux et ENE-WSW dans les massifs méridionaux.

La majorité des failles antéplis semble toutefois consister en failles normales ou de décrochement. Il faut d'ailleurs noter que les secondes sont difficiles à distinguer des premières du fait des modifications d'attitude que leur a infligé le plissement ultérieur. Un rejet coulissant est envisageable pour les failles du synclinal des Aillons à l'extrémité Sud des Bauges et pour la grande faille de l'anticlinal médian de la Chartreuse. Cette interprétation est d'autant plus pro-

bable que leur direction, voisine de N 30°, les apparente à la faille de Presles, du Vercors occidental, dont le caractère ancien et le rejet sénestre sont démontrables [22]. Un tel rejet initial peut également être mis en évidence pour les failles N 50° du massif de Platé [4].

En ce qui concerne l'orientation des fractures il apparaît que ce sont les *failles NNE-SSW* qui sont le mieux représentées, surtout dans les massifs septentrionaux. Les failles non compressives ayant le plus souvent, dans ces massifs, à peu près la même direction que celle des plis ultérieurs et des failles inverses précoces, on peut se demander si leur préexistence n'est pas responsable de la localisation de ces dernières déformations, et si, de plus, certaines failles inverses n'étaient pas, à l'origine, des failles normales que les serrages ultérieurs auraient basculé par cisaillement. La direction NNE-SSW est également représentée dans les massifs méridionaux. C'est notamment celle du linéament de Clamensane et de la plupart de ses failles satellites. On sait par ailleurs que cette direction est celle des principaux accidents de socle qui ont possédé un jeu synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins externes à l'Ouest du Pelvoux. On est donc conduit à envisager que ces cassures, qui affectent communément le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur et parfois le Crétacé supérieur, représentent des *effets tardifs des efforts de distension de la marge téthysienne* (*) dont l'activité liasique a plus particulièrement été soulignée à ce jour [23].

Les *cassures ENE-WSW* déformées par le plissement ne sont pas rares dans les chaînes méridionales où nous en avons rencontré plusieurs exemples (Rochers de la Baume, fig. 7; Montagne des Chandrettes, fig. 11; Montagne d'Aujourd, fig. 16). Elles ne correspondent pas cependant à des accidents majeurs qui puissent être suivis longuement.

Des *cassures anciennes NNW-SSE* ont également dû jouer un rôle notable dans les chaînes méridionales où l'on peut leur attribuer l'origine de la nappe de Digne et celle de l'alignement diapirique de Lazer - Upaix [16 : linéament du Rocher de Hongrie]. Leur existence est toutefois étayée moins directement et les modalités de leur jeu plus hypothétiques.

(*) Il se peut que cette activité tardive n'ait pas eu un caractère réellement aussi distensif que l'activité liasique : la fréquence des rejets coulissants des failles antéplis témoignerait en ce sens.

Les *décrochements ENE-WSW* des massifs septentrionaux et surtout de la Chartreuse montrent des caractères qui suggèrent [24] qu'il puisse s'agir de fractures anciennes distensives qui auraient joué dans les compressions ultérieures. Toutefois le rejet des principales cassures de ce type se transforme en un mouvement chevauchant par lequel le tracé de la faille se termine, au cœur des grands anticlinaux (dans l'anticlinal médian pour le décrochement de l'Alpette, près de la Ruchère, et celui de l'Alpe, près du col de la Charmette; dans l'anticlinal de Perquelin pour celui de Bellefonds). Ceci montre qu'il s'agit avant tout d'accidents qui ont acquis leur importance par un effet de déchirure au cours du plissement et des cisaillements vers l'Ouest tardifs.

En définitive, les données que nous possédons, pour prometteuses qu'elles soient, restent encore trop fragmentaires pour permettre de reconstituer le canevas de la fracturation ancienne des massifs subalpins. Néanmoins le rôle tectogénétique de ces failles paraît

relativement limité. Il ne semble pas, hormis quelques accidents majeurs comme le linéament de Clamensane ou le faisceau de fractures supposé être à l'origine du départ de la nappe de Digne, qu'elles aient eu une véritable influence directrice sur l'organisation des accidents compressifs ultérieurement formés. C'est également la même impression qui ressort de l'étude des failles synsédimentaires jurassiques du socle [23], failles qui ne semblent guère avoir joué et ont subi plutôt des basculements passifs lors des compressions alpines. Toutefois il s'agit là de conclusions provisoires qu'une meilleure étude de l'ensemble de ces structures pourrait amener à modifier.

Remerciements :

Cet article doit beaucoup aux échanges de vues avec H. ARNAUD et J.L. PAIRIS.

Manuscrit déposé le 20 avril 1982

OUVRAGES CITÉS

- [1] GLANGEAUD L. (1949). – Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. Géol. France*, (5), t. XIX, p. 669.
- [2] GOGUEL J. (1965). – *Traité de Tectonique*. Masson et C^{ie}, p. 184.
- [3] GIDON M. et PAIRIS J.L. (1976). – Le rôle des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Digne. *Géologie alpine*, t. 52, p. 73-83.
- [4] PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1974). – Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la Cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 279, p. 1417-1420.
- [5] CHAROLLAIS J., PAIRIS J.L. et ROSSET J. (1977). – Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976. *Eclogae Géol. Helv.*, vol. 70/1, p. 253-285.
- [6] ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1977). – Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). *Géologie alpine*, t. 53, p. 5-34.
- [7] COADOU A. et BEAUDOIN B. (1972). – Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 6, p. 236-238.
- [8] COADOU A. et BEAUDOIN B. (1975). – Pulsations tectoniques et rythmes sédimentaires associés dans le bassin subalpin méridional (France) au Jurassique inférieur et moyen. *IX^e congrès international de sédimentologie*, thème 4, p. 49-60.
- [9] ARNAUD H. (1981). – De la plateforme urgienne au bassin vocontien. Le Barrême-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). *Thèse Sciences*, Grenoble, vol. 2, p. 739.
- [10] GIDON M. (1981). – Les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble; leurs rapports avec celles du socle. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, p. 1057-1060.
- [11] GIDON M. (1981). – La structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse aux abords de Grenoble et son prolongement en Vercors. *Géologie alpine*, t. 57, p. 93-107.
- [12] PAREJAS E. et JAYET A. (1924). – Quelques points de la géologie des environs de Thorens (Haute-Savoie). *C. R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, vol. 41/3, p. 148.
- [13] ARNAUD H. (1974). – Nouvelles données sur la tectonique « antésénonienne » des environs de la Jarjatte (Dévoluy occidental). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 278, p. 697-700.

- [14] GIDON M. (1966). – Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de Saint-Pierre-de-Chartreuse (Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 42, p. 117-125.
- [15] ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS (J.L.) (1978). – Les thèmes structuraux de la tectonique syn-sédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 287, p. 217-220.
- [16] ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS (J.L.) (1978). – Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 287, p. 787-790.
- [17] ARTRU P. (1966). – Les olistholites du Riou d'Entraix et leur signification paléostratigraphique. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), VIII, p. 401-404.
- [18] GIDON M. et PAIRIS J.L. (1971). – Remarques sur l'évolution structurale et les caractères des mouvements tectoniques dans la branche nord-ouest de l'Arc de Castellane. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, p. 2412-2415.
- [19] GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974). – Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. XVI, p. 128-139.
- [20] GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1973). – Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de « carneules » et de gypses des chaînes subalpines méridionales : implications structurales. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 276, p. 2369-2372.
- [21] GIDON M. (1975). – Sur l'allochtonie du « Dôme de Remollon » (Alpes française du Sud) et ses conséquences. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 280, p. 2829-2832.
- [22] ARNAUD H. (1973). – Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène, de sens sénestre, le long de la faille de Presles (Vercors occidental). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 276, p. 2245-2248.
- [23] LEMOINE M., GIDON M. et BARFETY J.C. (1981). – Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, p. 917-920.
- [24] GIDON M. (1964). – Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, t. 40, p. 187-205.