Géologie Alpine, t. 50, 1974, p. 195-236

Sur la tectonique alpine des massifs cristallins dauphinois dans leur région culminante (Pelvoux, Grandes-Rousses et leurs abords) et l'histoire de leur édification

par Jean VERNET

RÉSUMÉ. — La région étudiée comprend un des plus puissants soulèvements des Alpes (massif du Pelvoux), élément principal d'un soulèvement de forme complexe, ramifiée. Une étude de petites et grandes structures tectoniques de cet ensemble, faite en partant d'observations nouvelles, conduit, en confrontant ses résultats aux données antérieurement acquises, à préciser certains points de tectogénèse et d'orogénèse.

Les formes du socle dues à la tectonique alpine montrent un style « plastique à failles subordonnées » précédemment proposé par l'auteur. Cependant, les failles longitudinales, principale manifestation de la tectonique cassante, jouent un rôle important dans certains cas.

Le plissement et le soulèvement se sont manifestés par poussées successives, échelonnées sur un long espace de temps.

Le présent travail met en évidence, dans cette suite, une grande virgation de plis subméridiens (de courbure conforme à celle de l'arc alpin), d'âge anténummulitique précoce (antésénonien ?). Ce plissement a eu lieu sous la couverture, dans laquelle les premiers gauchissements ont provoqué des écaillages.

La couverture a été ensuite violemment replissée ; certaines de ses parties ont reflué vers le haut en entraînant des lambeaux du socle.

La tectonique postnummulitique a créé les grandes formes actuelles : avec le puissant brachydôme du Pelvoux (et son assemblage propre de plis d'ordre inférieur : système concentrique et deux familles locales de plis transversaux), en position plus externe, les deux anticlinaux allongés des Grandes Rousses et de Belledonne, longitudinaux par rapport à la chaîne alpine, et légèrement obliques sur le plissement anténummulitique. De plus, les Grandes-Rousses et Belledonne interne n'existent qu'au Nord du parallèle du brachydôme et sont soudées au brachydôme par leur extrémité sud, ce qui est probablement un héritage du plissement anténummulitique.

Les relations mutuelles des trois générations de plis qui apparaissent clairement dans l'histoire régionale à partir du Carbonifère supérieur révèlent que la direction du plissement a varié dans la région, depuis le Carbonifère supérieur, d'un petit angle, par une rotation de sens horaire. Les particularités morphologiques des grandes unités tectoniques (décroissance du soulèvement en allant vers le côté alpin externe, disposition déjetée des plis vers le côté alpin interne — contrairement aux représentations classiques —, présence de la structure particulière du brachydôme de base équidimensionnelle) expriment des effets régionaux d'une dynamique interne alpine complexe en partie liée à la courbure de la chaîne.

Diverses questions touchant à l'orogénèse, importantes, mais encore obscures, sont également examinées au chapitre des conclusions.

Introduction.

Ces pages présentent une révision et une extension de précédentes recherches, consacrées à la tectonique du massif du Pelvoux et de son voisinage, sur la base d'observations de terrain nouvelles.

La note comprend sept chapitres : 1) La plasticité du socle dans la tectonique alpine et ses limites ; 2) Synclinaux ou grabens ? ; 3) Aspects de complexité du plissement du socle. Plis ombilicaux. Anticlinaux extrusifs. Plis complexes et ramifiés. Chevauchements ; 4) Eléments de descriptions et d'analyse des structures régionales du socle. Brachydôme complexe. Plis déjetés vers le côté interne alpin. Arc de plis subméridiens. Revue d'observations nouvelles ; 5) Remarques sur la tectonique de la couverture. Deux phases tectoniques distinctes. Signification des « écailles flottantes » ; 6) Tectoniques anté- et post-nummulitiques ; 7) Essai de reconstitution historique du plissement et du soulèvement du socle régional. La diversité des problèmes ainsi abordés conduit à quelques conclusions particulières qui sont données en fin de texte.

J'appelle ici « socle », le socle antétriasique, comme je l'ai fait en général jusqu'à présent. Dans le massif du Pelvoux et la chaîne de Belledonne, ce socle ne comprend que d'infimes lambeaux de Carbonifère supérieur (si l'on excepte la région de La Mure) et de Permien, non atteints par la gneissification et la granitisation, qui ont été des événements antérieurs. Le Carbonifère supérieur reste beaucoup plus largement conservé sur les Grandes-Rousses. Mais même ici la plus grande partie des affleurements du socle est formée par le « socle cristallin ».

En ce qui concerne les formes tectoniques que dessinent les masses du socle, je donne aux termes « synclinal » et « anticlinal » le même sens qu'auparavant ([14], p. 2). Cela revient à définir la forme du socle d'après celle que dessine son contact avec la couverture sédimentaire, ou celle du pli que dessine la couche basale de cette couverture, restée adhérente au socle, la place des failles dans ce dessin étant évidemment spécifiée s'il y a lieu. Les termes récents « synforme » et « antiforme » ont une acception plus large et souvent très différente. Les « claveaux » (C. et P. Bordet) paraissent représenter surtout un modèle théorique correspondant à une notion doublement restrictive : on suppose (selon une conception plus ancienne) que la déformation de la surface du socle est différente de celle de la couverture au contact, et que la masse du socle s'est déformée par le seul déplacement différentiel de feuillets parallèles. L'observation infirme d'une façon générale l'existence de la première de ces conditions et ne trouve dans la deuxième qu'un mode particulier (dans certains cas important) de la déformation générale. Une interprétation spéciale a été présentée (P. Bordet) de synclinaux pincés, vus comme de grandes fissures qui se seraient ouvertes au Trias-Lias et qu'auraient remplies alors les sédiments. Toutes les données d'observation, dans un domaine d'investigations tant soit peu précises, contredisent cette hypothèse.

Les objets géologiques dont la découverte récente a justifié la rédaction de ces pages sont en majorité de modestes affleurements de couverture, à côté de certains détails, parfois tout aussi discrets, des structures tectoniques. Mais il se trouve que l'importance du renseignement apporté ne se mesure pas aux dimensions du « témoin ». Des lambeaux isolés de moins de un mètre carré de superficie parfois sont assez souvent venus situer des points remarquables de la vieille pénéplaine antétriasique déformée par les mouvements alpins.

Si la chasse aux petits affleurement a été fructueuse, je le dois en partie à quelques chercheurs qui m'ont informé de leurs trouvailles. Je prie tout particulièrement F. Desthieux et P. Le Fort de bien vouloir accepter mes vifs remerciements pour leur active collaboration dans ce domaine.

On sait que les massifs cristallins dauphinois sont une partie des massifs cristallins alpins externes. Ils comprennent, dans leur région culminante, avec le Pelvoux et les Grandes-Rousses, la partie méridionale de la chaîne de Belledonne, dans son rameau interne.

Au puissant massif du Pelvoux, aux formes très ramassées, s'accolent du côté externe les deux chaînes allongées des Grandes-Rousses et de Belledonne. En fait, si l'on fait abstraction des liaisons du réseau hydrographique, dont des éléments sont nés de phénomènes d'antécédence et de surimposition, les Grandes-Rousses et Belledonne interne sont soudées au flanc du Pelvoux par leur extrémité sud, au-dessous d'un certain niveau d'altitude.

On verra quelles sont les formes tectoniques, et quelle est l'histoire de ces formes que cette dispo-

sition orographique originale cache et exprime à la fois.

1. La plasticité du socle dans la tectonique alpine et ses limites.

Les observations récentes vérifient dans leur ensemble le caractère général de plasticité relative du socle, dans la *tectonique alpine,* telle qu'elle a été définie pour les massifs cristallins externes (*tectonique plastique à failles subordonnées* [14], p. 237-239).

De nombreux affleurements de Trias ou de Lias, si petits soient-ils, indubitablement restés adhérents à leur substratum stratigraphique, délimitent sans équivoque des portions étendues de surfaces du socle fortement basculées et ondulées bien visibles, en particulier, dans des parties hautes des massifs (Tête du Lac Noir - Roche Mantel, dans le massif du Pelvoux). Ces portions de surfaces structurales respectées par l'érosion définissent l'évasement vers le haut des synclinaux pincés et dessinent des bombements anticlinaux.

Çà et là de petits synclinaux vigoureux, mais non pincés, montrent parfaitement leurs charnières au contact socle - Trias (retombée axiale nord du rameau occidental des Grandes-Rousses ; bordure ouest de Belledonne interne, au Nord du Tabor . versant sud de la crête du Grand Serre).

Le VERSANT OUEST DU COMBEYNOT montre sa bordure de Cristallin, jalonnée par du Trias, émergeant des éboulis et moraines en plusieurs points sur toute sa longueur, ce qui démontre son caractère de flanc de pli redressé ([14], fig. p. 71).

Le SYNCLINAL « MÉDIAN » DES GRANDES-ROUSSES (fig. 1) est essentiellement constitué par deux rameaux, Nord et Sud, en prolongement géographique assez précis mais largement séparés l'un de l'autre par une zone de disparition des affleurements de Trias et Lias. Cette zone correspond à la région centrale du massif, celle aussi de ses plus hautes crêtes. Elle correspond à une forte élévation axiale du pli, et l'ennoyage axial de chaque rameau à partir de cette zone, déjà apparent au Nord, est très clairement et profondément accusé au Sud.

Le style souple de la déformation que j'ai déjà décrit pour la partie profonde du pli au Sud de la transversale de la Croix de Cassini [7], définissant un vrai synclinal, est manifeste aussi ailleurs.

Les affleurements de Trias du rameau sud se terminent au Nord, vers 2 600-2 650 mètres, par deux lambeaux synclinaux successifs, au passage des crêtes des deux contreforts SE du Château Noir. La coupe naturelle que montre le plus méridional de ces lambeaux (fig. 2) est complétée, au niveau de la charnière au contact socle-Trias, par celle du lambeau nord. Ce dernier affleurement, en dépit de sa modeste étendue, comprend une formation axiale de calcaires blanc jaunâtre en bancs subverticaux et deux flancs de cargneules. A l'Ouest un liséré d'éboulis cache le contact avec le socle. A l'Est une bordure de grès bruns reposant sur des grès clairs à graviers affecte un pendage de 60 à 70 degrés. Le synclinal mésozoïque est ici entièrement encaissé dans le Carbonifère [1].

La structure synclinale du Château Noir bute en direction axiale, à peu de distance au Nord, contre une paroi du socle (Cristallin ou Carbonifère ?) sur laquelle je ne suis pas parvenu à voir un quelconque accident prolongeant le synclinal. Je n'ai pu trouver non plus trace de faille transversale. Ceci est compatible avec une tectonique plastique, puisque cette dernière est définie par une déformation continue. Celle-ci pourrait apparaître dans le socle s'il contenait des structures propres apparentes.

Il n'est cependant pas impossible que, entre le Château Noir et le col des Quirlies (qui situe à peu près certainement sous le glacier de St-Sorlin la langue terminale sud du Mésozoïque du rameau nord du synclinal « médian »), la brèche 2 701 de l'arête des Dents du Cerisier (à l'Est du St de Sarenne) et la brèche 2 931 de l'arête de Coste Séverail (arête SW du Pic Bayle - Mont Savoyat) soient, comme le col des Quirlies, des traces morphologiques, dans le socle, du passage du synclinal.

Au Nord du glacier de St-Sorlin, le rameau nord, dédoublé sur une grande partie de son parcours visible, comme le rameau sud au Sud de la Croix de Cassini, présente en général deux flancs complets de Trias et du Lias dans l'axe. Le Trias disparaît, par faille directionnelle, en deux secteurs bien définis, le plus étendu au flanc est, l'autre sur quelques centaines de mètres au flanc ouest, plus au Nord. Ici J. LAMEYRE [5] place un décroche-

[1] Représenté à l'Ouest par des rhyolites, à l'Est par des conglomérats et des schistes noirs. Entre le Trias et ce Carbonifère, du côté est, s'intercalent des quartzites à graviers et des grès à grain fin, schistoïdes, peut-être permiens.

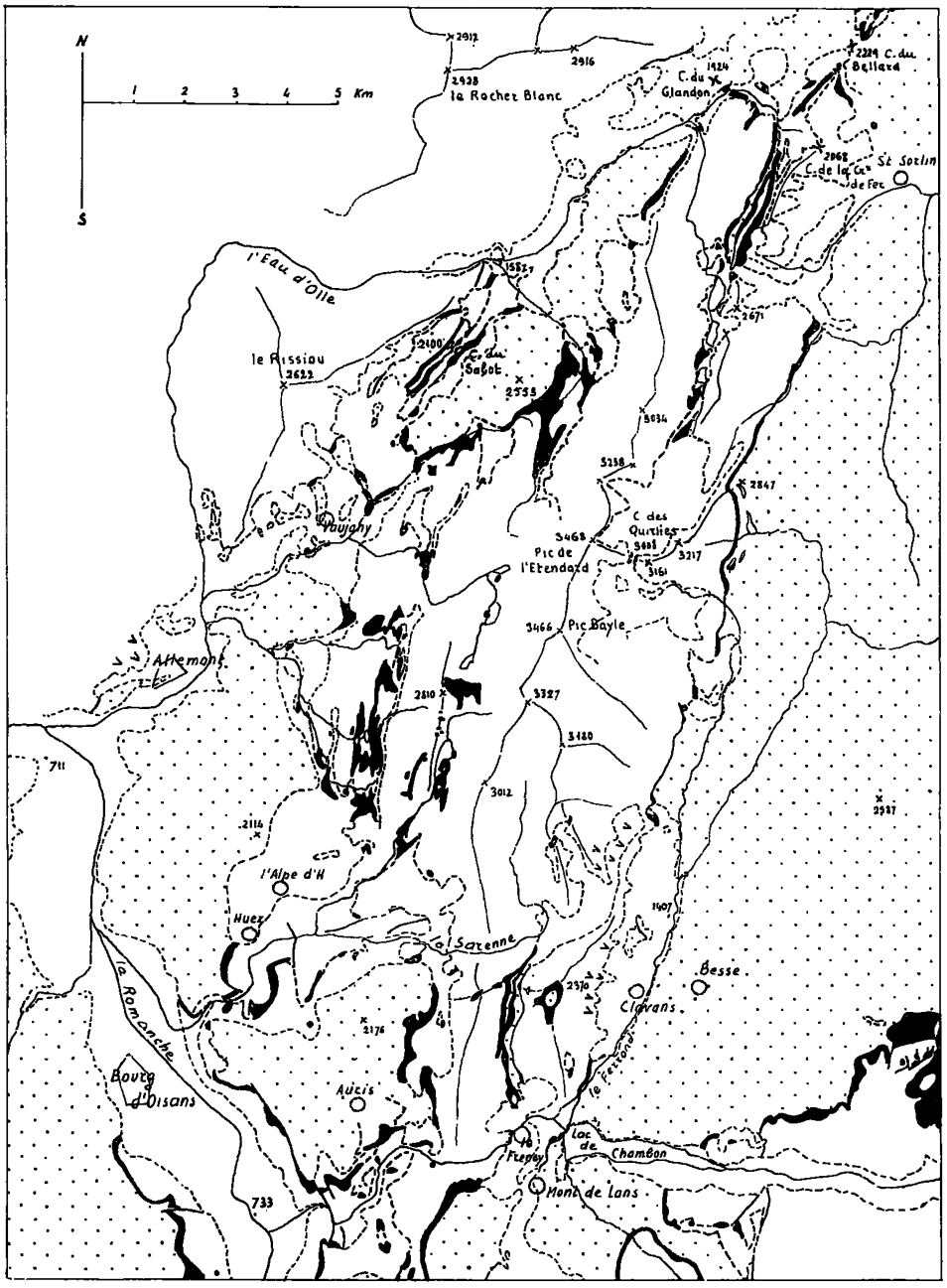


Fig. 1 A. — La région du massif des Grandes-Rousses et de la dépression d'Allemont - col du Glandon.

Carte-esquisse des affleurements et de l'ossature géographique (grands ensembles).

En blanc : Socle antétriasique indifférencié (séries cristallophylliennes, socle granitisé, carbonifère et roches volcaniques associées, et pour une très faible part : permien). — *En noir :* Trias et spilites. — *Pointillé :* Mésozoïque susjacent (essentiellement : lias). — *En blanc* (Q) *:* Quaternaire indifférencié.

En trait un peu plus gras : Tracé de quelques failles et contacts mécaniques. — *VVV :* Zones de socle glissé.

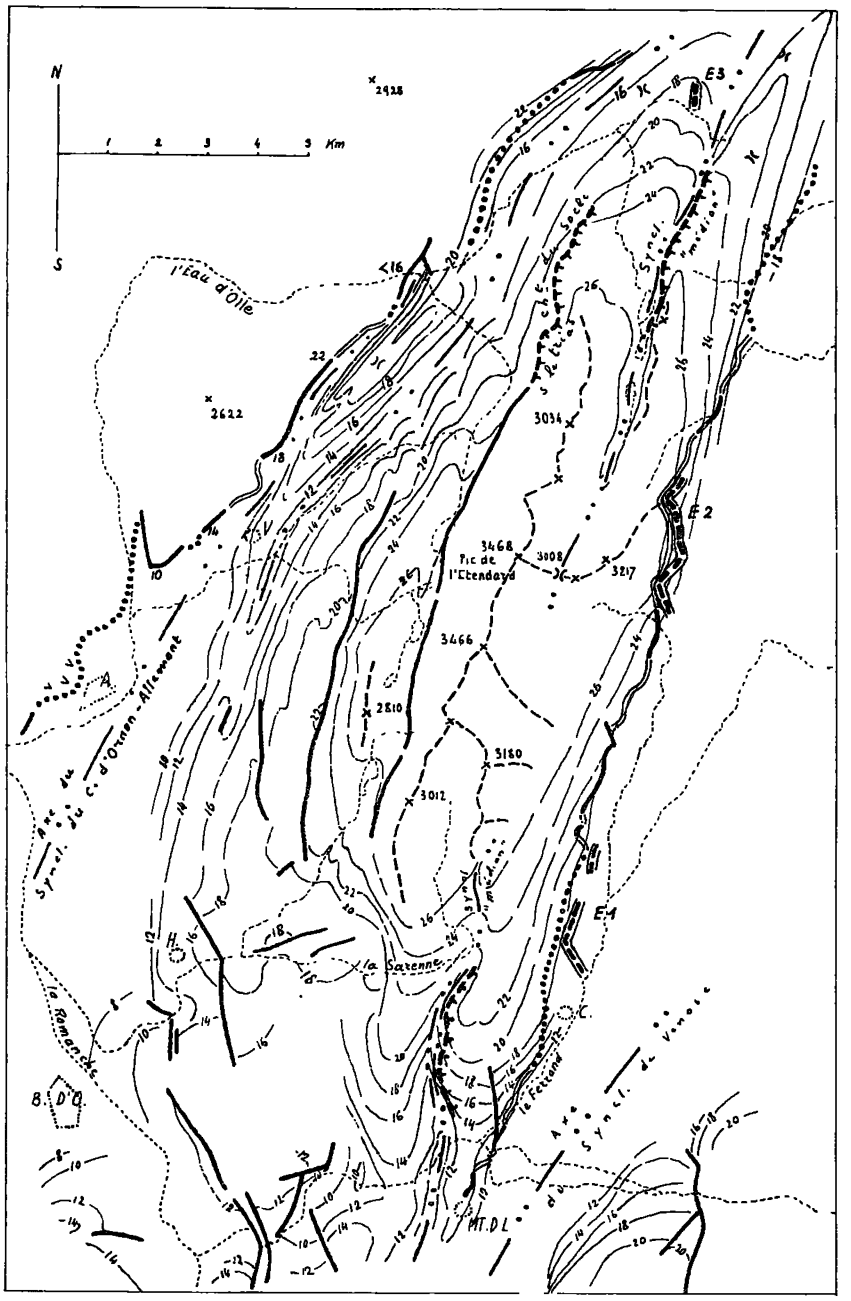


Fig. 1 B. — Le soulèvement des Grandes-Rousses
et la dépression tectonique d'Allemont - col du Glandon. Esquisse tectonique.

Isohypses de la surface du socle antétriasique de 200 en 200 mètres jusqu'à la cote 2 600 (courbe 26), tracées par interpolation à partir des affleurements de trias et en tenant compte de la forme actuelle du relief du socle dénudé dans certains intervalles.

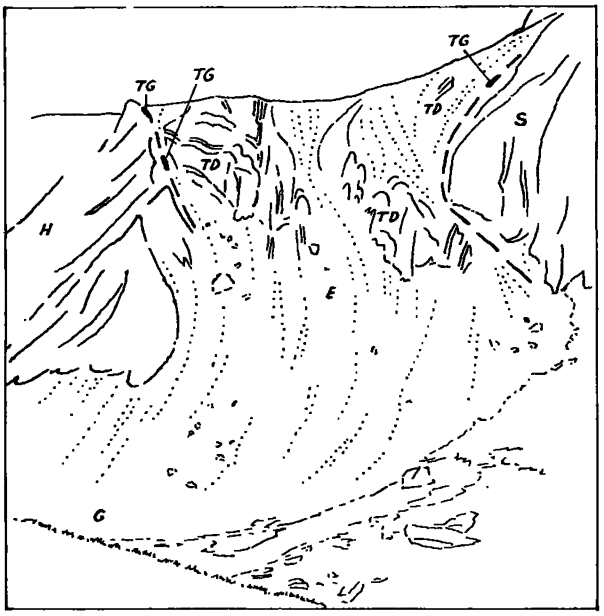
En trait gras : Failles et contacts mécaniques (position aux affleurements).

Bordures Est des Grandes Rousses et Nord-Ouest des synclinaux d'Allemont et du col du Glandon (position aux affleurements). *En trait gras :* Contact mécanique, faille. *En double trait fin :* Bordure revêtue de trias en place. *Ligne de points :* Bordure de nature tectonique indéterminée (oblitérée par 'e Quaternaire).

Figuré particulier pour 3 secteurs de bordure où le socle chevauche sa couverture (position aux affleurements).

Figuré particulier pour les fronts d' « écailles flottantes » (E1) et pour les « écailles flottantes » (E2, E3) des bordures des Grandes Rousses.

Lignes de deux points et traits : Axes des principaux synclinaux.



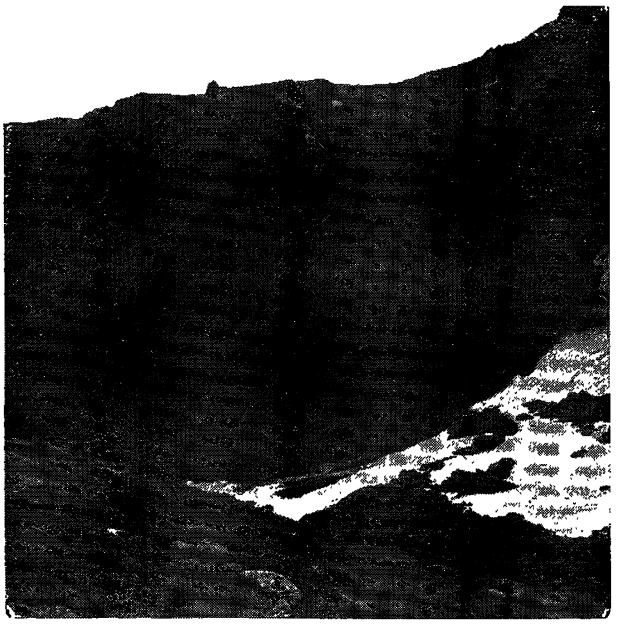


Fig. 2. — Le synclinal « médian » des Grandes-Rousses au Sud du Château Noir.

Vue prise du Nord-Est (vallon du Grand Cros, pt. 2 629). Largeur de la formation mésozoïque : 100 m à l'étranglement apparent. Hauteur du versant intéressé : 100 m environ.

E, Eboulis ; *G,* Moraines ; *TD,* Trias, dolomies ruiniformes ; *TG,* Trias niveau de base gréseux à graviers (position générale du niveau en tireté épais) ; *H,* Carbonifère (rhyolite ; *S,* Socle cristallin (portant un placage de rhyolite).

ment par faille transversale, mais en fait le contact de faille longitudinale se suit facilement sur le terrain.

Le synclinal « médian » des Grandes-Rousses répond donc aux caractères généraux d'une tectonique plastique, mais la présence de *failles d'étirement des flancs du pli,* dont le rôle est tenu par les failles directionnelles, en marque une limite.

Le FLANC EST DES GRANDES-ROUSSES (fig. 1) est également affecté par un étirement cassant de la surface du socle, cristallin ou carbonifère, au cours de son redressement. L'importance relative de la tectonique cassante peut être évaluée statistiquement : sur 24 km de longueur de bordure du socle aux affleurements, le contact stratigraphique socle-couverture se voit sur 9 km, le contact par failles longitudinales occupe 5 km, le reste étant caché sous le Quaternaire.

Dans le MASSIF DU PELVOUX, certaines des *failles directionnelles* observées sont assez importantes.

Il en est ainsi au FLANC OUEST DE LA ZONE DU PLATEAU DE PARIS ([14], p. 80-82). J'indique tout d'abord que le petit synclinal donné comme « énergiquement pincé » aux abords du pt 2256 ([14], p. 75, fig. p. 81) est en fait une légère inflexion en demi-synclinal contre une faille subméridienne de rejet est. A noter par ailleurs une curieuse faille plate conforme, qui décoiffe, en quelque sorte, à son sommet, le flanc normal abrupt du puissant gradin inférieur, visible à la bordure, 350 m au-dessus du lac du Chambon. Mais le flanc est du SYNCLINAL DE LA BRÈCHE DU GRAND CREUX - CASCADE DE LA PISSE est formé dans le bas par une longue faille (fig. 3). Celle-ci est un peu chevauchante à son extrémité nord visible, sur un court secteur où elle s'incurve en direction. Ailleurs elle est seulement très redressée. Les lambeaux de couverture en place, visibles du côté du rejet, révèlent la forte inclinaison du flanc du pli au-dessus de la faille, au contact de celle-ci. Le rejet de faille pourrait être assez fort (plus de 200 m) à la traversée de la crête du contrefort ouest du sommet nord de Roche Mantel, tandis qu'il s'amortit peu à peu vers le Sud.

Le Trias visible du côté du rejet sur la transversale du Serre Palas est affecté de petits replis très

vigoureux, ce qui s'explique bien comme l'effet d'un refoulement des masses de la couverture, engagée dans le serrage du synclinal du socle.

D'autres régions du massif du Pelvoux montrent des failles d'étirement du flanc d'un pli du socle, parfois accompagnées de laminages dans le socle (avec création de zones feuilletées plus ou moins étendues parallèles). Une telle faille (non décrite dans [14], p. 41 et fig. p. 40) accidente le flanc NE du SYNCLINAL DU TT DE TROUBA (bordure nord du SYNCLINORIUM DE L'AIG. DE MORGES) et laisse voir son trajet intracristallin sur au moins 500 m de dénivellation le long du couloir dans lequel coule le Tt des Sapinières. A la BORDURE OUEST DU MASSIF, le domaine affecté par les laminages et les failles d'étirement est cependant assez limité aux affleurements et laisse une large place aux parties de bordure où, quelle que soit la raideur du contact socle-couverture, ce dernier est stratigraphique. Le secteur de cette bordure le plus affecté est l'éperon ouest du Banc du Peyron, sur son flanc NW (fig. 6). Un laminage intense n'a laissé que de minces lentilles de Trias [2].

Le *rôle accessoire des failles transversales* ressort de l'ensemble des observations nouvelles.

Dans le massif du Pelvoux, au versant nord de la Grande Sure (au SW du lac du Chambon), une telle faille détermine (par sa jonction oblique avec celle du Grand Creux - La Pisse : sa trace morphologique vient buter contre cette dernière à peu près sur l'axe du thalweg de la vallée de la Romanche) un petit graben en coin dans lequel la surface du socle revêtu de son Trias forme d'ailleurs un bombement [3].

Je rappelle qu'il existe néanmoins quelques accidents cassants transversaux assez étendus (visibles sur quelques kilomètres), bien que d'amplitude verticale médiocre : ainsi dans le massif du Pelvoux les failles du col de Séguret Foran ([14], p. 58, fig. p. 24 et 56) et du Lauvitel - Rav. du Taillat [4], auxquelles on ajoutera celle de la Brèche du Rouget, qui, comme celle de Séguret Foran, recoupe le brachyanticlinal culminant. Certains de ces accidents étendus ont d'ailleurs un caractère très net de failles tardives. Les directions des trois failles citées sont en gros E-W. Mais les directions de l'ensemble des failles transversales n'obéissent pas à un plan général d'orientation privilégiée ; il n'est pas possible, par exemple, de définir un système d'orientation WSW-ENE important tel qu'il est souvent allégué dans divers travaux récents consacrés aux Grandes-Rousses ou à la chaîne de Belledonne méridionale.

J'ai montré d'autre part ([14], p. 238-239) que dans la tectonique du socle des massifs cristallins externes des Alpes du Sud *le rôle des failles* (transversales ou longitudinales) *grandit dans des régions tectoniquement élevées* (voir [14], p. 75 et suiv., fig. p. 24, 76 et 77, pour le Pelvoux ; [8], pour le Taillefer) *et sur des terminaisons axiales de certains anticlinaux*. Ce dernier cas est celui de la retombée axiale sud des Grandes-Rousses (fig. 1) [7], notamment pour des failles transversales qui obéissent à l'orientation WSW-ENE [4].

Un nouvel exemple de *terminaison axiale d'anticlinal en horst* se voit bien à la Roche Grande, éperon terminant au Sud les crêtes du Rissiou, côté Belledonne du synclinal du col d'Ornon-Allemont (fig. 1). L'éperon abrupt est précisément formé par le horst de Cristallin, plongeant verticalement dans le Lias, ou le chevauchant légèrement, au moins du côté ouest, versant de l'Eau d'Olle. Le Lias est néanmoins affecté partout de forts pendages dirigés, d'un côté comme de l'autre, vers le socle. En raison de la raideur des pentes, il est difficile d'exclure l'idée que les chevauchements résultent, au moins en grande partie, d'un balancement des versants.

Le Lias du versant de l'Eau d'Olle cité ci-dessus semble remplir un graben en coin aigu du socle, en quelque sorte la réplique du horst en « négatif ». C'est au flanc ouest de ce graben que J.-C. BARFÉTY *et al.* [1] font correspondre une « faille de Bourg-d'Oisans » (chap. 2). Mais il convient de noter que, de ce côté, le Lias émerge partout du Quaternaire et relativement loin des affleurements du socle.

Il est possible, mais hypothétique, que le même type de structure cassante en « dent de scie » se

[2] Ce Trias a dû être mince à l'origine. Une région de lacune stratigraphique apparaît au front de l'éperon ouest du Banc du Peyron, où le Lias au contact avec le socle renferme des bancs de grès brun alternant avec des calcaires marneux brun clair. A noter qu'il renferme aussi des lentilles de spilites. ceux-ci bien développés dans le Lias un peu plus au Sud (au Sud de la Séveraissette).

[3] A la bordure SW du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène ([14], p. 64-65), près et au Sud du refuge du C.A.F., une petite faille transversale localise un filon métallifère à galène et pyrite qui a donné lieu à un grattage.

[4] Une des fractures WSW-ESE, indiquée sur la fig. 2, au Nord de la Sarenne, et une fracture voisine parallèle renferment le gisement filonien de barytine qui a été exploité près d'Huez.

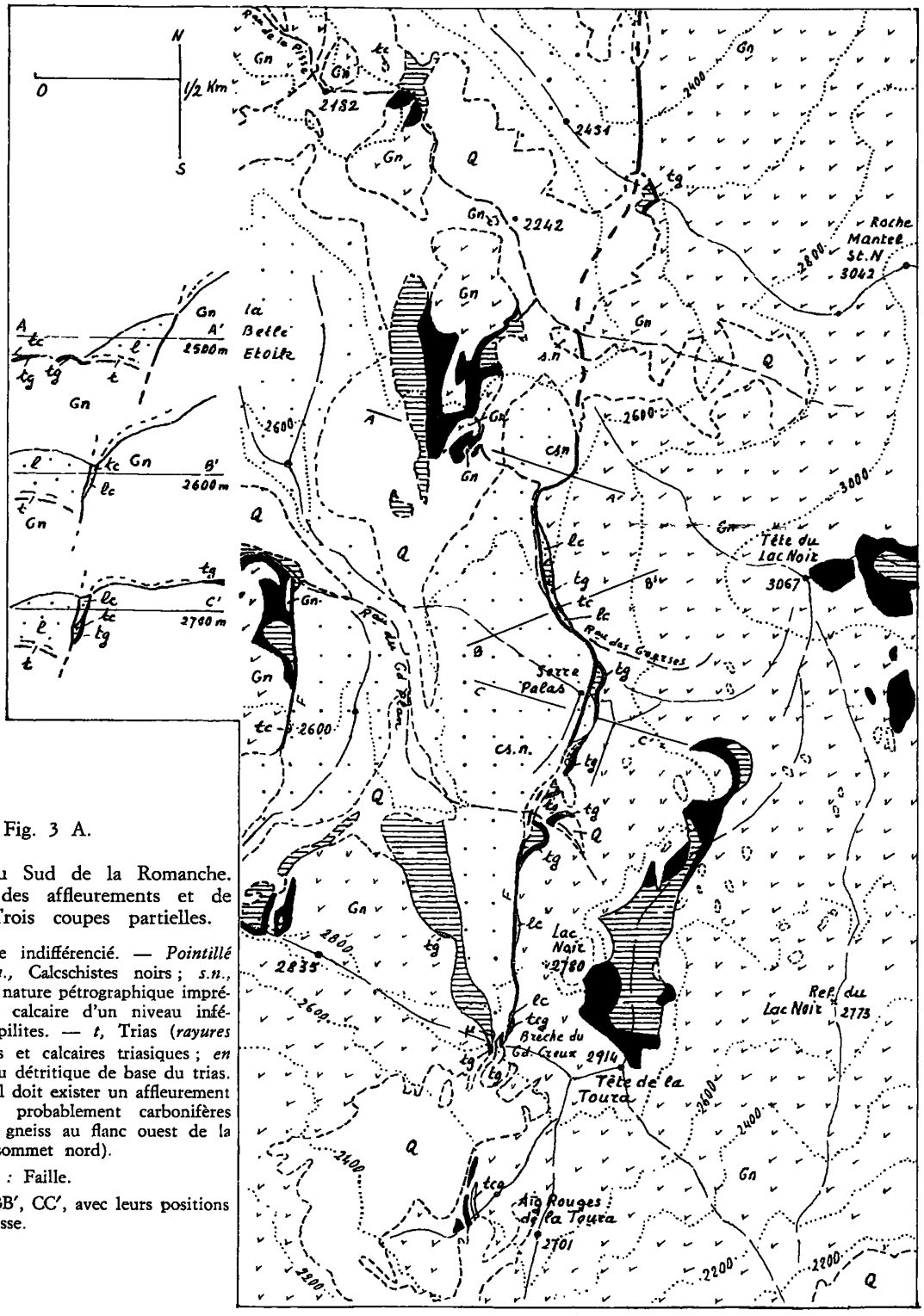


Fig. 3 A.

La partie au Sud de la Romanche. Carte-esquisse des affleurements et de l'orographie. Trois coupes partielles.

Q, Quaternaire indifférencié. — *Pointillé* (l) : Lias (*cs.n.*, Calcschistes noirs ; *s.n.*, Schistes noirs de nature pétrographique imprécisée ; *l.c.*, Lias calcaire d'un niveau inférieur). — μ, Spilites. — *t*, Trias (*rayures* (*tc*) : Cargneules et calcaires triasiques ; *en noir* (*tg*) : Niveau détritique de base du trias. — *Gn*, Gneiss. Il doit exister un affleurement de conglomérats probablement carbonifères reposant sur les gneiss au flanc ouest de la Roche Mantel (sommet nord).

Trait gras (*F*) : Faille.

Coupes AA′, BB′, CC′, avec leurs positions sur la carte esquisse.

Fig. 3. — La structure tectonique axée sur la Brèche du Grand Creux.

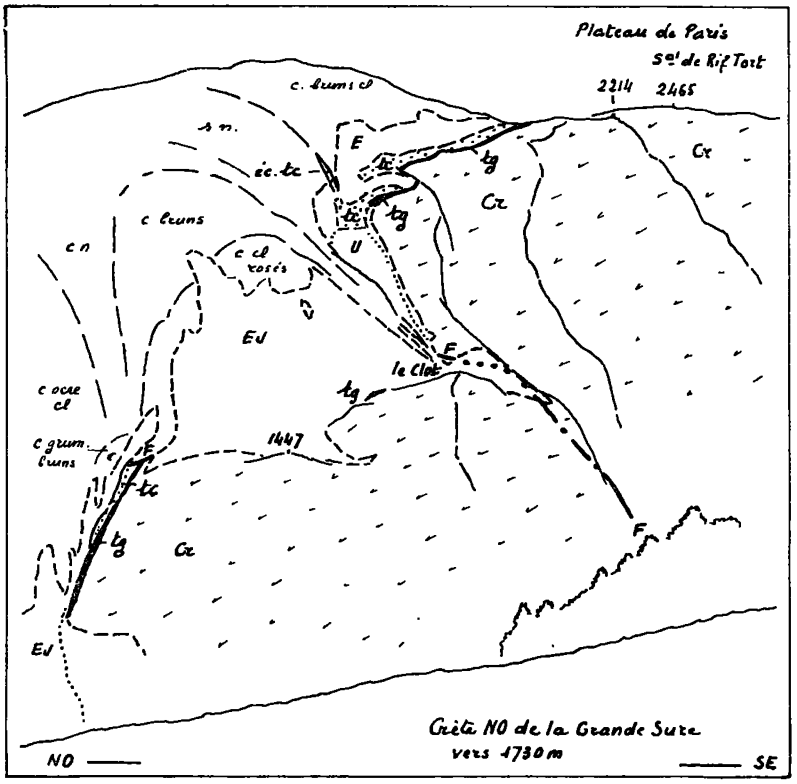
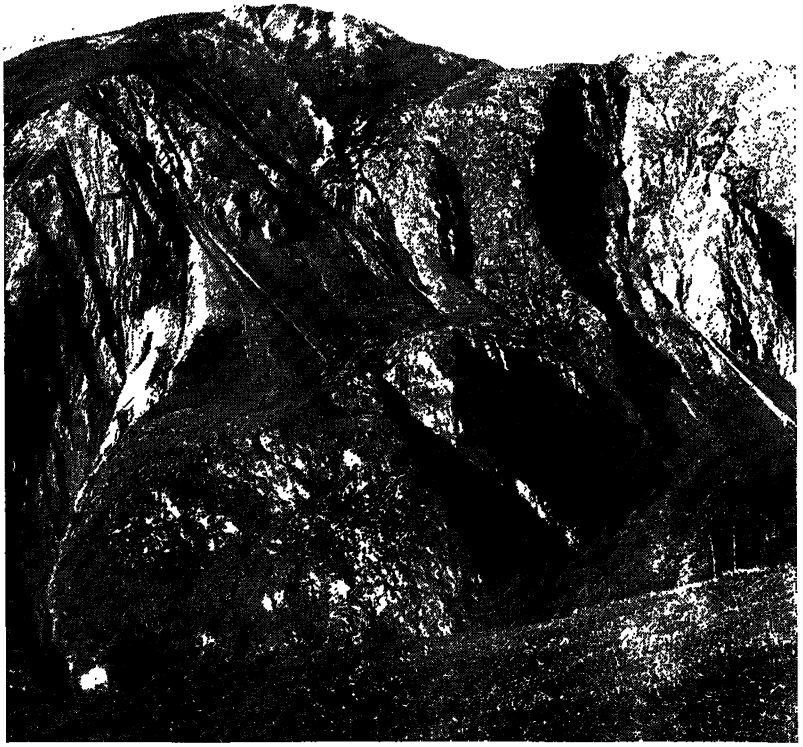


Fig. 3 B.

La terminaison nord des affleurements et la bordure nord du socle du massif du Pelvoux à la retombée ouest du Plateau de Paris.

E, EJ, U : Quaternaire. — *s.n., c.n., c ocre cl, c. brun cl., c. brun, c. grum. brun, c. cl. rosé :* Complexe jurassique (en partie ou en totalité : Lias. — *t,* Trias (*c,* Calcaires et cargneules ; *g,* Niveau détritique de base). — *Cr,* Cristallin indifférencié.

Tirets et points gras, ligne de gros points, F : Secteur terminal des affleurements de la faille axée sur la brèche du Grand Creux. — *éc. tc :* Lambeau de Trias pincé dans le lias.



retrouve plus au Nord, en plus petit, sur la bordure de Belledonne, à la terminaison nord des affleurements de couverture du synclinal du col d'Ornon-Allemont, et au flanc du synclinal du Glandon qui la relaie (fig. 1).

2. Synclinaux ou grabens ?

Les structures que j'ai appelées « synclinaux », axées sur le col d'Ornon - région d'Allemont, sur Venosc - col de la Muzelle - Villard Loubière, etc., sur le ravin du torrent de l'Homme (près de Villar-d'Arène), méritent d'être réexaminées dans l'optique du choix : synclinaux ou grabens. En effet, une tendance persistante existe de chercher à y voir des grabens. Les observations nouvelles qui concernent directement les formes du socle ne peuvent que conduire à réaffirmer la nature synclinale de ces structures, mais permettent d'y mieux voir le rôle et l'importance des failles.

Les figures 1 et 4 contiennent l'essentiel des renseignements que l'on peut tirer de l'observation directe, et de quelques interpolations et extrapolations prudentes, sur la disposition géométrique du socle dans le SYNCLINAL DU COL D'ORNON-ALLEMONT (fig. 4).

Le flanc est de la structure est bien visible par places grâce aux coupes naturelles du Trias et de son substratum que créent d'amples biseaux d'érosion, d'une part au Sud, au droit du Rochail entre 2 700 et 1 600 m d'altitude, d'autre part au Nord, où il fait partie du flanc ouest des Grandes-Rousses, entre 2 000 et 1 000 m. Des portions étendues de la surface structurale du socle partiellement revêtu d'une croûte triasique prolongent le domaine d'observation vers le haut jusque vers 2 800 m au Rochail, 2 600-2 800 m dans les Grandes-Rousses. Entre ces deux secteurs, celui qui correspond à l'ensellement de séparation Pelvoux - Grandes-Rousses (la dorsale du socle de jonction des massifs doit s'y abaisser jusque vers 1 200 m d'altitude), laisse voir deux bordures continues de la surface structurale du socle depuis les régions hautes des soulèvements jusqu'à 800 m d'altitude.

Les résultats d'études précédentes ([9, 10, 14], fig. p. 158 et 162, p. 164) n'ont pas à être modifiés quant à la définition du style tectonique souple de tout ce flanc est, ce qu'expriment les figures. On a affaire à une surface inclinée diversement gauchie, accidentée de quelques replis de direction oblique (qui seront examinés plus loin), mais qui, avec un pendage moyen accusé (de l'ordre de 40 à 45 degrés à l'Ouest du Rochail, de 20 à 30 degrés à l'Ouest des Grandes-Rousses) et de forts pendages locaux (jusqu'à la verticale en divers points à l'Ouest des Grandes-Rousses) est essentiellement le résultat d'un mouvement général de bascule et de ploiements de nature souple. Les failles longitudinales ne jouent un rôle appréciable qu'au flanc des Grandes-Rousses. Elles sont « directes conformes » et constituent la partie cassante de ce flanc, située au bas, ou près du bas des flancs ouest de trois gradins anticlinaux, à sommet plat et au flanc très redressé, en lesquels se décompose la structure d'ensemble basculée entre 1 000 et 2 800 m d'altitude. Le rejet vertical variable de ces failles ne peut être que grossièrement estimé, mais il ne peut pas dépasser des valeurs allant de quelques dizaines de mètres à 100, peut-être 200 m tout au plus. La part totale de la dénivellation par faille dans la dénivellation générale due à l'ensemble de la déformation est nettement minoritaire (moins de 200 à 300 m sur 1 600 aux Petites Rousses : pt 2 810 de la fig. 1). Partout où les pendages du contact stratigraphique socle-couverture ont pu être directement observés, ils confirment bien cette notion.

Le rôle des failles, avec en particulier le développement d'un système de failles transversales, devient plus important dans le secteur qui correspond à l'ensellement de séparation Pelvoux - Grandes-Rousses et dans les régions hautes du Rochail, mais sans jamais prédominer. On voit même que dans les régions plus basses un gauchissement essentiellement souple caractérise le flanc de pli adouci visible de part et d'autre du Bourg-d'Oisans.

Sur le flanc ouest de la dépression tectonique du col d'Ornon-Allemont, les conditions de l'observation de la surface structurale du socle sont beaucoup plus mauvaises que de l'autre côté. Ceci provient surtout de l'absence de grandes coupes d'érosion. Ce n'est qu'au-dessus d'Ornon que l'on peut en suivre une sur quelques centaines de mètres de dénivellation.

Ce flanc ouest montre un style de déformation très cassant dans l'ensemble. Dans les conditions d'observation, c'est encore (comme à la bordure est des Grandes-Rousses) un décompte statistique, exprimant la distribution des contacts selon leur caractère

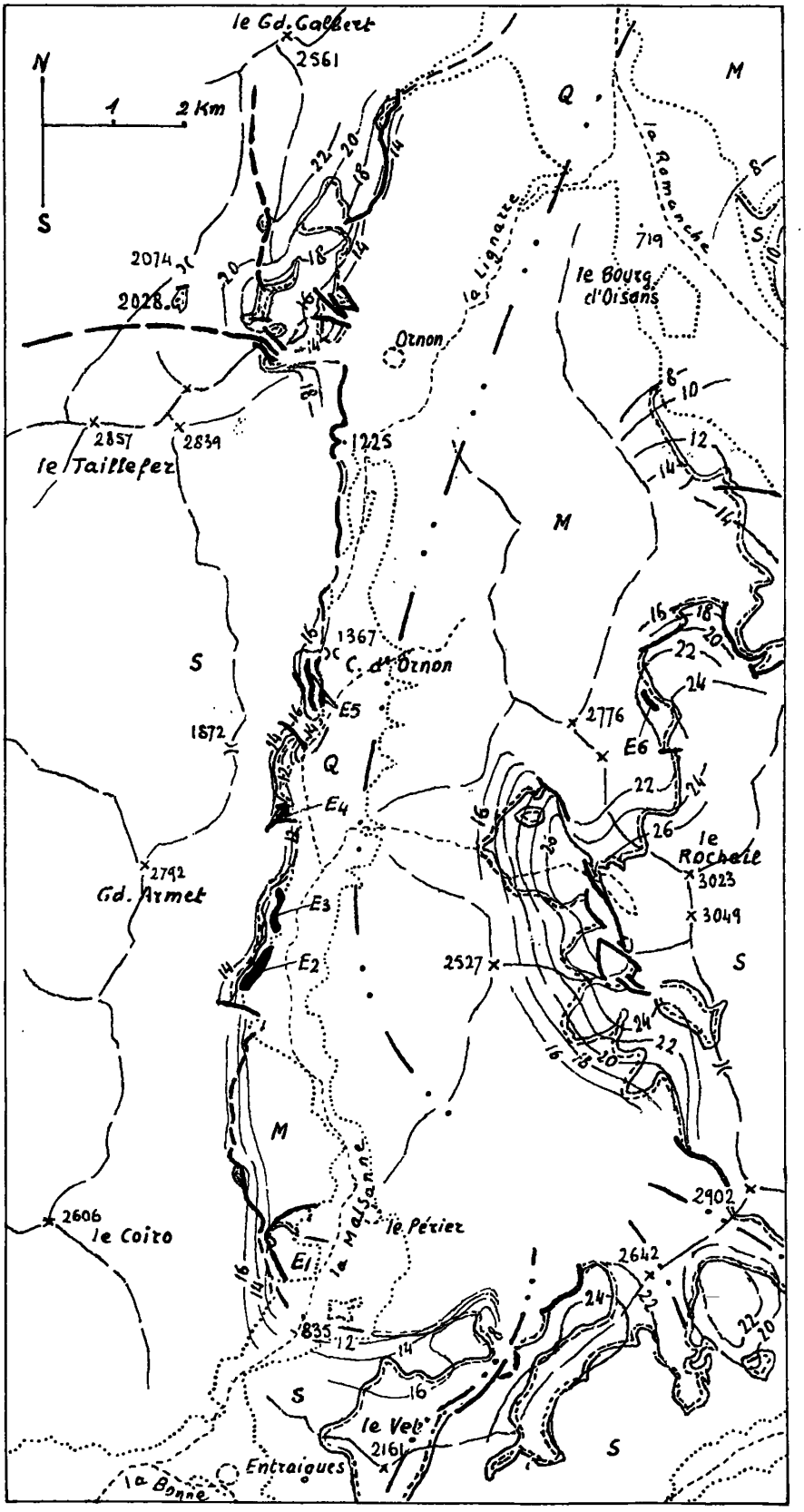


Fig. 4. — Le synclinal du col d'Ornon - Allemont, partie sud, et le flanc nord-ouest du soulèvement du Rochail. Esquisse tectonique.

S, Socle antétriasique; *M*, Mésozoïque; *Q*, Quaternaire.

En trait gras · Contacts mécaniques, failles (*trait gras interrompu :* Tracé de faille approximatif, contact mécanique socle-mésozoïque certain seulement par places, près du Périer). Positions aux affleurements.

Trait continu doublé d'un tireté : Contact stratigraphique normal entre le socle et le mésozoïque. Position aux affleurements.

Tireté long : Contact socle mésozoïque de nature tectonique indéterminée (oblitéré par le Quaternaire).

Isohypses de la surface du socle antétriasique de 200 en 200 mètres.

Lignes de deux points et traits : Axes des principaux synclinaux.

E,E,E. : Ecailles tectoniques (parties observables). E1 est très probablement resté solidaire de sa racine. E5 est constituée par deux niveaux d'écaillage. E6 n'est décelé que par un petit lambeau de spilites flottant dans le Lias et représente un écaillage de la couverture beaucoup plus vaste.

le long de la bordure, qui permet de voir cette dominante cassante : en exceptant la région de contacts stratigraphiques visibles qui occupe un secteur supérieur adouci (et d'ailleurs particulier) du flanc au-dessus d'Ornon, sur 39 km de longueur développée de bordure, 15 sont cachés, ou mal définis, 15 montrent un contact tectonique (faille franche ou suppression mécanique de la base de la série sédimentaire), 9 seulement montrent un contact stratigraphique entre le socle et le Trias. Mais il est très important de voir que le contact stratigraphique normal est aussi redressé que les contacts tectoniques, et souvent vertical. Le secteur sud (à l'Est du Grand Armet) montre même que là le contact stratigraphique est plus redressé que la puissante paroi du socle qui s'élève immédiatement au-dessus. Cependant les contacts les plus verticaux et le plus grand pourcentage de contacts tectoniques s'observent dans le grand secteur au Nord de la Romanche.

Au Sud ([14], p. 169-173) la dépression tectonique du col d'Ornon-Allemont se ferme, en quelque sorte, en « fond de coquille », contre le socle normalement revêtu de Trias, fortement redressé (jusqu'à la verticale) dans le bas (1 100 m) mais dont l'inclinaison s'adoucit vers le haut. Trois issues synclinales bien définies s'ouvrent au SE selon une disposition caractéristique : elles se présentent comme une ramification en éventail de la dépression à son extrémité sud en même temps que la dépression s'amenuise et perd de la profondeur. L'issue la plus à l'Est, de loin la plus profonde, est celle du synclinal pincé de Valsenestre ([14], p. 164), que l'on peut considérer comme le prolongement axial de la dépression, mais après torsion d'axe de celle-ci vers le SE (les deux autres issues synclinales étant des accidents mineurs).

A son extrémité nord, la dépression du col d'Ornon est relayée par une autre, de style identique, axée sur le col du Glandon [10]. Aux affleurements, la dépression d'Allemont se termine au Nord en coin (sitôt traversée l'Eau d'Olle, à la Grande Maison), et il est très probable qu'il s'agit d'un coin cassant, mais à faible distance au Sud s'observent deux flancs formés par le contact stratigraphique normal du Trias fortement redressé.

Le relais s'opère par-dessus la dorsale normalement anticlinale de l'Enversin (à peu près axée sur le col du Sabot et Vaujany) qui subit un abaissement d'axe jusqu'à environ 1 300 m d'altitude. Cette dorsale est oblique sur l'axe moyen des dépressions qu'elle sépare.

Au-dessus de 1 300 m, on peut parler d'une seule grande dépression tectonique, de dessin simple dans les grandes lignes, mais complexe dans certains détails, séparant le soulèvement de Belledonne interne de ceux des Grandes-Rousses et du Rochail. Cette dépression se ferme au Sud, au-dessous de 1 600-1 700 m d'altitude, contre la soudure qui s'opère ici entre les soulèvements de Belledonne et du Pelvoux ([14], p. 169, 174). Le prolongement constitué par le synclinal de Valsenestre, tout d'abord plus profond (*ibid.*, p. 165-166) et « adventif » par rapport à la grande structure, subit une forte élévation axiale plus au Sud.

La discussion sur la nature synclinale ou de graben de la dépression du col d'Ornon-Allemont doit faire également intervenir, dans l'inventaire des structures du socle, les écailles que j'ai décrites [9] et auxquelles est à rattacher le « promontoire » anticlinal semi-cassant des Surres (EI de la fig. 4) [5].

C'est dans ce contexte que doivent être situées les considérations que J.-C. Barféty, M. Gidon et R. Mouterde [1] ont consacrées au style de la déformation du socle dans la dépression tectonique du col d'Ornon-Allemont (nommée : de Bourg-d'Oisans), d'après une étude de la couverture.

Les précisions stratigraphiques importantes sur la série liasique ainsi que l'analyse de plissement de cette série dans un secteur allant du versant nord du Grand Renaud à Allemont sont des apports précieux à la connaissance de la couverture et de sa tectonique sur laquelle P. Vialon [16] avait déjà fourni des données utiles intéressant la schistosité. Il est bien évident que, comme la schistosité, le plissement de la couverture a des rapports avec les déformations du socle. Mais quels sont ces rapports ?

J.-C. Barféty *et al.* [1] concluent que le « synclinal » de Bourg-d'Oisans semble correspondre à un graben. Il « ... ne mérite pas son nom, ce

[5] Ce dernier pourrait englober le Cristallin sur lequel repose le hameau de Dessous-la Roche, sur l'autre rive de la Malsanne (voir [14], fig. p. 172). Cette interprétation est un peu différente de celle que j'ai donnée en ne mettant en évidence que le « graben des Surres » (*ibid.*, p. 173). Elle permet de comprendre la brusque absence de Trias à Dessous-la Roche, dans le prolongement d'un Trias puissant immédiatement à l'Est.

qu'avaient déjà laissé apparaître, à son extrémité nord, les études antérieures de M. BORNUAT. En fait on y voit se développer un système de fractures subparallèles très redressées qui ont à peu près la direction de celles des Grandes-Rousses... ».

Cependant, au Nord j'ai décrit [10] l'aspect typiquement souple du plissement dans tout l'environnement du col du Sabot.

J.-C. BARFÉTY *et al.* [1] citent, parmi les fractures des Grandes-Rousses, l'accident « médian », qui est pourtant un synclinal évident pour qui se donne la peine d'aller l'étudier sur place, et la bordure est, qui est bien loin d'être une simple faille (voir chap. 1). Mais il convient de s'arrêter surtout sur les fractures décrites dans le synclinal du col d'Ornon-Allemont. En fait, il y en a deux.

L'une longerait la bordure ouest. Il faut remarquer que le schéma structural des auteurs cités ([1], p. 26) simplifie, en le « lissant », le dessin de cet accident, ou peut-être le schématise d'une manière qui n'est pas conforme au texte. Celui-ci, en effet, laisse penser que la faille se définit principalement à l'intérieur de la couverture, tandis que le schéma en fait le contact même entre le socle et la couverture.

D'autre part ce texte interprète les écailles du col d'Ornon comme le résultat d'écaillages le long du « plan de faille ». Il suffit de se reporter à ma description [9] pour voir que ces écailles, souvent très peu écrasées, n'ont pas une disposition conforme à une telle hypothèse. Il n'est d'ailleurs pas indiqué dans ma description qu'il s'agit d' « accidents locaux dans un champ de déformations généralement souples », comme me l'attribuent les auteurs en question ; ceci a été dit des failles observées en général dans la région du col d'Ornon-Allemont, en ajoutant d'ailleurs : « C'est la bordure de Belledonne qui se montre la plus cassante, et ce fait demandera une explication. »

De l'existence des écailles, qui comprennent avec le Trias des spilites et des éléments de la base du Lias, ainsi que du Cristallin, j'ai donné [9] une explication que je reprendrai au chapitre 5.

Quant à la bordure elle-même, ce que l'on y observe y situe sans nul doute un flanc de pli fortement étiré. Cet étirement n'a pu prendre de l ampleur qu'avec la production de fractures directionnelles, puis leur développement, au fur et à mesure que le flanc de pli se redressait jusqu'à sa position actuelle, proche de la verticale. Mais cela n'allait pas sans que la tectonique souple, en action dès le départ, continue à agir sur les panneaux circonscrits par les failles. Il en est finalement résulté un flanc très abrupt constitué par une association de failles (plus ou moins étendues et formant souvent des surfaces gauches) et de panneaux du contact stratigraphique normal presque aussi redressés que les failles.

L'autre fracture décrite par J.-C. BARFÉTY *et al.* [1] est définie dans la masse liasique. C'est la « faille de Bourg-d'Oisans », évoquée au chap. 1. Même si on adopte l'idée de sa correspondance avec une fracture du socle, ce ne peut être suffisant pour dénier à la dépression tectonique, vue dans son ensemble, une qualité de structure essentiellement synclinale.

Mais de plus, si l'on peut, assez hypothétiquement d'ailleurs, prolonger la faille de Bourg-d'Oisans jusqu'à former, au Nord, dans le socle, le flanc ouest d'un coin cassant (voir chap. 1), par contre au Sud, dans la région de fermeture partielle et de torsion d'axe de la dépression tectonique, aucune donnée d'observation ne peut étayer l'idée d'un prolongement.

Le « synclinal du col d'Ornon-Allemont » est bien un véritable synclinal, même si sa tectonique est partiellement cassante : la plus ample manifestation de la tectonique par faille qui s'y associe au plissement souple est celle de l'étirement considérable subi par son flanc ouest.

Il reste néanmoins à prendre en considération les importantes données structurales apportées sur la couverture par J.-C. BARFÉTY *et al.* [1], grâce à la détermination de l'âge des formations liasiques. C'est l'Aalénien qui est au contact du Sinémurien de part et d'autre de la faille de Bourg-d'Oisans. C'est encore lui, et peut-être le Dogger, ou au moins, au Nord, le Toarcien, qui apparaît au contact des termes inférieurs de la couverture, ou du socle lui-même, à la bordure ouest du synclinal. Il convient de rapprocher ces observations d'autres faits concernant les aspects structuraux de la couverture dans un domaine plus vaste. Nous y reviendrons au chap. 5.

Le SYNCLINAL DE VENOSC - VILLAR LOUBIÈRE et le petit SYNCLINAL DU RAVIN DE L'HOMME ne donneront pas lieu à une discussion aussi étendue (fig. 5).

C'est à F. DESTHIEUX que l'on doit l'observation nouvelle la plus intéressante, concernant le sujet de la discussion, faite au cours de l'été 1971, sur la première de ces structures, au col de la Muzelle (communication orale). Il a trouvé là un flanc ouest de Trias redressé à la verticale avec son substratum cristallin (Clapier du Peyron), qu'il a pu suivre sur près de 200 m de dénivellation, au versant sud du col, c'est-à-dire jusqu'à sa disparition sous les éboulis. C'est une mince formation de grès à éléments du socle sous-jacent, conglomératique à la base, à ciment phylliteux et carbonaté (probablement dolomitique).

Ainsi malgré l'étirement du flanc ouest du pli, la coupe du synclinal (voir [14], fig. p. 104, coupe au col de la Muzelle) devient symétrique en ce qui concerne l'élément essentiel de la structure : le contact socle-couverture.

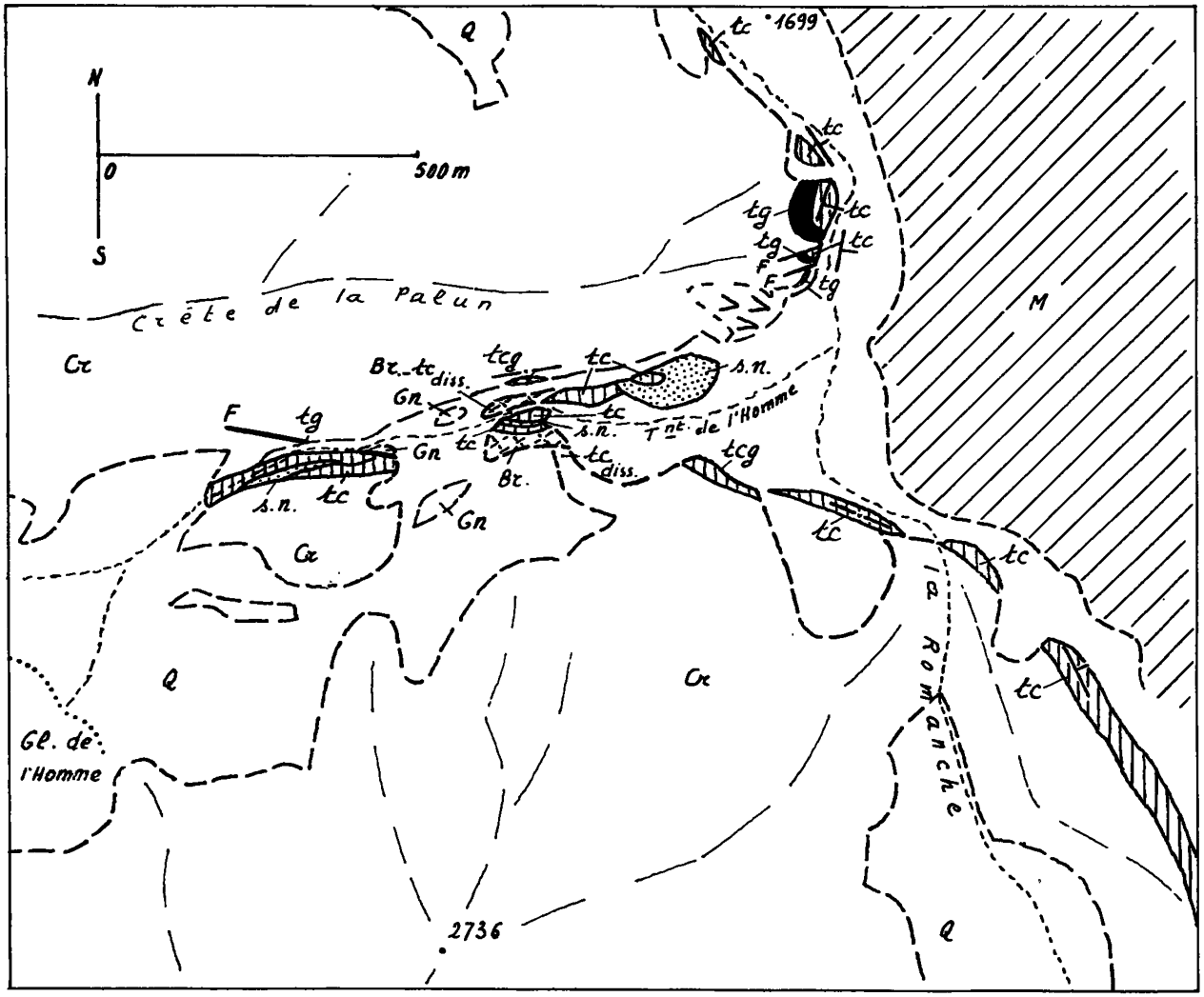


Fig. 5. — Esquisse cartographique du synclinal du ravin de l'Homme.

Q, Quaternaire indifférencié ; *M*, Mésozoïque indifférencié du synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène ; *s.n.*, Schistes noirs ; *tc*, Trias calcaire (*tc diss.*, Petits affleurements disséminés) ; *tg*, Base gréseuse conglomératique du trias ; *Cr*, Socle cristallin indifférencié (*Gn*, Gneiss au sens large).

Pendages observés figurés avec leur valeur conventionnelle. — *Br*, Brèche tectonique de gneiss et de trias calcaire. — *F* : Faille. *VVV* : Panneau de cristallin glissé.

Le synclinal du ravin de l'Homme (*ibid.*, fig. p 68, p. 69) a donné lieu à deux interprétations niant sa nature synclinale, l'une le supposant lié à une grande faille E-W, l'autre l'expliquant comme un petit graben greffé au flanc du grand synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène. Les nouvelles observations (fig. 5) n'apportent aucun argument en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses. Elles conduisent néanmoins à modifier en partie et à préciser ma description antérieure. Il n'y a pas dans cette structure un épais « conglomérat gris » triasique. En fait le Trias gréseux basal n'est bien développé dans le synclinal du Villar-d'Arène que, très localement, au Nord du ravin de l'Homme et plus loin au Sud.

Une mince pellicule de Trias gréseux se voit par places dans le ravin de l'Homme. Il est collé verticalement au socle gneissique, de part et d'autre de l'axe du ravin, sous le Trias calcaire. Ce dernier repose ailleurs directement sur le socle. Il forme en général des affleurements massifs, mais ne subsiste par places que dans un encroûtement discontinu constitué par un remplissage de petites anfractuosités des gneiss. Le synclinal renferme par ailleurs une formation axiale de schistes noirs.

Plongeant axialement vers le synclinal de l'Alpe du Villar-d'Arène, celui du ravin de l'Homme s'évase. La part de la tectonique cassante dans la déformation d'ensemble se voit localement au Nord dans le jeu de failles locales qui séparent des panneaux orientés et basculés de façon progressive, provoquant ainsi l'évasement de ce côté. Elle se voit aussi à une autre échelle et sous un autre mode, celui de broyages plus ou moins intimes de zones localisées, sous-jacentes aux calcaires triasiques et donnant une brèche tectonique calcaréo-gneissique.

Il existe une faille visible plus importante dans le ravin de l'Homme. Mais elle ne guide pas la structure synclinale. Elle recoupe les affleurements de mésozoïque et l'axe du ravin sous un angle de 30 degrés [6].

On ajoutera ici que si, pour définir les formes étudiées ci-dessus, c'est le terme « synclinal » qui convient, et non l'appellation « graben », il existe de véritables petits grabens, d'ailleurs repris dans des pincées, dans le massif du Pelvoux ([14], p. 78-79, 171). Mais à plus grande échelle je ne vois guère que la « CUVETTE DE LA RIVOIRE » ([7], p. 183) qui ait des caractères de graben, peut-être seulement de demi-graben. Sa position est spéciale. Elle constitue un ombilic où le toit du socle présente son plus fort abaissement axial à la jonction Pelvoux - Grandes-Rousses. Les nouvelles observations de lambeaux triasiques dans les gorges de la Romanche, rive droite, au Sud d'Auris (fig. 1) en précisent l'aspect. La nature cassante du flanc ouest se voit localement au contact Cristallin-Trias, mais celui-ci dessine une demi-flexure : son inclinaison s'abaisse régulièrement de 70 degrés, contre la faille, à 15 degrés au bord de l'escarpement sous-jacent de la tranchée inférieure des gorges. D'autre part ce flanc ouest laisse entrevoir une structure plus complexe que celle d'une faille-flexure unique. Il existe au moins un accident transverse, déterminant un ravin au Sud de la ville.

3. Aspects de la complexité du plissement du socle. Plis ombilicaux. Anticlinaux extrusifs. Plis complexes et ramifiés. Chevauchements.

A) La présence de Lias (F. DESTHIEUX et J. VERNET, obs. automne 1971) en fond de vallée du Vénéon, à un peu plus de 900 m d'altitude, au pied du flanc vertical aval (ouest) du verrou de gneiss du Ferraret, révèle un OMBILIC DU BAS VÉNÉON, très profond, nouvel accident de ce type dans le massif du Pelvoux. Un affleurement de quelques mètres montre les calcschistes du Lias en bord de route, redressés verticalement contre la muraille de gneiss, c'est-à-dire contre une faille subverticale de direction NNW-SSE et de rejet est. Il est évident que le Quaternaire largement étendu à l'aval masque une étendue de couverture mésozoïque beaucoup plus importante.

De plus on peut penser qu'il existe ici une structure d'un type assez voisin de ceux des synclinaux de la Coche de Lanchâtra ([14], p. 85 et suiv.) et du Pic Gazonné (voir plus loin). Cette structure ombilicale se raccorde obliquement au synclinal passant par Lauvitel (F. DESTHIEUX et J. VERNET, [4]), comme le synclinal de la Coche de Lanchâtra par rapport à celui de Venosc (voir fig. 13 au NW du Rochail).

B) Dans mon travail antérieur ([14], fig. p. 42 ; p. 44-45) l'aspect particulier de la structure soulevée

[6] Cet accident localise un mince filon de quartz avec un peu de pyrite, chalcopyrite et galène.

du Pic de Vallon Clos (massif du Pelvoux, haut Valgaudemar) n'était pas mis en évidence. On trouvera ici (fig. 6, 7 et 8) les principaux traits de cette structure.

Dans les parties hautes, au « golfe » de Lias du versant NW (dont la masse schisteuse retient les eaux du petit lac situé à 2 600 m d'altitude dans le cirque de gneiss sommital) répond la structure analogue située sur le versant est, encaissée dans des parois de gneiss avec une direction axiale perpendiculaire (au fond du Vallon Clos). Mais le Lias n'est pas posé tranquillement dans des sortes de cuvettes adoucies. Ses couches sont verticales, comme les parois des gneiss encaissants, et orientées comme elles. Une lame de spilites est intercalée entre les gneiss du versant nord du Pic de Vallon Clos et le Lias du « golfe » NW.

Les flancs de gneiss du Pic de Vallon Clos, revêtus ou non de Trias et de spilites, ou de Lias calcaire basal, s'enfoncent de toutes parts sous la couverture avec de forts pendages. Contrairement à ce qu'indique le travail évoqué [14], l'aiguille 2 585, au Sud, doit faire partie de la masse, tout en étant plus ou moins disjointe (on ne peut pas supposer, par exemple, qu'elle serait un bloc indépendant charrié sur les spilites et le Trias du collet au NW, car ses gneiss y touchent des spilites par faille verticale, ces spilites reposant normalement sur le Trias, avec d'ailleurs un fort pendage).

L'ensemble dessine un brachyanticlinal de forme très irrégulière, au flanc NE très incliné mais normal, au flanc sud vertical, au flanc NW un peu chevauchant. De très vigoureux replis, illustrés par les « golfes » de Lias insérés dans ses flancs NE et NW, l'affectent. Au moins au contact de certains secteurs chevauchants (au NW), sa couverture est intensément mylonitisée.

Le Trias, et même le Lias calcaire de faciès basal, sont le plus souvent absents sous les calcschistes liasiques. L'absence de Trias peut être stratigraphique [7], mais la disparition des bancs de Lias basal est tectonique. L'association de ce caractère de dénudation tectonique du socle et de caractères évidents de redressement et de plissement des flancs de la structure conduit à voir dans le Pic de Vallon Clos autre chose qu'un simple brachyanticlinal, ou qu'un horst. On peut le définir comme un « anticlinal extrusif », L'ANTICLINAL EXTRUSIF DU PIC DE VALLON CLOS.

Eperon terminal NW du soulèvement anticlinal du Sirac, la petite unité extrusive a dû jouir dans sa surrection d'une certaine liberté de mouvement par rapport au Sirac. La question de la solidarité relative des deux éléments reste ouverte. Il n'y a pas actuellement d'éléments d'observation pour ou contre l'idée d'une continuité de la masse cristalline soulevée dans le substratum immédiat des moraines de Vallonpierre. Seul un abaissement d'axe est certain.

C) Les observations nouvelles apportent d'autres précisions sur l'ensemble complexe des structures synclinales de la PARTIE NE DU SYNCLINORIUM DE L'AIG. DE MORGES ET SES ABORDS, dans le massif du Pelvoux, ensemble ramifié dont le Pic de Vallon Clos et le Sirac constituent le flanc sud (fig. 6, 7, 8 et 9) (voir [14], p. 32, 43-50, 272-274, fig. p. 34 et 276).

P. LE FORT avait trouvé des calcschistes vers 2 300 m d'altitude sur la crête SE du Pic de Lauzon. Ce petit affleurement et une série d'affleurements voisins (aussi discrets) contiennent également des dolomies capucin et peut-être des spilites laminés. Ils prolongent en direction, sur l'autre versant de la Séveraisse, le synclinal du Pic Gazonné comme le synclinal du Rif du Sap ([14], p. 32 ; voir fig. 6) prolonge celui du R. de la Lavine. Il est possible que l'alignement des affleurements du Lauzon se poursuive plus au Nord (témoin en éboulis).

En descendant au fond de la vallée de la Séveraisse, on voit dans un petit affleurement situé un peu en amont de Rif du Sap (fig. 6) des gneiss mylonitisés chevaucher légèrement des calcaires liasiques dont les pendages sont parallèles au contact. Une bande de Lias massif sépare les gneiss du Lias schisteux. La disposition chevauchante de l'ensemble des contacts à l'Est du synclinal R. de la Lavine - Rif du Sap peut suffire à expliquer le désaxement apparent du contact du fond de vallée. Une petite faille de décrochement dans l'axe de la vallée pourrait aussi jouer un rôle (un accident de même direction

[7] Un nombre croissant d'endroits où le Trias est lacunaire, apparaît au fur et à mesure des investigations dans le massif du Pelvoux (voir *14*, p. 11, et la note infrapaginale chap. 1).

Plus à l'Est, en Vallouise, l'absence stratigraphique du Trias est seule capable d'expliquer correctement le fait que les poches synclinales de la Brèche de l'Amirée Bruyère ne renferment que du Lias (contrairement à ce que j'ai indiqué dans *14*, p. 118, sur la foi de l'observation à distance d'une bordure de gneiss rubéfié).

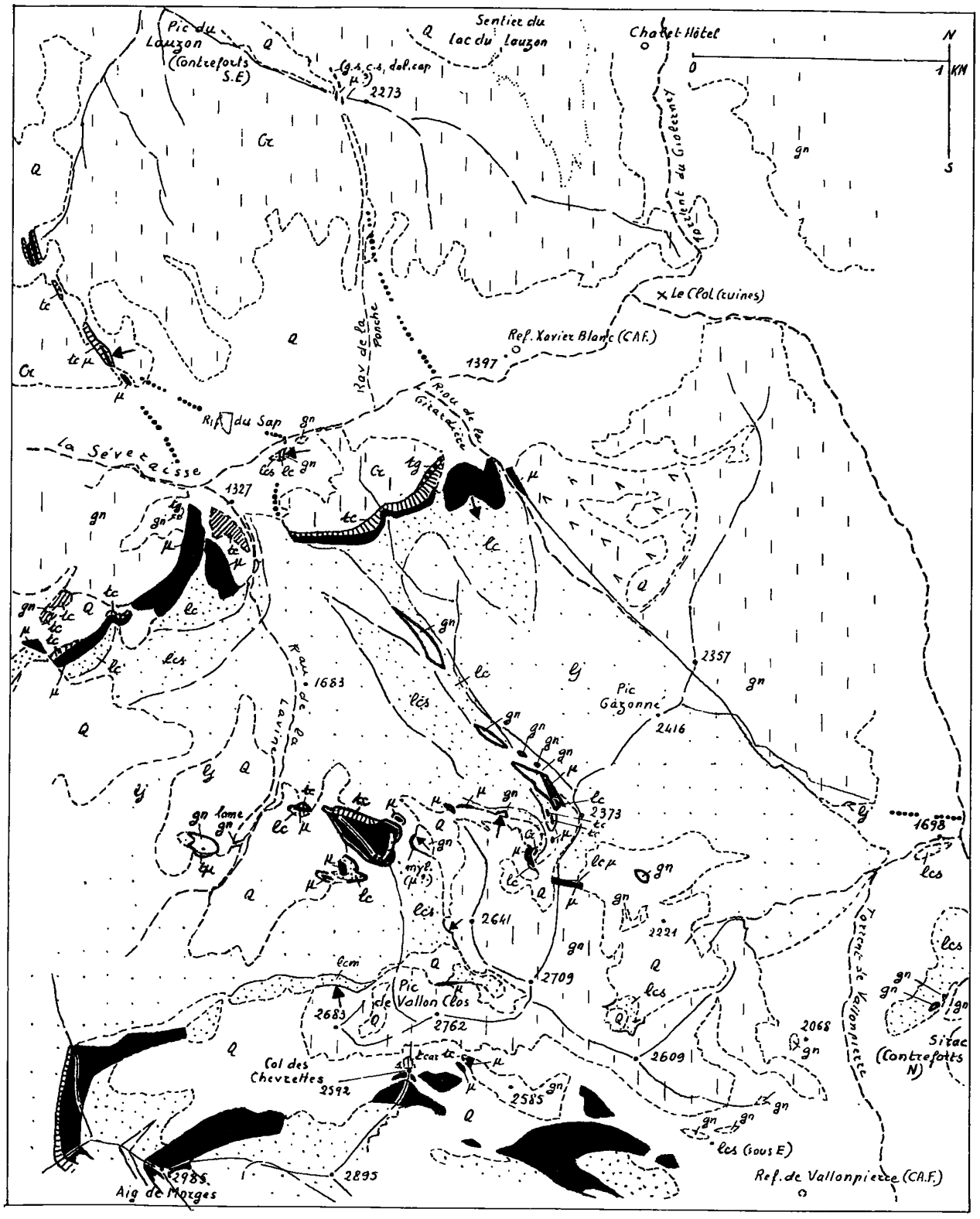
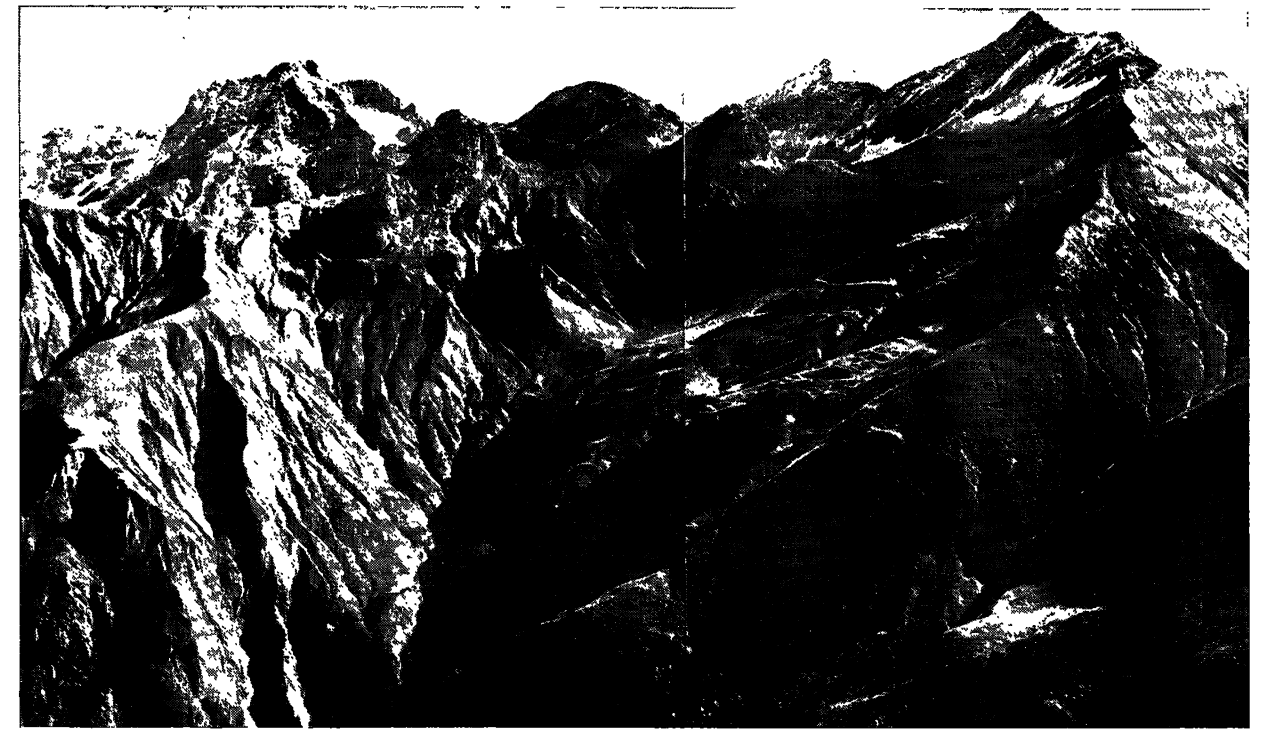


Fig. 6. — Les accidents du Rif du Sap, du Pic Gazonné et du Pic de Vallon Clos. Carte-esquisse.

Cr, gn, Cristallin, gneiss ; *t,* Trias (*g,* Gréseux basal ; *c,* Calcaire ou dolomitique) ; *lc,* Lias calcaire en bancs massifs ; μ, Spilites (Trias, Lias) ; *g.s., c.s., d.cap.,* μ ?, Complexe de grès schistoïdes, calcaires schisteux soyeux, dolomies « capucin » et spilites schistoïdes probables (Trias, Lias ?) de l'arête sud est du Pic de Lauzon ; *lcs,* Lias calcaire schisteux ; *lj,* Ensemble indifférencié de schistes liasiques ou jurassiques et en certains endroits Lias indifférencié ; *Q,* Quaternaire.

Trait gras autour des lambeaux de socle, Trias et spilites ayant migré dans la couverture sus-jacente. — *Flèches :* Chevauchements du socle sur la couverture et éventuellement renversement de la série de couverture au contact. — *Lignes de gros points :* Indication de prolongements structuraux (bordures ou charnières de plis) à travers la vallée de la Séveraisse.



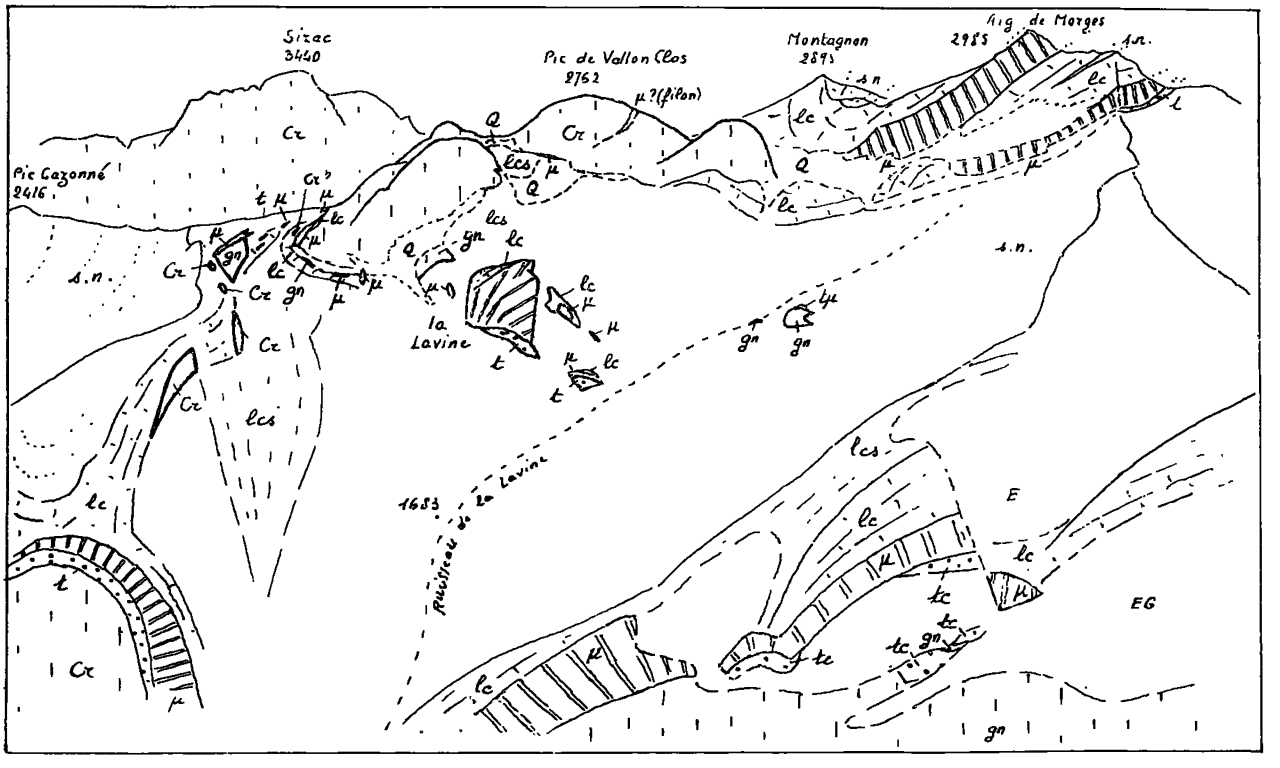


Fig. 7. — Versants nord du Pic de Vallon Clos et de l'Aiguille de Morges (haut Valgaudemar).

Q, Quaternaire indifférencié ; *s.n.*, Schistes noirs liasico-jurassiques ; *l.c s.*, Schistes calcaires du Lias ; *lc*, Lias calcaire (à bélemnites) ; μ, Spilites ; *t*, Trias ; *Cr*, Cristallin indifférencié.

Juxtaposition de trois tectoniques distinctes : *a*) le redressement des bordures du socle en place (en bas du tableau) et le soulèvement de type partiellement extrusif de la masse du socle du Pic de Vallon Clos ; *b*) l'arrachement d'éléments du socle et de la base de la couverture formant des lambeaux flottant dans la couverture (déplacements essentiellement verticaux) ; *c*) l'écaillage du type de charriages horizontaux dans la couverture formant les écailles et les replis superposés de l'Aiguille de Morges.

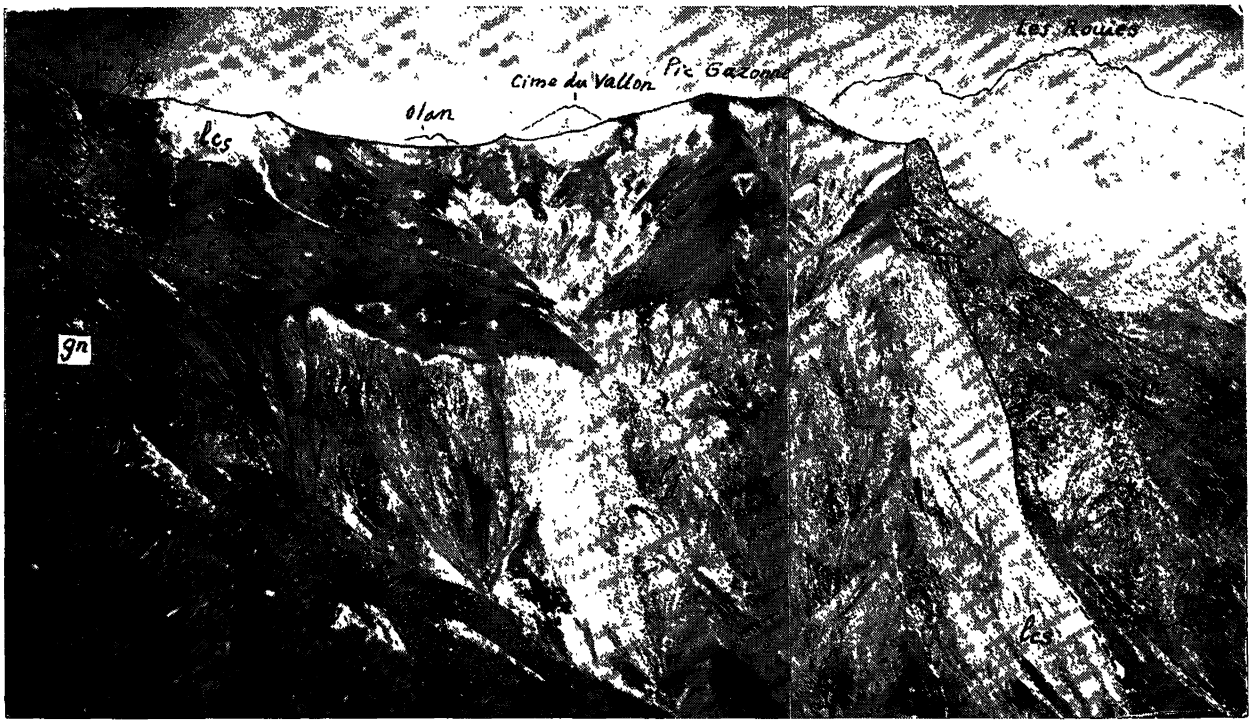


Fig. 8. — Le versant sud est du Pic Gazonné, vu des Vernets (replat supérieur).

Gn, Gneiss ; μ, Spilites ; *l*, Lias (*c*, Calcaire ; *s*. Schisteux) ; *li*, Ensemble indifférencié de calcschistes et de schistes noirs ; *Q*, Quaternaire. — *F* : Faille de chevauchement.

disjoint un peu, par décrochement horizontal, la bande de Trias du synclinal du Rif du Sap).

En allant vers l'Est à partir du Pic Gazonné (fig. 8), un accident spectaculaire apparaît tout d'abord : le surplomb en « toit » subhorizontal formé par la paroi de gneiss au-dessus des schistes liasiques, et que détermine une petite faille de chevauchement subhorizontale décrochant le contact vertical entre les gneiss du pt 2 357 et le remplissage sédimentaire du synclinal du Pic Gazonné.

Contre ce contact, plus bas, à la limite des éboulis qui le masquent entièrement au-dessous, à la traversée de la vallée de la Séveraisse au Pré de Surette, un petit affleurement isolé de schistes liasiques trahit le début de la rotation vers l'Est, en direction de Chabournéou, de la structure synclinale (fig. 6 et 8). Au sein de celle-ci, émergeant des éboulis et moraines, la petite crête, en bas versant, sur laquelle commence à s'élever le sentier de Vallonpierre à partir du Pré de Surette, n'appartient pas à la formation morainique, mais est un relief de calcschistes.

D'autres affleurements de Trias et de Lias ont été recensés en continuant vers l'Est dans le vallon de Chabournéou, et s'ajoutent à l'inventaire donné antérieurement ([14], p. 272-274, fig. p. 276). La fig. 9 décrit cet ensemble dans le paysage. Mais tous les affleurements nouveaux ont dû être considérablement grossis, certains d'entre eux étant de l'ordre du mètre carré. A noter que le petit affleurement de Lias calcaire situé à l'extrême base, sur le sentier, a été mis à découvert en traçant le sentier. Un système de failles parallèles à la direction principale du synclinal de « Chabournéou » (plutôt que de « Surette », en raison de l'extension du domaine des affleurements de Mésozoïque à tout le vallon de Chabournéou) joue, près du glacier de Surette, un rôle local. Deux de ces cassures concourent à la formation d'un curieux graben, large de 2 mètres, où vient s'encaisser le Lias calcaire au

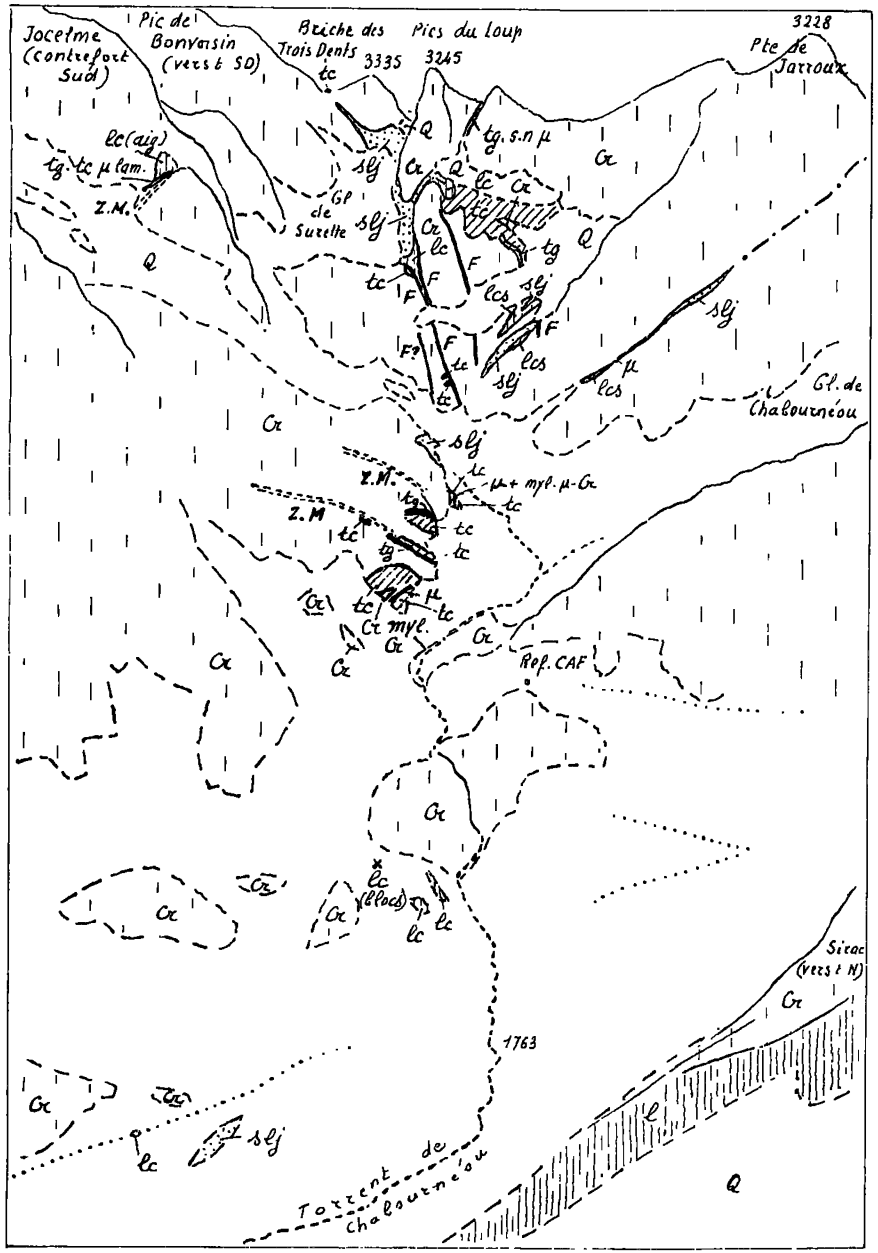


Fig. 9. — Le vallon de Chabournéou et son cortège d'affleurements de couverture mésozoïque, vus de la corniche du sentier de Vallon Clos (versant est du Pic de Vallon Clos, 2 250 m d'altitude).

Cr, Cristallin indifférencié ; *t*, Trias (*g*, Gréseux basal ; *c*, Calcaréo-dolomitique) ; *s.n.*, Schistes noirs probablement triasiques ; μ, Spilites (Trias) ; *l*, Lias (*c*, Calcaire en bancs massifs ; *c.s.* : Calcaire schisteux) ; *slj*, Schistes du Lias ou du Jurassique ; *Q*, Quaternaire. — *F* : Faille.

Le Lias du contrefort sud du Jocelme s'insère subverticalement à droite dans un couloir caché. La bordure de Trias calcaire du col lu Loup (entre le pic 3 245 et la pointe 3 335) est cachée par le pic 3 245 et se trouve en partie derrière la crête du col, peu au-dessous du col formé par un amas morainique.

pied du glacier. D'autre part le Mésozoïque présente une tectonisation intense, en même temps que ses bordures de Cristallin, sous l'aspect d'une forte schistosité, et de mylonites dont des brèches tectoniques Cristallin-Sédimentaire.

Si maintenant, du bas du synclinal de Chabournéou, on revient au Nord, on peut trouver sur la large croupe séparant Chabournéou du vallon de la Beaumette, vers 2 300 m d'altitude, un petit affleurement de Trias. J. BIJU-DUVAL m'avait signalé la présence de calcaire dans les parages. Il s'agit de deux lambeaux métriques, alignés sur une distance de quelques mètres, de dolomies et grès, quasi encastrés dans les gneiss en position redressée (ce qui explique leur conservation).

L'intérêt de ce petit affleurement est de démontrer que la section de la vallée de la Séveraisse, profondément encaissée dans le Cristallin à l'Est du Pic Gazonné, avec une direction quasi perpendiculaire à celle du vallon de Chabournéou et de la vallée de la Séveraisse à l'aval, correspond bien à une dépression tectonique. L'apparente anomalie de la position de ce tronçon de vallée dans l'ensemble structural est ainsi expliquée. Bien que la façon dont ce nouveau pli opère sa jonction avec le synclinal de Chabournéou reste parfaitement obscure, on remarque que la direction approximativement subméridienne d'un synclinal « du Pré de Surette - Le Gioberney », selon l'axe commun des deux tronçons de vallée en regard, est loin d'être aberrante. Elle est conforme à celle des plis voisins visibles à la bordure nord du synclinorium de l'Aig. de Morges, et en général à celle du grand système de plis subméridiens dont on reparlera plus loin (chap. 4).

D) Quelques nouvelles observations me conduisent à revenir sur la question des chevauchements, déjà examinée dans mon travail sur le massif du Pelvoux ([14], p. 181 et suiv., p. 244, pl. h. t.).

Parmi les chevauchements qui se voient dans le massif du Pelvoux, le plus connu est sans conteste le « chevauchement de la Meije ». J'ai donné ([14], p. 28) une description de l'ensemble du flanc de pli que cache cette dénomination. Mais le sentier des Enfetchores traverse, au bas des falaises de Cristallin, un très beau chevauchement local, compliqué de petits accidents, du Cristallin sur du Lias calcaire. Une lentille de grès s'intercale entre le socle et les calcaires. Ce chevauchement est fort (pendages de 30 à 40 degrés). Il est à peu près certain qu'un balancement du versant haut et escarpé qu'il traverse à peu près horizontalement a pu l'accentuer beaucoup. Le dessin général de la bordure Cristallin-Sédimentaire, depuis la Côte Longue au NE jusqu'au col des Ruillants au SW, n'est d'ailleurs compatible qu'avec un chevauchement faible. On peut rappeler qu'à la Côte Longue le contact Cristallin-Sédimentaire n'est même pas vertical.

L'effet d'accentuation d'un chevauchement de la bordure du Cristallin traversant un versant raide par balancement du versant est aussi à mettre en cause au NW du Banc du Peyron (bordure ouest du massif du Pelvoux, fig. 10). Ce secteur a fait l'objet de remarques au chap. 1. Le Cristallin y chevauche le Lias, localement discordant (de quelques degrés), soit directement, soit le plus souvent par l'intermédiaire d'un Trias mince (2 à 3 m). Le contact est très mylonitisé. Il n'en reste pas moins que la bordure ouest du massif du Pelvoux de part et d'autre du Valgaudemar, et jusqu'au Nord du Grun de St Maurice (Grand Chapelet), présente un chevauchement du socle sur la couverture, avec un pendage moyen de l'ordre de 60 à 70 degrés (accident très minimisé dans ma publication précédente : [14], fig. h. t.). Toutefois il est exact que les « rentrants » de la bordure du socle au passage des vallées de la Séveraisse et de la Séveraissette ne sont pas dus à ce chevauchement. Ils correspondent à des inflexions synclinales ([14], p. 149). Sur l'axe de la Séveraisse, l'inflexion correspond à l'aboutissement axial du synclinal profond, parfaitement défini, du bas Valgaudemar (chap. 4 ; [14], p. 141-144).

Dans les Grandes-Rousses (fig. 1, coupes fig. 11), le déversement partiel vers l'Ouest du synclinal « médian » et le chevauchement, indubitablement limité en extension verticale comme horizontale, d'une partie nord des structures du flanc occidental, sont des phénomènes d'amplitude et d'extension médiocres.

Le dessin d'un soulèvement des Grandes-Rousses déversé dans son ensemble vers l'Ouest tel qu'il est habituel de le considérer et que le dessine par exemple J. LAMEYRE [5], ne correspond pas aux formes observées. Au contraire, l'ensemble du soulèvement des Grandes-Rousses a un flanc est beaucoup plus raide que le flanc ouest. A ceci répond

de manière conforme, dans le synclinal du col d'Ornon-Allemont, un flanc ouest (flanc Belledonne) beaucoup plus raide que le flanc est. On reviendra au chap. 4 sur cette disposition remarquable.

Quant à l'origine des divers chevauchements passés en revue ci-dessus, pour la partie qui en est bien tectonique (après correction de l'effet de balancement du versant s'il y a lieu : voir ci-dessus et [14], p. 182), il suffira de dire ici que ceux des Grandes-Rousses s'apparentent à ceux de la bordure ouest du massif du Pelvoux. Ils sont à ranger dans le « deuxième sous-groupe » que j'ai antérieurement considéré ([14], p. 185), constituant une catégorie de « plis couchés par déformation ultérieure » (L.U. DE SITTER : voir [14], p. 244). Cette interprétation sera justifiée au chap. 6.

4. Eléments de description et d'analyse des structures régionales du socle. Brachydôme complexe. Plis déjetés vers le côté interne alpin. Arc de plis subméridiens. Revue d'observations nouvelles.

A) Le MASSIF DU PELVOUX, un des plus puissants soulèvements de la chaîne alpine, troisième massif cristallin externe par l'altitude de ses sommets, deuxième par l'étendue, occupe dans la zone alpine externe une position interne par rapport aux autres massifs dauphinois. La description donnée antérieurement ([14], p. 176) sera reprise ici, en plus bref, un peu modifiée et complétée.

C'est un *brachydôme composé, de base presque équidimensionnelle,* au niveau moyen de la surface des reliefs orographiques. Il comprend un *gros brachyanticlinal central et culminant* (brachyanticlinal des Ecrins), de léger allongement méridien. Autour de cette sous-unité dominante, se disposent des *arcs concentriques de plis,* dont les éléments anticlinaux culminent de moins en moins haut en allant vers l'extérieur. On distingue des arcs principaux, dont les plis anticlinaux constitutifs s'imbriquent ou sont mis bout à bout, séparés par des *synclinaux transversaux.* Les anticlinaux forment des bombements au profil surbaissé, *les synclinaux sont généralement pincés* et forment en plusieurs points des *ombilics* profonds.

La fig. 13 A précise la disposition géographique de cet ensemble par le dessin des axes synclinaux, l'isohypse de 2 000 m de la surface du socle (antétriasique et anténummulitique), un schéma orographique sommaire, etc.

On y voit aussi que des dispositifs particuliers du plissement viennent compliquer l'esquisse ci-dessus : — 1) Le système des plis concentriques et le soulèvement sont excentrés vers le NE. Il y a disparition partielle ou ennoyage des arcs anticlinaux au NNE, leur amincissement à l'ESE. — 2) Une partie des plis peut être groupée dans un ensemble de *plis subméridiens* qui traversent tout le brachydôme (fig. 13 B). — 3) Les plis transversaux se groupent pour la plupart dans *deux familles locales de plis parallèles* (fig. 13 C). Le flanc SE des parties hautes du soulèvement (c'est-à-dire en laissant en dehors le brachyanticlinal du Fournel-Dourmillouse), de direction rectiligne caractéristique, appartient à une famille de large extension méridionale, aux éléments orientés en gros N 30-40. La deuxième famille, à l'Ouest, d'extension plus restreinte, se dispose presque perpendiculairement à la première. — 4) Le brachydôme n'est distinct des deux soulèvements voisins du socle, les Grandes-Rousses et Belledonne interne, qu'au-dessus d'un certain niveau d'altitude (respectivement 1 200 et 1 600 m). Il y a soudure au-dessous. Les anticlinaux de jonction ne sont autres que les terminaisons sud des soulèvements voisins, au prix d'une torsion d'axe pour Belledonne interne. D'autre part, les dépressions qui marquent les séparations des soulèvements s'intègrent respectivement aux deux familles locales de plis parallèles ci-dessus considérées. — 5) Une frange orientale du brachydôme est constituée par un *système de plis couchés vers l'Ouest,* élément « socle pelvousien » des ÉCAILLES ULTRADAUPHINOISES. On peut rattacher à ce système une famille de chevauchements (peu accusés) étendus à toute la moitié est du brachydôme (brachyanticlinaux des Ecrins et du Sirac).

La description ci-dessus se fonde, pour un demi-périmètre SE du massif, sur la position du contact de la base de la couverture éocène avec son substratum, et pour toutes ses autres parties sur la position de la surface du socle antétriasique. Elle a donc un caractère hybride ([14], p. 178).

B) Les données nouvelles apportées sur la tectonique alpine du socle du massif du Pelvoux par les observations au cours des dernières années (F. DESTHIEUX et J. VERNET [4] ; P. LE FORT et J.

VERNET [6] ; et ci-inclus) peuvent être exposées comme suit, pour la partie où elles apportent une vérification et des précisions au schéma structural ci-dessus.

Le SYNCLINAL DE LA BRÈCHE DU GRAND CREUX - CASCADE DE LA PISSE (chap. 1) trouve un prolongement au Sud, à environ 500 m de distance, mais sensiblement plus bas, sur l'éperon situé à l'Ouest des aiguilles de la Toura, dans un groupe d'affleurements de couverture où P. LE FORT avait reconnu du Trias. Ce Trias s'allonge sur environ 300 m, en direction de la brèche (fig. 3 A). Il définit des lambeaux de petits replis synclinaux parallèles couchés subméridiens (calcaires et quartzites), et comprend aussi un placage (quartzites) qui n'appartient plus à la structure synclinale, bien que situé plus

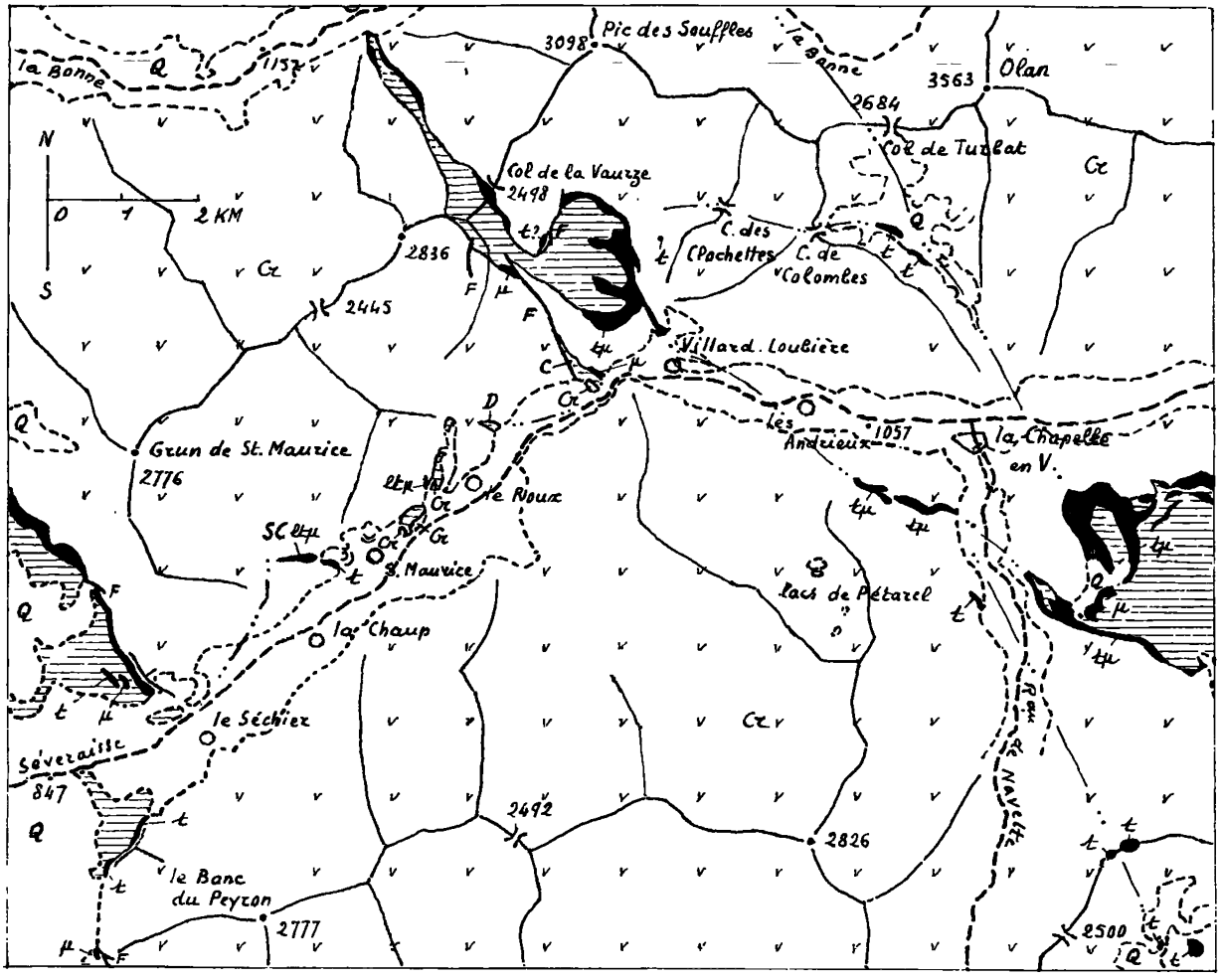


Fig. 10. — Esquisse cartographique du système orographique et tectonique du bas Valgaudemar.

Q, Quaternaire indifférencié. — *Hâchures :* Mésozoïque (essentiellement lias) sauf le trias. — *En noir (t) :* Trias. — μ, Spilites ; *lt*μ, Petits affleurements de lias, trias et spilites ; *Cr*, Socle cristallin indifférencié. — Le petit affleurement de carbonifère du Val Estrèche, qui serait visible à l'extrême coin sud-est, n'a pas été indiqué.

Seuls les *pendages des chevauchements* de la bordure occidentale du socle ont été indiqués. — *Lignes de deux points et tirets longs :* Axes de synclinaux définis par les affleurements de mésozoïque et des alignements de vallons et de cols dans le socle.

C, Combariol ; *D*, Torrent de Dumas ; *S.C.*, Serre des Crêtes.

Signe spécial pour les paquets de terrains glissés au Nord et à l'Ouest de St-Maurice.

bas (à l'Ouest). Se trouvant entre 2 600 et 2 650 m d'altitude, soit environ 150 m plus bas que le fond du pli de Trias à l'aplomb de la brèche du Grand Creux (visible dans le haut du couloir qui descend de la brèche vers le SW), ces lambeaux de couverture montrent l'abaissement vers le Sud d'une surface structurale du socle à partir de la brèche du Grand Creux. Cette donnée est conforme à ce qui se voit dans des secteurs voisins, et à la notion d'un SYNCLINAL TRANSVERSAL DU VÉNÉON ([14], p. 96).

Le SYNCLINAL DU COL DE COLOMBES (fig. 10) recoupe l'unité de la Muzelle dans sa partie sud. Il a été défini par les affleurements de Trias de la cabane du Clot, au Sud du col de Turbat. Il en existe sans doute aussi une trace, discrète, à l'Ouest, dans un pointement de cargneules que traverse le sentier du refuge des Souffles, à 1 700 m d'altitude, aux Girières. La présence de Trias à la cabane du Clot confirme la notion d'un synclinal longitudinal séparant en deux la zone anticlinale Muzelle - Olan ([14], p. 97). On peut voir néanmoins sur la fig. 10 que le synclinal du col de Colombes, qui unit deux synclinaux longitudinaux, a à la fois les caractères d'un synclinal transversal et d'un synclinal longitudinal (ramification locale du synclinal de Venosc).

Le profond SYNCLINAL DU BAS VÉNÉON (chap. 3) *traverse l'arc externe* dans sa partie nord. L'existence de ce pli profond est susceptible d'expliquer clairement pourquoi le synclinal de Carbonifère, qui fait partie du flanc ouest du synclinal de Venosc sur la transversale de Venosc, subit une forte et brusque déviation axiale en même temps qu'un fort déversement en sens inverse au Sud du Vénéon (au Champ de l'Aiguille [14], p. 161 et 163)[8].

Le SYNCLINAL DU BAS VALGAUDEMAR, *transversal à l'arc externe méridional* ([14], p. 141-144), était déjà défini sans équivoque par les anciennes observations de P. TERMIER, et la vallée est typiquement synclinale. Les observations nouvelles ne font que confirmer l'origine synclinale de la vallée de la Séveraisse entre Villar-Loubière et St-Firmin, mais elles précisent plusieurs structures de détail du synclinal, surtout à l'aval, à l'Ouest de St-Maurice (fig. 10). Parmi ces observations se placent celles que P. LE FORT a consacrées au socle, en ce sens que la continuité des formations du socle à leur franchissement de la bande de Quaternaire du fond de la vallée, et en général au passage de la vallée, réfute l'hypothèse assez récemment avancée d'une grande faille de décrochement horizontal le long de la vallée, résultant des mouvements alpins (c'est le cas, par exemple, du niveau de cipolins de La Chaup). Elle est donc une preuve indirecte de l'origine synclinale de la vallée, les affleurements de couverture démontrant le caractère général synclinal de la structure tectonique géographiquement localisée dans la vallée, près du fond, ou au fond même, et émergeant du Quaternaire.

A l'amont, le ravin de Combariol correspond (contrairement à ce qui est écrit dans [14], p. 142, fig. p. 101), à un décrochement par faille de la bordure du Sédimentaire du synclinal de Venosc, ce qui apporte une indication partielle sur le mode de formation de l' « ombilic de Combariol ». En allant vers l'aval de la vallée, le deuxième petit affleurement de Sédimentaire que l'on rencontre est également ombilical, c'est la « poche du Tt de Dumas » ([14], p. 143)[9]. Dans l'intervalle qui sépare cette poche du groupe d'affleurements situés entre Le Roux et St-Maurice, au plus haut de la corniche que suit la formation sédimentaire au-dessus et au NW du Roux, on trouve un paquet de calcaires liasiques appliqués contre la paroi de granite de l'amont versant[10].

[8] L'affleurement de Carbonifère du Champ de l'Aiguille est moins étendu qu'indiqué précédemment ([14], fig. p. 85, 87 et 158). Il est formé de plusieurs bandes séparées recoupant les gneiss, comme on l'observe dans la galerie de dérivation des eaux du Lauvitel. Il en est de même de l'autre côté du Vénéon, au Ferraret.

[9] Lors d'une visite récente à cet affleurement, je n'ai pas retrouvé la « courbe arrondie de socle massif » de mon ancienne description, mais le ravin où se situe cette terminaison d'affleurements de couverture était encombré d'éboulis qui ont dû s'y accumuler depuis l'année 1952, date de mes premières observations.

[10] Ces calcaires s'enfoncent sous le Quaternaire qui recouvre la plus grande partie de la corniche. En descendant sur celle-ci le long de la paroi (en allant vers le Sud) on rencontre d'abord, dans la zone minéralisée du gisement métallifère du Roux, un autre petit affleurement de Lias qui repose à 45 degrés sur le granite et comprend à sa base des lits gréseux. L'absence stratigraphique de Trias est ici évidente. Elle l'est encore à proximité plus au Sud du fait de l'existence de *beaux filons clastiques de calcaire liasique* dans le granite, au contact du Lias sédimenté en couches continues. Ces filons peuvent se suivre sur plusieurs mètres de profondeur. Le Trias gréseux porté sur la fig. de la p. 142 [14] n'existe pas. Le seul Trias visible dans tout ce groupe d'affleurements se trouve encore un peu plus au Sud, et légèrement à l'Ouest du système des affleurements de la corniche. Il est associé à des spilites. Emergeant également à sa base des éboulis, il s'insère au Nord entre des gneiss et une petite lentille de Lias. Celui-ci est en contact direct ailleurs avec le socle intensément feuilleté par laminage.

Enfin à l'Ouest de St-Maurice un groupe d'affleurements de Trias, spilites et Lias, allongé sur près d'un kilomètre, détermine un synclinal qui s'élève aussi en corniche dans le versant rive droite de la Séveraisse. En dépit de son importance relative, il était resté ignoré jusqu'à ce que P. LE FORT remarque la présence de spilites et de Trias dans cette direction.

Des glissements de versants flanquent, de part et d'autre, le débouché de la gorge du Tt de Saint-Maurice dans la vallée. Ces accidents caractéristiques, proches d'une zone d'affleurements de Lias en pied de versant et en prolongement, devaient le plus probablement trahir la faible cohérence du versant escarpé de Cristallin, tectonisé en bordure d'une masse profonde de Sédimentaire peu résistante aux poussées, cachée sous les éboulis et le cône de déjections du torrent. En fait, une grande partie de la masse glissée en rive droite du torrent est faite elle-même de spilites et de calcaires tria siques, et même en partie de paquets de spilites, Trias et Cristallin ayant conservé l'essentiel de leur disposition structurale de roche en place.

La niche d'arrachement de la masse glissée, rive droite du torrent, est très nettement dessinée. Elle est en partie tapissée d'éboulis, d'où émergent, déjà assez bas, des spilites et du Trias en place, appliqués verticalement contre le Cristallin qui forme la petite crête de Pierre Noire au Sud. Spilites et Trias constituent ensuite au-dessus, reposant sur le Cristallin du fond de la niche, un affleurement massif « perché ». Ce dernier dessine une forme de synclinal vigoureuse, aux flancs très raides à verticaux. Il s'élève rapidement en corniche, tout en s'amincissant, jusqu'à plus de 1 550 m d'altitude, au flanc sud du Serre des Crêtes, tandis que vient s'y adjoindre une mince lame axiale de calcaires liasiques.

Une cassure intracristalline semble prolonger encore à l'Ouest cette structure, jusqu'à peu de distance de la bordure du massif, au versant ouest du Bec de l'Aigle (contrefort sud du Grun de St-Maurice). Cependant aucun accident ne lui correspond à la bordure. En fait, la structure définissant la charnière synclinale suit la règle d'alignement en ligne brisée des divers éléments locaux du système des affleurements connus. Elle doit se poursuivre selon un trajet que conservent encore les formes du relief, c'est-à-dire qu'elle va d'abord vers le Sud, selon le ravin affluent du Tt de la Meule en haut des escarpements duquel se terminent les affleurements de Trias et de Lias du Serre des Crêtes. Elle se dirige ensuite au SW, en direction même du « rentrant » que forme la bordure du massif dans l'axe de la vallée de la Séveraisse, ce que traduirait la disposition particulière de l'escarpement de Cristallin qui traverse le versant SE du Bec de l'Aigle.

En revenant vers l'intérieur du massif, dans la section « bas Valgaudemar » du SYNCLINAL DE VENOSC, la « gouttière » terminale SE de l'ombilic de Villard-Loubière ([14], p. 100-102, fig. p. 101) mérite encore une mention. Des détails structuraux en précisent l'aspect de pli à flancs assez raides, mais aux contacts principalement stratigraphiques (repos normal du Trias calcaire sur le Cristallin, avec des pendages de 50 à 60 degrés), un contact de broyage tectonique ne se voyant qu'à la sortie du vallon du Villard, où l'affleurement le plus aval est formé de cargneules, associées à une brèche tectonique de cargneules et de gneiss près du contact de ces derniers.

Enfin le SYNCLINAL DE NAVETTE - VAL ESTRÈCHE ([14], p. 144), transversal également à l'arc externe méridional, apparaît plus profond qu'il pouvait sembler, de part et d'autre de la zone de forte élévation axiale que définit son franchissement de la crête de partage des eaux Séveraisse - Drac. Deux affleurements de Trias situés près des thalwegs respectifs de chacun des vallons (fig. 10), à basse altitude, le démontrent [11].

C) Les figures 1, 4, 11 et 13 donnent une image des GRANDES-ROUSSES et de ce que l'on peut raisonnablement dessiner des formes du socle du SYNCLINAL DU COL D'ORNON-ALLEMONT et de son prolongement immédiat au Nord, par le col du Glandon, d'après les observations de surface des contacts socle-couverture.

[11] P. LE FORT m'avait signalé un minuscule paquet de calcaires triasiques, rive droite du vallon de Navettes, vers 1 500 m d'altitude, sur la transversale de La Fouronnière. Le Trias forme en fait quatre affleurements relativement étendus, séparés seulement par des éboulis, grossièrement alignés selon un axe NW-SE, sur 250 m de distance, entre un point haut sur le socle au SW, à 1 575 m, et un point bas au SE, à 1 475 m, point de disparition sous le Quaternaire du fond du vallon de Navettes (éboulis et cône torrentiel). Des grès et conglomérats de base sont partout présents sous des cargneules et des calcaires. La disposition structurale de ce petit ensemble est celle d'un lambeau faillé du flanc ouest du synclinal.

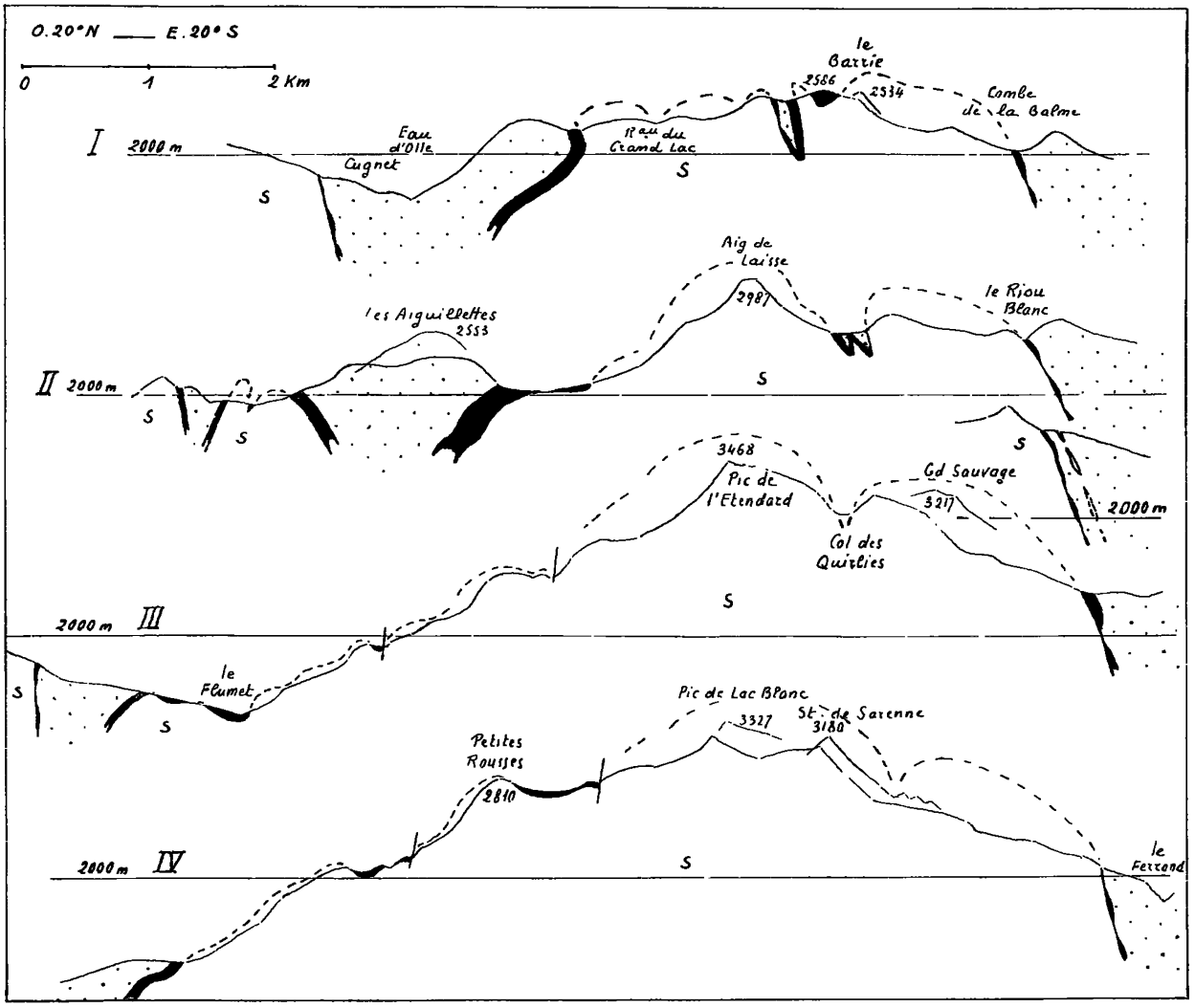


Fig. 11. — Coupes à travers la région sommitale des Grandes-Rousses et la dépression synclinale qui la sépare de la chaîne de Belledonne.

Les coupes sont perpendiculaires à l'axe moyen de la chaîne des Grandes-Rousses, et espacées d'environ 7 km à 7 km 1/2.

Quaternaire non représenté. — *En pointillé* : Mésozoïque sauf le Trias. — *En noir* : Trias (et spilites). — *S*, Socle antétriasique indifférencié.

Le socle de Belledonne apparaît dans les coupes I, II et III, à l'Ouest de la ligne passant par Cugnet, les Aiguillettes et le Flumet. La coupe partielle à l'Est, intercalée entre les coupes II et III, est située à la moitié de leur distance et donnée pour faire figurer les « écailles flottantes » de Cristallin longeant la bordure est des Grandes Rousses.

Les Grandes-Rousses sont un gros *brachyanticlinal allongé* de socle, de grand axe NNE-SSW, qui s'effile en pointe au Nord. Les dimensions horizontales de cette unité tectonique sont inférieures à celles d'un des arcs pelvousiens.

Le synclinal du col d'Ornon-Allemont peut en être considéré comme la « réplique en creux » selon une direction parallèle. Mais son dessin est moins régulier. Il présente un élargissement sur la transversale de la jonction Pelvoux - Grandes-Rousses,

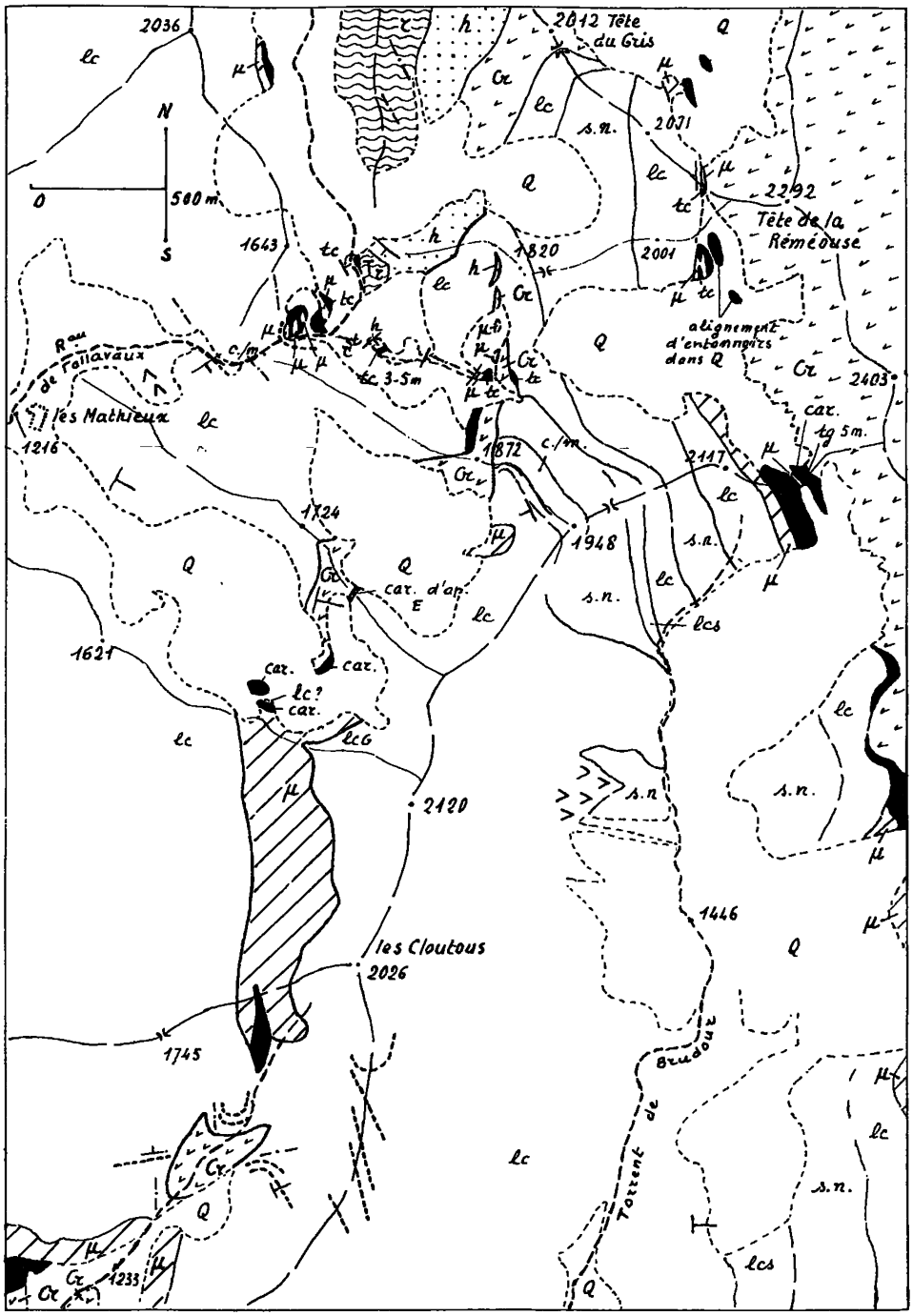


Fig. 12. — L'alignement de lambeaux du socle et de la base de la couverture flottant dans le lias sur l'axe anticlinal profond des Rouchoux-Beaufin. Esquisse cartographique des affleurements.

Q, Quaternaire indifférencié ; *s.n.*, (schistes noirs) ; *lcs* (calcaires schisteux du Lias) ; *c.m.* (alternances de calcaires et marnes du lias) ; *lc* (lias calcaire ; *lcG*, à gros bancs) : couverture jurassique (essentiellement lias). — μ, Spilites. — *En noir :* Trias (*tc*, Trias calcaire ; *car. :* Cargneules ; *tg*, Grès de base) ; *r*, Permien ; *h*, Carbonifère ; *Cr*, Cristallin indifférencié.

Pendages observés figurés avec leur valeur conventionnelle. — *Tireté gras serré :* directions observées des couches dans le lias (position aux affleurements).

VVV : Panneau de lias glissé.

et au Sud un étranglement en rapport avec l'élargissement de l'unité anticlinale pelvousienne du Rochail, avant de s'incurver vers le SE à sa terminaison sud. Il n'est d'ailleurs que la partie sud de la dépression synclinale qui sépare Belledonne des Grandes-Rousses et du Pelvoux (chap. 2).

On a vu au chap. 3 que ces deux plis sont l'un et l'autre affectés par une forte dissymétrie transversale. Ils sont déjetés vers l'Est. Cette disposition affecte aussi le prolongement du synclinal d'Allemont au Nord, au moins jusqu'au col du Glandon, c'est-à-dire probablement l'ensemble de la dépression synclinale qui vient d'être évoquée.

Un autre aspect important de la tectonique de cet ensemble est que *les plis d'ordre inférieur* y forment un *faisceau d'éléments subparallèles dont les directions recoupent obliquement celles des grandes unités* (sous un petit angle). On passe de la direction de ces plis à celle des grandes unités par une *rotation de sens horaire.*

Les Grandes-Rousses sont ainsi constituées par deux anticlinaux d'ordre inférieur, obliques. Le synclinal qui les sépare, dit « médian » n'est pas réellement médian (sa forte surélévation axiale dans la région culminante du massif, réalisant une soudure relative des deux masses anticlinales). Le faisceau des plis obliques affecte la bordure interne de Belledonne (à laquelle il faut ajouter encore l'anticlinal non porté sur les figures, passant par le Rissiou et dont la terminaison axiale au Sud en horst a été examinée au chap. 1). De plus, c'est un de ces plis qui, à l'Enversin, individualise au Sud, au-dessous de 1 300 m d'altitude, le synclinal d'Allemont dans l'ensemble de la dépression séparant Belledonne des Grandes-Rousses et du Pelvoux.

D) Le *Pelvoux,* les *Grandes-Rousses* et la *dépression synclinale d'Allemont - col du Glandon* (cette dernière au moins dans sa plus grande partie) sont, comme on l'a vu, des *plis déjetés vers le côté interne alpin.* Cependant la dissymétrie du Pelvoux n'est pas apparente dans la disposition de ses bordures, elle réside dans l'excentration vers le NE de l'ensemble des structures du brachydôme. On peut d'ailleurs rappeler ([14], p. 177) que le flanc SW du Pelvoux et le flanc externe de l'extrémité incurvée de l'unité de Belledonne interne forment un « front » unique d'ennoyage du socle vers le SW. Or le plongement du socle le long de cette bordure se montre partout très fort, et même affecté de chevauchements (chap. 3).

E) La fig. 13 B montre qu'il existe à travers le Pelvoux et les Grandes-Rousses (et affectant même la bordure interne de Belledonne) un seul *faisceau régional de plis subméridiens* et que, comme on l'a dit plus haut, les éléments de ce faisceau recoupent obliquement et tous dans le même sens l'axe principal des grandes unités allongées. C'est la présence de plis mineurs du faisceau subméridien qui, je l'ai fait remarquer auparavant, confère à la bordure du Pelvoux, à l'Ouest du Plateau de Paris ([14], p. 82) et à celle des Grandes-Rousses près de Vaujany [10], une disposition structurale particulière identique.

Ce faisceau est en fait une virgation de plis subparallèles. De N 15-20°, au Nord, sa direction devient progressivement NW-SE au Sud. On note que cette disposition est conforme au sens de courbure de la chaîne, mais déviée d'un petit angle dans le même sens que par rapport à la direction des grandes unités allongées. La forte amplitude angulaire de l'arc des plis subméridiens est d'autre part structuralement liée au brachydôme.

Les plis subméridiens jouent un rôle dans les liaisons structurales que l'on observe entre les grandes unités. On doit faire en effet les observations suivantes.

L'anticlinal des Grandes-Rousses s'effile fortement vers le Nord, son ennoyage axial dans cette direction étant peut-être assez profond. Sa crête anticlinale nord étroite doit, en s'abaissant, s'insérer entre l'unité de Belledonne interne et le petit dôme du Grand-Châtelard, qui semble ainsi occuper une position plus interne. Mais c'est plus précisément l'anticlinal oriental des Grandes-Rousses, élément du faisceau de plis subméridiens, de direction oblique précisément dans ce sens, qui est impliqué.

A son extrémité sud, l'anticlinal des Grandes-Rousses est séparé du flanc NW du brachydôme du Pelvoux par une dépression du soulèvement, axiale par rapport aux Grandes-Rousses qu'elle termine. Cette dépression peut aussi être considérée comme le lieu de jonction des deux parties, nord et sud, d'un anticlinal plus étendu (relativement complexe), englobant avec les Grandes-Rousses l'arc externe du Pelvoux, ou une partie de celui-ci ([14], p. 156 et 177). Mais cette fois c'est l'anticlinal occidental des Grandes-Rousses qui est impliqué et qui, en se

prolongeant à travers le brachydôme, réalise en fait l'unité structurale.

Sur leur flanc ouest, les Grandes-Rousses présentent une soudure avec Belledonne, également par l'intermédiaire d'un pli oblique du faisceau subméridien, celui évidemment qui individualise le synclinal d'Allemont (voir plus haut).

Il est plus difficile de voir si la fermeture axiale du synclinal d'Allemont au Sud (fermeture définie au-dessous du niveau du « col » tectonique de la jonction Pelvoux - Belledonne interne) est due à l'existence d'un élément anticlinal du faisceau subméridien. La fig. 13 en suggère la possibilité. La direction très oblique d'un tel pli sur le méridien n'est pas en désaccord avec la disposition générale de l'arc des plis subméridiens, sur la convexité duquel le pli dessine localement, avec ceux du Rochail, un éventail (dont les branches doivent d'ailleurs se refermer plus au Nord). L'anticlinal unissant Belledonne au Pelvoux et la partie terminale de l'unité de Belledonne interne définissant le pli dont le flanc externe se retrouve dans le grand « front » d'ennoyage du socle au SW, commun à Belledonne interne et au Pelvoux.

Le rôle de liaison entre les grandes unités soulevées joué par des anticlinaux subméridiens, explique la disposition structurale précédemment décrite ([14], p. 177) comme une intervention de structures étrangères (Grandes-Rousses et Belledonne interne) dans l'agencement des structures du brachydôme.

5. Remarques sur la tectonique de la couverture. Deux phases tectoniques distinctes. Signification des « écailles flottantes ».

Les écailles ultradauphinoises de couverture, qui ont fait l'objet de nombreuses études dont l'examen sort du cadre de cette note, occupent seulement une bande orientale de la région, assez étroite, qui vient cependant ceinturer le massif du Pelvoux sur son demi-périmètre SE [12].

Or on trouve aussi dans le Mésozoïque de maints autres districts de la région, des structures d'écailles charriées ([14], p. 35-36 et 84 : structures intérieures au massif du Pelvoux ; voir fig. 6 et 7. Un écaillage de ce type est également visible, mais non structuralement délimité, à la bordure ouest du massif : [14], p. 149) [13].

Bien qu'elle soit encore difficile à apprécier, l'importante extension d'une tectonique d'écaillages ayant pu déplacer notablement, sur quelques kilomètres peut-être, des parties de la couverture sur d'autres, est peu contestable. De ce fait, dans le synclinal du col d'Ornon-Allemont (voir chap. 2), la disposition structurale interprétée par J.-C. Barféty *et al.* [1] comme résultant d'une tectonique de graben avec production d'une grande faille au flanc ouest, pourrait provenir d'un écaillage de la couverture, antérieur à la formation du synclinal et au redressement de son flanc.

Il pourrait s'agir plus précisément d'un glissement de l'ensemble de la couverture mésozoïque sur le socle, tel que l'on en observe ailleurs, et notamment sur l'autre flanc du synclinal, au Rochail ([9], p. 262). Le socle est à considérer, par rapport à cette tectonique, comme comprenant avec le socle antétriasique un « tégument » de terrains de la base de la couverture ([14], p. 16) : Trias calcaréo-dolomitique et gréseux, parfois des spilites et même du Lias calcaire. Des cargneules (avec parfois des gypses) du Trias ont souvent constitué le niveau de décollement des masses sus-jacentes ([7], p. 174 et fig. p. 180 : flanc est du Signal de l'Homme, dans la partie sud des Grandes-Rousses ; [14], p. 174 : dans la « baie synclinale » de Gragnolet, bordure ouest du Pelvoux à sa jonction avec Belledonne). Elles ont d'ailleurs constitué aussi un niveau de décollement des écailles charriées, lorsque celles-ci, comprenant des spilites (principal élément révélateur de leur présence), montrent sous les spilites un coussinet basal de Trias calcaréo-dolomitique (Aig. de Morges).

[12] Les écailles décrites dans le Mésozoïque au Nord du Pelvoux par R. Barbier [17] et au NE du Pelvoux par moi-même ([14], p. 124) semblent pouvoir être rattachées aux écailles ultradauphinoises. Parmi les accidents connexes, prennent place les structures de glissements différentiels du Flysch de l'Aiglière, à la bordure SE du massif ([14], p. 140 et 262 ; [20]). Au Sud du massif, l'écaille de Cédéra peut être intégrée aux écailles ultradauphinoises de Soleil Bœuf, contrairement à ce que j'ai précédemment écrit ([14], p. 156). Il suffirait d'y voir un lambeau de tête plongeante au Nord.

[13] L'écaillage qui affecte les masses puissantes de Mésozoïque du synclinorium de l'Aig. de Morges dans ses parties ouest et sud ([14], p. 35, fig. p. 36) est apparent aussi sur les crêtes du Pic de l'Ours et du Chapeau où, comme j'ai pu le voir récemment, le « petit paquet de spilites et Trias » donné comme migré vers le haut dans l'axe du synclinal de la Draye des Lauzes ([14], p. 41) appartient en réalité à une structure de spilites, Trias et Lias calcaire beaucoup plus vaste, elle-même un élément de l'ensemble d'écailles charriées.

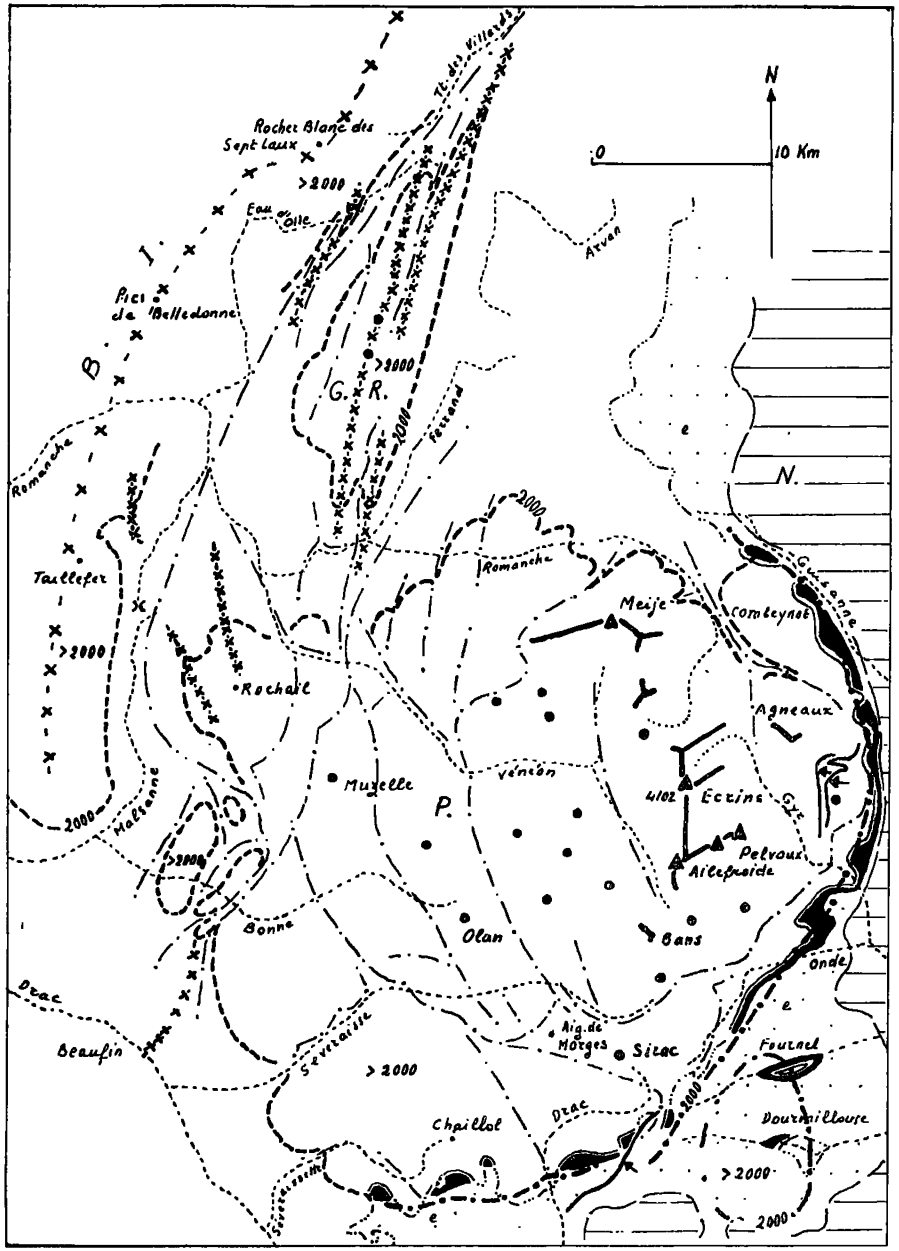


Fig. 13 A

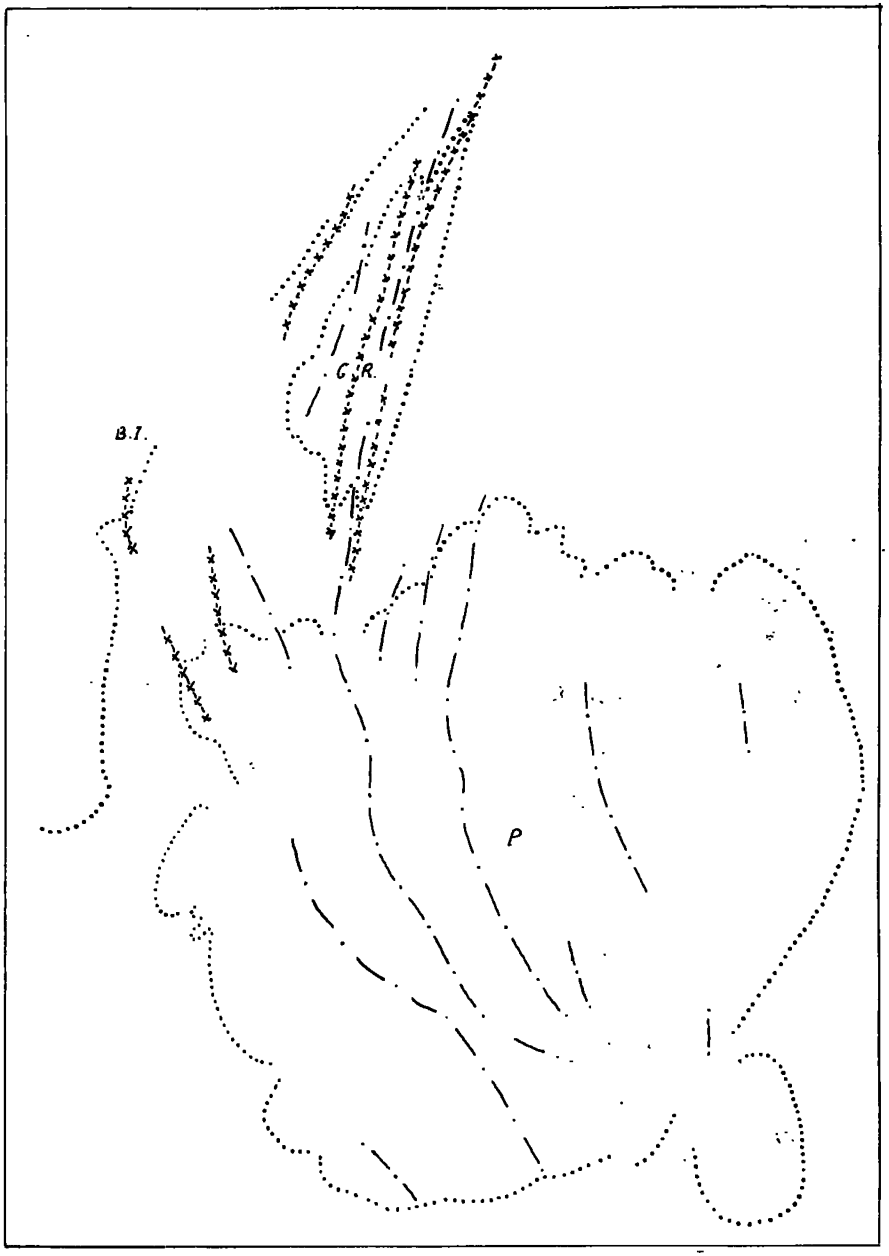


Fig. 13 B

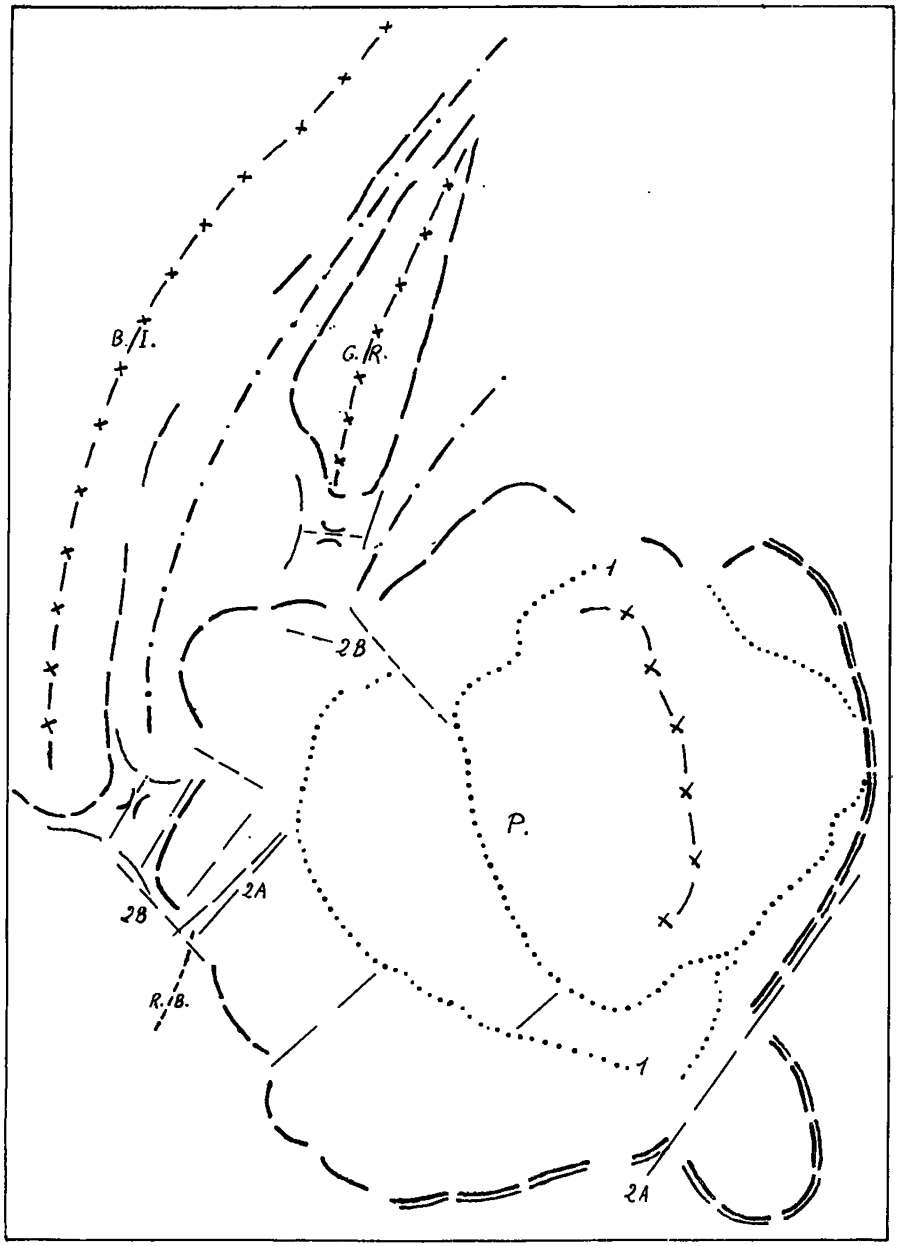


Fig. 13 C

Fig. 13.

A. — Esquisse tectonique des massifs du Pelvoux et des Grandes-Rousses et de leurs abords occidentaux.

P, Pelvoux ; G.R., Grandes-Rousses ; B.I., Belledonne interne ; e, Eocène externe ; N, Nappes internes.

Indications orographiques : Sommets de plus de 3 900 m (triangles noirs), crêtes de plus de 3 600 m (traits épais), sommets importants entre 3 600 et 3 400 m (gros points), sommets de massifs individualisés d'altitude inférieure et de plus de 2 800 m (petits points).

Tireté gras (2 000) : Isohypse de 2 000 m d'altitude de la surface structurale du socle antétriasique. — Points et tirets gras (2 000) : Isohypse de 2 000 m de la surface de base de l'Eocène (bordures est et sud du Pelvoux)

Points et tirets fins : Axes de synclinaux définis à la surface du socle antétriasique (position de la charnière aux affleurements). — X-X-X : Axes d'anticlinaux définis à la surface du socle antétriasique (position de la charnière aux affleurements. Indiqués seulement dans la partie ouest). — XXX : Alignement d'écailles flottantes du socle et d'éléments de la base de la couverture sur l'axe de l'anticlinal des Rouchoux-Beaufin. — Le synclinal placé dans la haute vallée du Vénéon n'est supposé exister que d'après une considération morphologique (alignement des vallons supérieurs)

En noir : Portions de la bordure du massif du Pelvoux où le socle antétriasique apparaît directement recouvert par l'Eocène transgressif (légèrement élargies par extrapolation sous l'Eocène. Le liséré qui les borde situe le côté du socle à nu).

Traits gras et flèches : Chevauchements des écailles orientales du massif du Pelvoux.

B. — Virgation des plis recoupant les grandes formes soulevées actuelles et dont les extrémités méridionales sont discordantes sous l'Eocène (représentation partielle et en partie conjecturale).

C. — L'ensemble plissé postnummulitique.

Isohypse de 2 000 m d'altitude de la surface de base de l'Eocène en double trait. — 1, Système des plis concentriques du brachydôme du Pelvoux ; 2A, 2B, Les deux familles locales de plis traversant les régions sud et ouest du brachydôme. — Aux jonctions du brachydôme et des grandes unités soulevées voisines sont portés l'indication schématique de l'isohypse de 1 000 m et le signe d'un col.

R.B. : Axe de l'anticlinal des Rouchoux-Beaufin (hypothétiquement rattaché à la famille de plis 2A).

Cependant l'hypothèse d'une substitution de couverture par charriage épiglyptique de masses de couverture sur un socle partiellement dénudé ([14], p. 84) doit être abandonnée à la lumière de mes nouvelles observations. Ainsi, du Trias calcaire et gréseux basal s'intercale entre le socle et le Lias en des endroits où j'avais cru voir un contact direct entre le socle et un Lias charrié (le long d'un ruban de Quaternaire qui, il est vrai, cache beaucoup de choses : bordure du socle entre l'Alpe de Venosc et la Tête Moute) [14].

La tectonique de la couverture mésozoïque montre un type d'écailles distinct du précédent. En effet cette couverture, en des secteurs bien définis tectoniquement par rapport au socle, a arraché des lambeaux du socle antétriasique et de son « tégument », et c'est en refluant vers le haut qu'elle a entraîné dans sa masse ces « écailles flottantes » jusqu'aux points où nous les voyons aujourd'hui. De telles écailles proviennent en particulier des flancs à fort pendage des grandes unités anticlinales du socle [5, 9, 11, 12], des flancs à fort pendage de dépressions synclinales intérieures au massif du Pelvoux et d'anticlinaux du socle restés enfouis en profondeur, comme sur l'axe Les Rouchoux - Beaufin ([14], p. 167-169). Ce qui distingue cinématiquement cette deuxième tectonique d'écaillage de la première et de celles habituellement considérées et courantes en pays de nappes, c'est que la composante principale, voire unique, du déplacement est un mouvement ascendant vertical. On peut parler d'une tectonique d'éjection. On peut en voir, avec beaucoup de vraisemblance, un stade initial dans la disposition du Trias et des spilites au flanc SW du synclinal pincé de la Lavine (bordure nord du synclinorium de l'Aig. de Morges), juste au-dessous de son évasement vers le haut (fig. 6, immédiatement sous le pt. 132) : un puissant paquet de Trias chevauche vers le haut un paquet équivalent de spilites, et celui-ci chevauche le Lias aussi vers le haut. Le pincement du synclinal semble responsable de l'expulsion vers le haut des paquets chevauchants.

Les fig. 6, 7, 8 et 12 montrent comment se présente cette tectonique dans l'ensemble de la partie NE du synclinorium de l'Aig. de Morges (cf. [14], p. 42-45) et sur l'axe anticlinal profond des Rouchoux-Beaufin (cf. [14], p. 167-169). Dans le synclinorium de l'Aig. de Morges on distingue, parmi les « écailles flottantes », celles provenant d'une surélévation anticlinale sous-jacente du socle (ensemble principal, aux éléments orientés selon les axes profonds) [15] et celles arrachées aux flancs du socle surélevé (ensemble de moindre importance, aux éléments orientés parallèlement aux bordures du socle surélevé).

Dans la région du synclinal de Venosc allant du Mont de Lans au lac de la Muzelle [4, 7], on voit qu'un groupe d' « écailles flottantes » jalonne des axes prolongeant des structures anticlinales du socle qui viennent s'ennoyer (en direction très oblique) dans le synclinal. Il ne peut s'agir que de lambeaux arrachés aux anticlinaux dans leurs régions profondes d'ennoyage axial, et migrés verticalement (contrairement à ce que j'ai cru devoir écrire dans [14], p. 94-96). Deux axes de provenance sont ainsi parfaitement individualisés : l'un s'ennoie vers le Sud, c'est la terminaison sud de l'anticlinal oriental des Grandes-Rousses [7], l'autre s'ennoie vers le Nord, c'est un prolongement nord du soulèvement de la Tête de la Muraillette (Unité du Clapier du Peyron) [4]. D'autres éléments flottants, ou tout au moins « déracinés » (voir [14], p. 95), ainsi que la lentille de spilites prise dans les calcschistes liasiques vers 1 900 m d'altitude au flanc est de Pied Moutet semblent jalonner d'autres axes de provenance. Ils peuvent provenir des régions profondes du flanc ouest du synclinal.

Les charriages d'écailles et les glissements en masse de couverture ont été le fait d'une tectonique précoce. On peut ajouter qu'il est probable que des aspects de la disharmonie montrant la couverture plissée indépendamment du socle sous-jacent proviennent, au moins en partie, de cette tectonique précoce. Ultérieurement, la couverture et ses écailles ont été replissées avec le socle. Ceci se voit clairement dans le synclinorium de l'Aig. de Morges ([14], p. 33 et suiv.).

[14] Voir aussi les notes infrapaginales chap. 1 et 3. Du fait que le Trias est lacunaire, son absence à elle seule ne suffit pas plus à étayer l'hypothèse ci dessus qu'à déceler une faille du socle.

La région citée entre parenthèses englobe le « synclinal de la Belle Etoile » ([14], p. 83). Il convient d'indiquer qu'au flanc ouest de la masse spilitique insérée dans cette profonde dépression tectonique il n'y a pas de Lias, mais seulement une bande de spilites fortement schistifiés par un laminage tectonique, ce qui se rapporte à une structure réelle bien différente de celle qui avait été imaginée.

[15] On voit sur les fig. 6 et 7 que le « bloc de gneiss » noté dans [14], p. 45, n'est pas isolé et fait partie d'un alignement d'éléments de cette espèce.

La violence des serrages exercés alors, en rapport avec la vigueur des formes plissées du socle, montre de nombreuses traces partout. C'est dans ces conditions qu'un reflux très général des terrains de couverture vers le haut (expulsion du contenu sédimentaire des creux du socle au fur et à mesure de leur rétrécissement, ou simplement reflux vers le haut contre un obstacle du socle dans une région de serrage) a arraché des copeaux aux endroits vulnérables de la partie superficielle du socle. Ces points exposés à l'arrachement ont été en règle très générale des anticlinaux semi-cassants (d'après le contenu du matériel des « écailles flottantes »). Ces anticlinaux ont pu être des structures très accusées, voire importantes (Rouchoux-Beaufin), ou de petites rides (base du flanc ouest du synclinal du col d'Ornon-Allemont, au pied du Grand Armet : [9]. On notera la disposition particulière des écailles qui, au pied des parois du Grand Armet et contre le flanc est des Grandes-Rousses, butent par leur partie haute contre le flanc du socle plus redressé que leur plan axial, ou s'en rapprochent. On notera que ce sont les flancs très raides des soulèvements du socle, et non les autres, qui sont, aux côtés d'anticlinaux profonds, longés par un cordon d' « écailles flottantes ». Tous ces faits traduisent une simple réaction de la couverture à la résistance que le socle oppose à ses déplacements. On est conduit à penser que l'arrachement des lambeaux de socle par sa couverture, phénomène spectaculaire, est une tectonique somme toute banale.

6. Tectoniques anté et post-nummulitiques.

La transgression de l'Eocène sur le socle cristallin du massif du Pelvoux a permis, il y a déjà longtemps, à P. Lory et P. Termier de distinguer une importante tectonique anténummulitique à laquelle P. Termier attribuait même la formation des plis les plus importants et qu'il était enclin à rattacher plutôt à la phase post-sénonienne du Dévoluy.

Ce chapitre vient à la suite de considérations que j'ai antérieurement présentées sur l'âge des structures du socle [14]. L'ensemble des observations que j'ai pu rassembler sur les massifs du Pelvoux, des Grandes-Rousses et la chaîne de Belledonne interne méridionale, et qui comprend l'examen de toute la bordure nummulitique du massif du Pelvoux [16], apportent de nombreuses données définissant un ordre de succession dans les événements tectoniques et orogéniques. On peut aujourd'hui mieux cerner l'histoire du plissement et du soulèvement dans l'ensemble de la région culminante des massifs cristallins externes dauphinois.

1) Le brachydôme du Pelvoux, défini dans la disposition de ses flancs E, SE et S par le relèvement de l'Eocène reposant sur son socle, est post-nummulitique ([14], p. 245). Les bombements qui ont individualisé (par rapport au massif du Pelvoux en particulier) et définissent les massifs des Grandes-Rousses et de Belledonne doivent donc avoir le même âge. Il en résulte que le petit massif du Grand Châtelard est un bombement du socle également post-nummulitique, prolongeant au Nord les Grandes-Rousses selon leur grand axe géographique, dans la même position de zone (voir chap. 4). Il est à noter que la position de l'Eocène au Nord du Grand Châtelard et de Belledonne n'est pas susceptible de nous renseigner. Il repose sur une épaisseur variable de couverture mésozoïque, et cette disposition peut avoir des origines diverses dans le

[16] Les dernières observations que j'ai pu faire sur cette bordure au Sud du Pic de Chaillol rectifient et complètent la description donnée ([14], p. 151, fig. p. 150) des rapports de l'Eocène avec son substratum. A l'Est du vallon de Beyrou, la langue de Mésozoïque censée s'insérer entre l'Eocène et le Cristallin n'existe pas. La bordure du Mésozoïque adossée au socle du Chaillol est, comme au flanc est du synclinal du Drac à Champoléon, en discordance de 90 degrés sous l'Eocène (celui-ci en apparence localement épaissi, du fait du relèvement d'un panneau sud par faille). Toutefois, un affleurement (d'un mètre carré) de dolomies capucin repose un peu plus haut sur le Cristallin. Ce Trias témoigne d'un faible arasement anténummulitique du socle dans toute la zone de bordure au Sud du massif de Chaillol, et aussi d'un brusque adoucissement du flanc du socle antétriasique entre le thalweg du Tt de Beyrou et lui. Le petit affleurement de Trias se trouve vers 2 450 m d'altitude, à 100 m de distance de la bordure de l'Eocène. La surface du socle cristallin qui le porte est à peu de chose près la surface structurale anténummulitique. On peut penser que les deux surfaces structurales antétriasique et anténummulitique sont ici très voisines.

J'indique en passant que la base de l'Eocène est constituée à partir de là, en allant vers l'Est jusqu'à la crête sud du Pic de Chaillol (« Cabane des Parisiens »), par un conglomérat brun, localement gris, à éléments du socle cristallin local très grossiers (pouvant atteindre 50 cm). Cette formation d'épaisseur variable (disparaissant localement) sous les calcaires blancs du faciès habituel, s'étend en grands placages caractéristiques sur la surface structurale. Au SW, elle montre de beaux passages latéraux aux calcaires qui s'y ordonnent en lentilles, avant de se terminer assez brusquement, près du thalweg du Tt de Beyrou, contre ces mêmes calcaires seuls présents plus loin. Cette formation conglomératique est à rapprocher des formations analogues, mais aux aspects variés, qui longent tout le massif du Pelvoux et se retrouvent un peu plus au Sud (Sud du Queyron et du massif de Soleil-Bœuf).

domaine desquelles toute donnée précise fait pour le moment défaut [17].

A l'intérieur du massif du Pelvoux, l'édification du brachydôme est celle du système de plis concentriques qui constitue à proprement parler ce brachydôme. Elle a dû être, en gros, contemporaine de l'édification des deux familles locales de plis transversaux parallèles dans les régions sud et ouest du dôme (chap. 4). Celles-ci doivent être, en effet, respectivement de l'âge de deux de leurs éléments, à savoir la bordure SE des régions hautes du massif et la dépression qui sépare le massif des Grandes-Rousses. Or ces dernières sont post-nummulitiques puisque parties intégrantes de la structure même dessinant le brachydôme.

Je rappelle que les « écailles ultradauphinoises », post-nummulitiques, avec leurs accidents connexes de couverture, comprennent toutes les écailles et structures chevauchantes du socle des bordures E et SE du massif du Pelvoux ([14], p. 181-185).

2) L'observation directe de l'Eocène marin transgressif sur le socle partiellement érodé est possible sur le demi-périmètre SE du brachydôme. Elle donne une première idée partielle, mais très nette, de l'existence d'un soulèvement du socle antérieur, suivi d'émersion et d'érosion de ce socle. Les limites des grands ensembles d'affleurements du socle constituant les massifs donnant évidemment une limite extrême à un domaine soulevé et érodé anténummulitique, on est conduit à penser que ce dernier était loin d'occuper tout cet espace. Des éléments de Mésozoïque restent conservés sur des parties tectoniquement et orographiquement élevées du socle. Leur distribution conduit à assigner à la région érodée du socle lors de la transgression nummulitique un domaine étroitement limité vers l'Ouest, à l'intérieur du brachydôme, débordant un peu les limites de la bordure éocène (peut-être pas celles du brachydôme) au Sud, et débordant les limites du brachydôme à l'Est (jusqu'à une distance inconnue) ([14], p. 245).

3) La virgation de plis subméridiens qui traverse l'ensemble de la région (chap. 4) comprend les éléments vigoureux érodés en discordance brutale au Sud avec l'Eocène. L'ensemble de ces plis, que j'ai déjà considéré comme au moins esquissé avant la formation du brachydôme ([14], p. 186), doit être du même âge que ses parties sud, donc anténummulitique.

D'autre part, pour toute une famille de structures qui se trouvent loin de la région couverte par l'Eocène, l'élaboration des formes actuelles nécessite, ou au moins suggère l'intervention d'au moins deux événements tectoniques successifs. Il s'agit de structures qui peuvent être généralement rattachées au système des plis subméridiens. Certaines ont été décrites ([3, 10, 14], p. 78-79 [18], 185-186 ; [15], p. 280). Les plus caractéristiques en sont une classe de chevauchements d'extension géographique non négligeable, comme ceux dirigés vers l'Ouest dans les Grandes-Rousses et à la bordure SW du massif du Pelvoux (chap. 3, fig. 1 B et 10). Or la tectonique post-nummulitique se présente bien comme responsable de la « déformation ultérieure » (voir fin du chap. 3) créant le chevauchement à partir d'un flanc redressé, mais normal, anténummulitique.

7. Essai de reconstitution historique du plissement et du soulèvement du socle régional.

En faisant intervenir un ensemble élargi de données, on voit s'ébaucher les traits d'une histoire alpine du socle régional plus complexe que ne le montrent les constatations précédentes. Mais des questions importantes restent non ou mal résolues, et seront plus particulièrement abordées au chapitre des conclusions.

1) La série mésozoïque de la couverture du massif du Pelvoux montre, en dehors de la zone ultradauphinoise proprement dite, où elle est réputée réduite, certains aspects d'une réduction d'épaisseur. On sait que cette réduction est très sensible à la bordure ouest du massif, c'est-à-dire là où on s'y attendrait le moins (Grand Renaud).

Si la faiblesse relative de la sédimentation a correspondu à un haut-fond, on peut voir dans ce dernier une structure de préformation précoce, dans la fosse dauphinoise, du massif du Pelvoux, ou d'une région l'englobant. Une telle éventualité ne peut être considérée que sous réserve.

[17] Se reporter à ce sujet, notamment, à N. VATIN-PÉRIGNON [22], pour ses considérations sur la tectonique de la couverture du Grand Châtelard. De plus on doit admettre que s'est manifestée une importante disharmonie de plissement entre le socle des massifs cristallins externes dauphinois et sa couverture, ce socle s'étant bombé, ou creusé en synclinaux, pour son propre compte.

[18] Se reporter à ce texte. Il n'est pas sûr que les replis visibles à l'Ouest de la pincée de Pré Veyraud soient antérieurs (ils ne se retrouvent pas à l'intérieur de la pincée).

2) Un plissement anténummulitique vigoureux a affecté tout le socle régional. Il a édifié l'arc des plis subméridiens.

Les structures plissées de la couverture mésozoïque attribuables aux premiers mouvements de cette couverture (chap. 5) expriment indirectement une grande continuité de la couverture au moment où ces mouvements ont commencé. Il en résulte que le plissement du socle s'est manifesté tout d'abord sous la charge de la couverture. Or l'érosion d'une couverture émergée a fourni les décharges détritiques grossières déversées dans la mer, transgressive sur le Jurassique au voisinage, au cours du Crétacé supérieur (matériel de l'écaille ultradauphinoise de St-Sauveur : J. DEBELMAS et M. LATREILLE [23]). Une orogénèse avait donc eu lieu dans la région (au sens large), faisant émerger (vigoureusement d'ailleurs) la couverture. Il est difficile de ne pas associer à cette orogénèse le plissement du socle qui daterait alors d'une période comprise entre le Jurassique supérieur (âge du matériel détritique le plus récent de l'écaille de St-Sauveur) et un Crétacé supérieur (Sénonien de l'écaille) (mouvements « antésénoniens »).

3) Un soulèvement a abouti, avant la transgression nummulitique, à la dénudation du socle, avec érosion, dans une région d'axe plus oriental que le futur massif du Pelvoux (mais débordant sur le périmètre de ce dernier). L'aire ainsi dénudée et le système de plis subméridiens sont deux ensembles dont les lignes directrices et le domaine géographique se recoupent.

4) A l'Eocène supérieur, les caractères sédimentologiques du Nummulitique ([18, 14], p. 134 et 260 ; chap. 6, note infrapag.) trahissent la présence d'un socle dénudé constituant, au rivage même de la mer nummulitique, des reliefs émergés vigoureux, sur l'emplacement du futur massif du Pelvoux. Ce ne peut être que l'indication d'un soulèvement pelvousien du socle contemporain de la transgression.

5) La tectonique et l'orogénèse post-nummulitiques sont responsables, dans le système tectorogénique actuel, de l'individualisation des grandes unités et de la constitution du système des plis d'ordre inférieur propres au brachydôme (où le plissement concentrique a englobé des éléments du système 2 ayant rejoué). Des époques de mouvements distinctes se reconnaissent.

Un soulèvement pelvousien arrête la progression des nappes sur sa transversale alpine ([14], p. 262-263). Ce pourrait être simplement le relief hérité du soulèvement de l'Eocène supérieur.

Cependant un caractère de la dissymétrie du système de plis concentriques du brachydôme (chap. 4) doit retenir l'attention. L'amincissement de ces plis à l'Est n'est pas compensé par un gain en hauteur. C'est contraire à ce qu'aurait produit un aplatissement postérieur des structures supposées symétriques à l'origine. Le plissement concentrique était donc gêné dans son développement du côté interne. Il ne peut s'agir que d'un effet tectonique en rapport avec la mise en place des écailles ultradauphinoises aux lisières et sur le flanc du brachydôme, mise en place faisant en particulier des plis orientaux du système concentrique, des plis couchés. Le brachydôme poursuivait donc son édification dans la période où se manifestait cette tectonique.

Bien entendu, la phase vigoureuse finale de soulèvement est postérieure à la mise en place des écailles ultradauphinoises au flanc du Pelvoux ([14], p. 263). Conformément à l'idée classique, elle est récente (Néogène-Quaternaire).

6) En ce qui concerne la couverture, en dehors de la zone des écailles ultradauphinoises, on a vu au chapitre 5 que deux phases tectoniques distinctes se reconnaissent nettement dans les structures du Mésozoïque.

La première, qui a compris au moins les principales manifestations de glissements et de mise en place d'écailles charriées, ne peut être rapportée qu'aux premiers gauchissements du socle lors du plissement anténummulitique (phase 2). Les rares sens de déplacements observés semblent d'ailleurs bien normaux aux directions locales du faisceau des plis subméridiens (Aiguille de Morges [14], p. 35 ; versant ouest des Grandes-Rousses, à leur retombée sud [7]).

Par la suite, les plissements du socle qui ont créé des synclinaux profonds ont soumis la couverture écaillée, engagée dans ces synclinaux, à d'intenses compressions. On n'a que peu d'éléments pour tenter de déduire des seules formes tectoniques, soit l'âge, anté ou post-nummulitique, de ces compressions, si elles ne se sont manifestées qu'au cours d'une seule phase tectonique, soit leur caractère polyphasé, dans les synclinaux du système subméridien du massif du Pelvoux. Mais on peut observer

les effets de violents serrages sur le matériel de la couverture mésozoïque engagée soit dans des synclinaux apparemment anténummulitiques et exempts de rejeu post-nummulitique notable (au Nord du col des Ruillans [14], p. 74), soit dans des synclinaux qui se présentent au contraire comme seulement post-nummulitiques (synclinal de Chabournéou).

D'autre part, aussi bien dans la période anténummulitique que dans la période post-nummulitique, le plissement du socle exprimait un serrage régional qui agissait aussi sur toute l'épaisseur de la couverture, et on ne sait pas encore quelle a été la part de déformations résultantes dans la couverture, appartenant respectivement aux serrages anté et post-nummulitiques.

Il résulte de ces deux dernières remarques que l'âge de la mise en place des « écailles flottantes » reste mal déterminé. Il pourrait ne pas être le même partout.

Conclusions.

L'édification des massifs cristallins externes dauphinois, dans leur région culminante, nous apparaît, dès les premiers mouvements orogéniques positifs qui la définissent, comme une longue suite d'événements lents, marqués de pulsations.

Mais elle semble avoir obéi essentiellement à une *dynamique de compressions*. Par voie de conséquence, elle s'est faite par bombements souples, avec plissements. Les trois premiers chapitres ont été consacrés à cette question du style tectonique. Toutes les nouvelles observations ici présentées confirment ce style d'une *tectonique alpine plastique, à failles subordonnées,* dont les caractères morphologiques ont été décrits pour les massifs du Pelvoux (le brachydôme composé) et de l'Argentera ([14], p. 234 et suiv.), et qui s'est manifestée en réaction à des compressions horizontales exercées au sein du socle ([14], p. 268-269 ; [25]).

Lorsque la déformation a été assez forte, l'étirement résultant du flanc du pli intéressé a atteint une limite de plasticité. Il s'est rompu par faille, celle-ci formant un petit angle avec les parties contiguës du flanc du pli, simplement basculées (et plus ou moins laminées).

Les nouvelles observations apportent quelques objets de plus à la collection des formes remarquables du plissement (chap. 3) : ombilics, « anticlinal extrusif ».

Le chapitre 2, en décrivant des formes synclinales, a été consacré à une discussion de la conception de « graben » appliquée à des formes régionales. Les termes de « horst » et de « graben » ont été assez souvent appliqués, dans diverses publications, à des anticlinaux et à des synclinaux de la région. Il est bien évident que si une tectonique de horsts et de graben avait eu quelque importance dans la région, il faudrait que se soit manifestée, au moins à certains moments, une dynamique de distensions, se substituant à la dynamique de compression responsable des formes plissées.

La place d'une tectonique de panneaux plus ou moins soulevés et tabulaires, modelant des horsts et des graben, est en réalité très réduite et limitée à des structures d'importance secondaire. De plus, et c'est l'essentiel, elle est toujours subordonnée au plissement souple, par rapport auquel elle traduit un dépassement de la limite de plasticité. Les formes de horsts et de graben apparaissent essentiellement comme caractéristiques de certaines terminaisons axiales de plis, dont mes dernières observations apportent de nouveaux exemples (chap. 1).

Cependant les failles longitudinales tiennent une plus grande place que je ne l'ai laissé entendre auparavant ([14], p. 267-269). *L'étirement des flancs de plis* représenté par ces failles *est la manifestation principale de la tectonique cassante.* Cet étirement cassant tend à devenir prédominant le long de certains flancs de grands plis, où cependant ce caractère ne peut souvent être déduit que d'après un décompte statistique des contacts normaux et anormaux le long d'une bordure en partie masquée sous le Quaternaire (chap. 1 et 2). Il joue un rôle important dans la tectonique « extrusive » citée un peu plus haut.

Le rôle des failles transversales est réduit, et ces accidents ne suivent une orientation préférentielle que dans un petit nombre de secteurs étroits. Toutefois ([14], p. 269) la tectonique cassante, faisant intervenir de nombreuses failles transversales, joue un rôle croissant en allant vers des régions tectoniquement élevées, question que les nouvelles observations n'abordent qu'accessoirement (chap. 1).

Par ailleurs, l'existence de décrochements horizontaux, autres que de faible amplitude (chap 3), n'apparaît pas.

Bien que la tectonique plastique ait marqué sans partage l'histoire du plissement alpin jusqu'à une époque certainement assez récente du soulèvement, il existe cependant des *failles tardives,* qui ne suivent pas les directions des plis de deuxième ordre bien définis et semblent, au premier abord, manifester une tectonique essentiellement cassante. Mais ces accidents ne montrent quelque ampleur que par un certain développement horizontal, et les données d'observations manquent pour apprécier la part de gauchissements et de basculements dont elles sont responsables. De plus (voir remarque ci-dessus), les régions orographiquement élevées où s'observent, notamment dans le brachydôme, les failles tardives, sont aussi, par rapport à la tectonique tardive, en position tectonique élevée.

Une longue suite d'événements lents, marquée de pulsations, et une dynamique de compression caractérisent donc l'orogénèse alpine régionale telle qu'elle s'est manifestée dans le socle.

Il doit en résulter que les pulsations ont été des reprises du plissement et du soulèvement. Ces phases tectoniques et orogéniques ont été nécessairement séparées par des périodes d'arrêt, de repos au moins relatif, mais sans véritables périodes de relaxation, en tout cas sans phases distensives. De plus, la durée d'arrêt a été nécessairement longue, les périodes où le socle, soulevé et émergé, a pu être en proie à une érosion sensible, n'ont eu qu'une durée relativement brève au total, étant donné que ce socle est aujourd'hui encore assez imparfaitement dépouillé de sa couverture. Je rappelle à ce propos une remarque précédemment exposée, dans un but différent, au sujet du massif du Pelvoux ([14], p. 4), rejoignant une remarque précédente de P. Lory [27] au sujet de Belledonne méridionale : les points hauts de l'actuelle surface d'érosion du socle ne sont pas loin, en général, de l'ancienne surface antétriasique.

On a vu (chap. 6 et 7) que les événements dont l'existence semble solidement établie sont :

— un *plissement anténummulitique étendu à toute la région,* probablement contemporain de la phase antésénonienne du Dévoluy, et disposé en virgation subméridienne dont la courbure est de même sens que celle de l'arc alpin (chap. 4) ;
— un *soulèvement anténummulitique* ayant abouti à une dénudation et une érosion du socle, dans une marge orientale devant appartenir à une région *d'axe plus oriental ;*
— un *soulèvement de la région pelvousienne à l'Eocène supérieur ;*
— un *soulèvement et un plissement post-nummulitiques,* dans lesquels se distinguent une phase initiale, contemporaine de la mise en place des écailles ultradauphinoises aux lisières du massif du Pelvoux, et une *phase vigoureuse finale.* Sur la transversale alpine du Pelvoux, *le soulèvement a arrêté la progression des nappes internes.*

Dans la couverture mésozoïque n'apparaissent avec clarté qu'une *tectonique initiale de mouvements tangentiels,* que l'on doit rapporter aux premiers gauchissements anténummulitiques, et une *tectonique ultérieure de serrage* ayant provoqué de puissants reflux vers le haut, tectonique qu'il est difficile de situer exactement dans le temps (choix d'une solution exclusivement post-nummulitique, ou anté et post-nummulitique).

Mais bien d'autres aspects importants de cette histoire relèvent encore de l'hypothèse.

Un mouvement orogénique positif a-t-il créé au Jurassique, sous la forme d'un haut fond, un Pelvoux embryonnaire ? Pour le savoir il faudrait mieux connaître la série jurassique dans l'ensemble de la région. Les recherches en cours (notamment celles de J.-C. Barféty et R. Mouterde) le laissent d'ailleurs espérer.

F. Bartoli, A. Pêcher et P. Vialon [29] pensent pouvoir définir un « chevauchement Meije-Muzelle » comme une importante ligne de dislocation alpine précoce. Il ne me semble pas possible d'adopter toutes les conclusions de ce travail. Mais il en reste la notion importante de la trace, à l'intérieur du brachydôme, du flanc d'un anticlinal ancien du socle (déjà considéré, sans lui donner d'âge, en ce qui concerne le trajet Lauranoure - Muzelle - Clapier de Peyron [14], p. 97). On se trouve devant l'hypothèse d'un bombement du socle, axé à peu près Est-Ouest (ou plutôt ENE-WSW), antérieur au plissement subméridien, et passant par les régions centrales du brachydôme.

Le soulèvement qui a abouti à la dénudation du socle avant la transgression nummulitique pose un double problème d'identité. On peut supposer que ce soulèvement a englobé une aire géographique beaucoup plus étendue que l'aire dénudée et de

dessin différent. L'aire dénudée serait alors simplement l'héritage, soit du haut fond jurassique, soit du bombement évoqué ci-dessus, soit des deux. On peut naturellement penser aussi que le soulèvement représente une orogénèse autonome, non héritée. D'autre part, à quelle époque se serait-il produit ? Dans la région culminante des massifs cristallins dauphinois, tout repère manque pour établir une distinction entre des phases de plissements anténummulitiques, contrairement à ce qui se passe au Sud (écaille de Saint-Sauveur : J. DEBELMAS et M. LATREILLE, *op. cit.*). On peut seulement dire que, la couverture ayant commencé à être démantelée à la suite d'une orogénèse antésénonienne (chap. 7), une présomption existe pour que la dénudation du socle ait été le résultat d'un soulèvement ultérieur. A vrai dire, le socle aurait pu déjà être dénudé à la suite d'une orogénèse antésénonienne sans que les produits de l'érosion correspondante se retrouvent dans le seul conglomérat témoin connu, stratigraphiquement correspondant ([14], p. 259).

La question rebondit par rapport à celle d'une « chaîne arvinche » (R. BARBIER, [18]) [19].

Les rapports entre les orogénèses anténummulitiques régionales et l'événement stratigraphique majeur qu'a été l'émersion fini-crétacée dans l'ensemble des Alpes externes (et au-delà) sont obscurs.

La surrection pelvousienne contemporaine de la transgression nummulitique soulève un autre problème. J'ai émis l'opinion ([14], p. 261) qu'elle avait arrêté la transgression sur cette transversale alpine. Il s'agit encore seulement d'une présomption. La question prend de l'ampleur si l'on remonte un peu en arrière. A-t-il pu exister, naissant dans le tréfonds de la mer jurassique, ou tout au moins constituée au Crétacé supérieur, une terre longtemps émergée (voire définitivement émergée), résistant à la transgression nummulitique d'abord, à la propagation des nappes internes ensuite ?

La transgression nummulitique a gagné loin vers l'Ouest, au Sud du Pelvoux et au Nord du massif du Grand Châtelard. La « ligne pennique frontale » épouse en gros la même disposition, un peu en retrait, Dans la région Pelvoux - Grandes-Rousses et dans un vaste secteur contigu occupé par du Mésozoïque au Nord du Pelvoux, malgré la présence de structures favorables à une bonne conservation de la couverture (grands synclinaux profonds), on ne connaît que très peu de Crétacé inférieur (en partie détritique, au Grand Renaud : J. REBOUL [26]) et aucune trace de Crétacé supérieur et d'Eocène. La simplicité de dessin unilinéaire de la bordure éocène est à noter. Or dans les autres parties des Alpes externes, en particulier dans les régions voisines, le Crétacé (le Crétacé supérieur en particulier) et l'Eocène sont largement représentés, disséminés un peu partout. Comment l'érosion aurait-elle pu être aussi parfaitement sélective ?

Il existe, on le voit, une présomption sérieuse, mais une présomption seulement encore, pour que la disposition actuelle des affleurements reflète, dans l'ensemble, celle des zones de sédimentation. Cela conduirait à la conception d'une région haut-dauphinoise ayant localisé de façon privilégiée, durant un long laps de temps, des mouvements orogéniques positifs. On pourrait voir, dans le dispositif en évolution réalisé lors de la transgression nummulitique, celui de la terre émergée se soulevant tandis que le bassin marin contigu devait s'approfondir, suivant un modèle de flexure continentale, de nature orogénique.

De plus, dans ce vaste foyer fixe, ou peu mobile, de poussées orogéniques successives s'étendant sur une longue durée, le Pelvoux localiserait lui-même un foyer de faible mobilité de poussées maxima. Quatre étapes de soulèvement s'y distingueraient, établissant une filiation directe entre un haut fond jurassique et le soulèvement éocène supérieur, en passant par un bombement précoce et le soulèvement qui devait aboutir à la dénudation anténummulitique du socle.

A la suite de cette histoire, la formation du brachydôme trahirait la permanence de l'activité orogénique propre au foyer pelvousien dans la période post-nummulitique.

Dans ce schéma, la place du plissement subméridien resterait à fixer. L'extension régionale de ce plissement est pour le moment inconnue. La présomption de son âge antésénonien resterait aussi à confirmer, dans le cas surtout de la réalité d'un bombement précoce d'axe Est-Ouest, donné comme l'ayant précédé.

En ce qui concerne les mouvements post-nummulitiques, il règne une certaine obscurité sur l'âge

[19] Je précise que pour moi, en raison de certaines observations ([13, 14], p. 182-184), les écailles « arvinches » sont post-nummulitiques, mais le matériel en provient bien d'une structure soulevée anténummulitique, au socle plus ou moins dénudé.

exact de la phase post-nappes, en un lieu donné et en des lieux différents, notamment sur les différentes transversales alpines. Il résulterait de la composition des décharges détritiques du Miocène de la région de Grenoble (J. BOCQUET [28]) que le socle du Pelvoux avait des parties dénudées dans le bassin versant correspondant, mais pas celui de Belledonne. Il ne peut s'agir d'ailleurs que de premières indications, de valeur peut-être seulement locale.

Mais même le seul aspect global de la déformation et du soulèvement post-nummulitiques ne pourra être réellement précisé qu'une fois que l'on aura confronté avec les données concernant le socle, une autre donnée structurale, sans doute aussi fondamentale : le modelé du soulèvement de l'ensemble socle-couverture.

Dans la région, l'absence de l'Eocène ne permet d'inférer de la position de la surface d'érosion actuelle que des valeurs minimales du soulèvement et des indications très vagues sur le plissement. Mais ces données peuvent être associées à celles, beaucoup plus précises, que la présence de l'Eocène permet d'obtenir dans les régions dauphinoises environnantes. En même temps qu'une représentation du soulèvement et du plissement de l'ensemble de la partie supérieure de l'écorce (couverture comprise), le fait et l'aspect d'une dysharmonie majeure de plissement entre le socle (se plissant pour son propre compte) et sa couverture, dans la période post-nummulitique (chap. 6, note infrapag.) pourraient être mieux compris.

Les périodes de rémission tectonique et orogénique, qui ont dû tenir une grande place en durée, dans l'histoire de l'édification des massifs cristallins dauphinois (voir plus haut), ne se mettent que très mal en évidence. Sans doute apparaissent-elles justement par une absence de signes extérieurs.

Cependant, en ce qui concerne l'intervalle entre la surrection pelvousienne de l'Eocène supérieur et la surrection post-nummulitique, le dépôt des flyschs externes régionaux a une valeur de témoin.

Les bassins des flyschs alpins externes ont été le siège du volcanisme tertiaire alpin. Les matériaux de ce volcanisme acide occupent un volume important dans la masse des Grès du Champsaur (voir notamment S. BEUF, B. BIJU-DUVAL et Y. GUBLER [30]). On lie en général de tels événements à des phases distensives. Si donc, dans le domaine soulevé des massifs cristallins dauphinois, une phase de distensions ne semble pas avoir eu lieu, elle a cependant agi au voisinage. Elle a pu être contemporaine, au moins, d'une période d'arrêt du soulèvement.

Mais des témoignages plus directs de l'état du soulèvement haut-dauphinois à cette époque semblent devoir être inscrits dans le matériel détritique des flyschs. J. PERRIAUX et J.-P. USELLE [24] indiquent que, d'après les directions de courant observées dans les Grès du Champsaur, à la bordure sud du massif du Pelvoux, le matériel des grès (dont les éléments ont un calibre inférieur à 2 5 mm) est venu du SW, et n'a pu provenir du socle pelvousien. A vrai dire, le critère de direction invoqué ne paraît pas suffisant pour exclure la région du Pelvoux des zones d'alimentation : comment se disposait le réseau hydrographique sur les terres voisines de la mer des flyschs ? D'autre part il manque une étude pétrographique du matériel détritique. Mais, d'une façon générale, peut-on affirmer qu'il n'existe pas ou qu'il n'a pas existé dans les Grès du Champsaur, au sein d'un ensemble à granulométrie que l'on pense généralement fine, des accumulations détritiques de calibre notable qui devraient alors venir du voisinage ?

D'autres études sont nécessaires sur les flyschs externes régionaux, sur la nature pétrographique de leur matériel, sur les aspects structuraux de leur détritisme, y compris son évolution dans le temps, pour exploiter avec fruit leur valeur de témoins dans le présent débat [20].

Dans la masse des problèmes non résolus, ceux que posent les « structures fines », enfin — recris-

[20] La question du calibre des éléments détritiques est toujours délicate, la nature du climat pouvant intervenir par des phénomènes d'altération.

D'autre part, s'il y a évolution du détritisme, le problème est d'en déterminer les facteurs. Dans ce domaine, j'ai pu (en partie avec la collaboration de L. PAIRIS) consacrer quelques observations aux faciès des formations faisant le contact entre les Grès du Champsaur de faciès habituel et le Trias subbriançonnais, en Vallouise (bordure est du Pelvoux). L'impression résultante est que (plutôt qu'à la présence d'un « flysch noir » subbriançonnais) on assiste à une diminution du calibre des éléments détritiques et à une réduction (jusqu'à disparition) des niveaux gréseux durs des Grès du Champsaur, puis à l'apparition de calcschistes en continuité. On peut penser à une formation sommitale des Grès, équivalente des « schistes à blocs » découverts et étudiés par C. KERCKHOVE en Ubaye, mais de morphologie différente en raison de conditions différentes d'invasion supposée du bassin marin par la nappe en marche (la nappe subbriançonnaise étant formée à son front de Trias calcaire).

tallisations hydrothermales et métamorphiques, schistosité — sur certaines conditions géodynamiques de l'orogénèse et de la tectogénèse, peuvent se révéler très importants. Mais ces champs d'étude sont encore peu explorés, en dépit des travaux de B. POTY sur les recristallisations hydrothermales, et bien que le caractère métamorphique de certaines formations de couverture ait été signalé voilà déjà vingt ans (R. PERRIN [31]) et reconnu par la suite en divers points (par exemple par R. MICHEL et J. VERNET, obs. non publiées). On sait cependant aujourd'hui qu'un métamorphisme de faciès « schiste vert », en général faible, affecte l'ensemble socle-couverture régional. On sait aussi que la schistosité est un phénomène répandu, mais complexe. Les études en cours de A. PÊCHER et P. VIALON apporteront sans doute bientôt quelque clarté sur ces faits. Pour le moment l'approche de ces problèmes pose surtout des questions, ce qui est assez naturel.

De l'étude des grandes structures ressortent pour le moment la notion du rôle prévalent des pressions dynamiques, surtout lors des plus forts serrages post-nummulitiques, celle de la manifestation de pressions hydrostatiques plus élevées aux débuts des mouvements anténummulitiques. Une variation du gradient géothermique, donc des températures conditionnant les recristallisations à une profondeur donnée, a dû sans doute avoir lieu, puisque, par exemple, un épisode volcanique s'insère dans l'histoire régionale au Tertiaire.

Dans son état actuel, l'édifice régional du socle est une *forme vigoureuse et complexe de brachy-anticlinal ramifié,* dont les grandes lignes sont *post-nummulitiques,* mais où la *reprise des structures du plissement anténummulitique* a introduit des caractères originaux.

Le *puissant brachydôme composé,* de base équidimensionnelle, du MASSIF DU PELVOUX, qui est un des principaux soulèvements des Alpes, en est l'unité la plus interne, et largement prédominante en dimensions horizontales et verticales. A son flanc externe, au NW, se greffent, *soudés par leur extrémité méridionale, deux grands anticlinaux allongés,* longitudinaux par rapport à la chaîne alpine : soit, en allant vers le côté externe, la chaîne des GRANDES-ROUSSES et l'unité de BELLEDONNE INTERNE, rameau interne de la chaîne de Belledonne.

L'ensemble se présente comme si le brachydôme avait envahi le domaine des unités allongées. Mais celles-ci s'incurvent, d'ailleurs dans le même sens d'incurvation que l'arc alpin, avant de se souder au brachydôme. Cette incurvation est surtout sensible pour Belledonne. Tout ceci est à mettre en rapport avec la présence de la virgation des plis subméridiens anténummulitiques, fortement inscrits dans l'ensemble du complexe structural, et dont les soudures des grandes unités entre elles sont un héritage (chap. 4).

L'anticlinal des Grandes Rousses, d'assez faible extension aux affleurements, s'ennoie axialement assez vite vers le Nord (N 30° E env.). Dans cette direction, le petit soulèvement isolé du massif du Grand Châtelard constitue cependant un prolongement du pli (chap. 6). On ne peut pas dire si ce pli continue d'exister plus au Nord. Le Mont Blanc peut aussi bien être sur une ligne de soulèvements plus interne, celle du Pelvoux, que dans le prolongement des Grandes-Rousses - Grand Châtelard. Par contre, l'anticlinal de Belledonne interne se prolonge vers le Nord (N 35° E), flanqué du rameau de Belledonne externe, ~~dans une longue~~ structure rectiligne que viennent prolonger encore plus au Nord les Aiguilles Rouges.

L'amplitude verticale des soulèvements décroît en allant vers le côté alpin externe. Il en est de même, au Nord, pour le couple Mont Blanc - Aiguilles Rouges. Cette disposition est, en quelque sorte, « naturelle » pour l'ensemble des massifs cristallins externes et a son pendant symétrique chez les massifs cristallins internes. Elle trahit assez clairement la manifestation de poussées orogéniques plus fortes, dans la période post-nummulitique, aux abords d'une zone alpine axiale.

Le *brachydôme* est constitué par un *assemblage subcirculaire de plis concentriques* post-nummulitiques, édifiés en partie par le rejeu de plis anténummulitiques. Ces plis présentent un soulèvement croissant en allant vers l'intérieur, jusqu'à une unité culminante centrale. L'édification de ce système est attribuable à l'action dans le socle d'une dynamique de pressions horizontales centripètes ([14], p. 270).

Mais le brachydôme, marqué par une excentration vers le NE du système concentrique, et donc des culminations, et par l'amincissement des plis du système à l'ESE, est un pli déjeté vers le côté alpin interne. A l'ESE, le socle du brachydôme est aussi engagé dans le système des écailles ultradauphinoises, couchées vers le côté alpin externe, système auquel

participent les plis amincis, par leur déversement dans le même sens.

D'autre part *deux familles locales de plis parallèles,* à peu près orthogonales l'une à l'autre, traversent le brachydôme de manière à s'appuyer respectivement contre l'extrémité de chacun des deux grands anticlinaux externes. Ces plis, on l'a vu (chap. 6), sont également post-nummulitiques. D'ailleurs on a vu aussi (chap. 4) qu'ils se définissent comme des plis transversaux liés au système concentrique, et c'est à cet ensemble que s'applique la constatation déjà faite ([14], p. 234-235) que, dans le massif du Pelvoux, les jonctions des synclinaux bien marqués forment des carrefours à trois branches seulement. Il s'agit d'un rapport structural entre plis formés en même temps.

Les choses se passent comme si les deux grands anticlinaux externes avaient constitué, au même moment où s'édifiait le brachydôme dans son ensemble, des butées vis-à-vis d'une poussée dirigée en gros vers le NW. Il semble possible d'associer une telle poussée à celles qui ont en même temps mis en place les écailles ultradauphinoises du socle (chap. 7), c'est-à-dire de la situer lors de la phase post-nummulitique initiale de l'édification du brachydôme.

De même que le brachydôme, toutes les grandes unités tectoniques de la région sont des *plis déjetés vers le côté alpin interne* (chap. 4). Cette disposition est contraire aux représentations classiques. Mais si l'on considère le brachydôme, dans ses rapports avec les écailles ultradauphinoises, cette disposition déjetée vers le côté alpin interne affectant l'ensemble est attribuable à la même tectonique que celle montrant plus à l'Est la polarité transversale alpine générale, vers le côté externe.

On remarque aussi que *les plis post-nummulitiques* (les grandes unités allongées et l'arc alpin lui-même) *suivent une direction qui dérive de celle des plis anténummulitiques par une rotation* de quelques degrés *dans le sens horaire* (chap. 4). Il en résulte que, comme cela se voit dans les Grandes-Rousses, la direction du plissement a varié chaque fois (d'un petit angle) par une rotation de sens horaire, en passant d'un plissement hercynien tardif (postcarbonifère supérieur-antépermien : synclinal de l'Herpie) au plissement anténummulitique, puis de celui-ci au plissement post-nummulitique.

Cette rotation n'est pas susceptible de confirmer, ou d'infirmer, une hypothèse proposée [19], de la formation de l'arc alpin par courbure progressive, mais elle entraîne au moins la notion de la poursuite, toujours dans le même sens, *dans la région,* d'un certain *processus de dérive angulaire.*

On en terminera en examinant une relation qui lie la morphologie des grandes structures tectoniques régionales à leur position dans l'arc alpin.

La virgation anténummulitique reflète déjà, dans sa disposition, l'existence d'un arc alpin (l'idée d'un plissement qui aurait été arqué ultérieurement, avec la formation du brachydôme, ne paraît pas pouvoir expliquer convenablement les diverses particularités de la virgation).

Mais, je l'ai déjà indiqué ([25, 14], p. 254), *le brachydôme se situe sur l'axe géographique* (ou si l'on veut, géométrique) *de l'arc de forte courbure que dessinent les Alpes occidentales.* Il faut ajouter : rameau ligure exclu. Je rappelle la généralité, dans l'ensemble des Alpes, d'une loi de correspondance entre la forme plus ou moins allongée des plis et un paramètre « courbure » du plissement, caractères que, parmi d'autres, j'ai pensé pouvoir associer à l'hypothèse de courbure progressive (*op. cit.*).

La position « charnière » du brachydôme dans l'arc alpin est à considérer en tenant compte du fait que l'arc est l'état le plus récent de la chaîne. Les lignes directrices et le domaine de cet édifice tardif diffèrent beaucoup de ceux des structures antérieures, et les recoupent. Mais le brachydôme, bien que post-nummulitique, avait commencé à se constituer dans la période précédente, durant la mise en place des nappes. Il donnait déjà au futur arc un point charnière. Si, alors, le brachydôme fait partie d'une région haut-dauphinoise d'ancienne activité orogénique positive, une préformation de l'arc tardif a peut-être eu lieu très précocement en zone externe.

OUVRAGES CITÉS

1. BARFÉTY (J.-C.), GIDON (M.) et MOUTERDE (R.) (1970). — Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg-d'Oisans (*Géol. Alpine,* t. 46).
2. BORNUAT (M.) (1962). — Etude de la couverture sédimentaire de la bordure sud-ouest du massif des Grandes-Rousses au Nord de Bourg-d'Oisans (*T.L.G.,* t. 38).
3. DESTHIEUX (F.) et VERNET (J.) (1968). — Les failles inverses du flanc nord du Rochail (*Géol. Alpine,* t. 44).
4. DESTHIEUX (F.) et VERNET (J.) (1970). — Nouvelles données pétrographiques et structurales sur la région du Lauvitel (*Géol. Alpine,* t. 46).
5. LAMEYRE (J.) (1958). — La partie nord du massif des Grandes-Rousses (*T.L.G.,* t. 34).
6. LE FORT (P.) et VERNET (J.) (1968). — Sur une nouvelle structure synclinale du massif du Pelvoux. Le synclinal du col de Colombes (*Géol. Alpine,* t. 44).
7. VERNET (J.) (1962). — Sur la tectonique alpine du socle à la jonction Pelvoux - Grandes-Rousses (*Bull. Carte Géol. Fr.,* 269, t. LIX).
8. VERNET (J.) (1963). — Les accidents de la bordure du massif du Taillefer à Ornon (*Bull. Carte Géol. Fr.,* 273, t. LIX).
9. VERNET (J.) (1964). — Le synclinal du col d'Ornon aux abords du col et ses écailles (*T.L.G.,* t. 40).
10. VERNET (J.) (1964). — La région synclinale de Vaujany (*T.L.G.,* t. 40).
11. VERNET (J.) (1965). — Les écailles du socle à la bordure extrême nord du massif du Pelvoux (*T.L.G.,* t. 41).
12. VERNET (J.) (1965). — Les écailles flottantes du socle aux bordures E et N des Grandes-Rousses (*T.L.G.,* t. 41).
13. VERNET (J.) (1965). — Les écailles de Cote-Plaine au NO du col du Lautaret (*T.L.G.,* t. 41).
14. VERNET (J.) (1965). — La zone « Pelvoux-Argentera » (*Bull. Carte géol. Fr.,* 275, t. LX).
15. VERNET (J.) (1966). — Observations nouvelles sur le synclinal d'Ailefroide et les bordures du massif du Pelvoux en Vallouise (*T.L.G.,* t. 42).
16. VIALON (P.) (1968). — Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (*Géol. Alpine,* t. 44).
17. BARBIER (R.) (1956). — Remarques sur la tectonique et la stratigraphie de la zone dauphinoise orientale au Nord du Pelvoux (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. VI).
18. BARBIER (R.) (1956). — L'importance de la tectonique « anténummulitique » dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. VI).
19. VERNET (J.) (1970). — Une hypothèse sur l'origine de la courbure des Alpes occidentales (*Géol. Alpine,* t. 46).
20. VERNET (J.) (1950). — Les limites SE du massif du Pelvoux et de l'anticlinal amygdaloïde des Ecrins (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 5e sér., t. XX).
21. VERNET (J.) (1952). — Les déformations d'âge alpin du Cristallin du Pelvoux à la lumière d'observations nouvelles (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. II).
22. VATIN-PÉRIGNON (N.) (1966). — Géologie du massif cristallin du Grand Châtelard (Savoie) (*T.L.G.,* t. 42).
23. DEBELMAS (J.) et LATREILLE (M.) (1956). — Les écailles de base de la nappe du Flysch de l'Embrunais dans le bassin d'Embrun (Hautes-Alpes) (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. VI).
24. PERRIAUX (J.) et USELLE (J.-P.) (1968). — Quelques données sur la sédimentologie des Grès du Champsaur (Hautes-Alpes) (*Géol. Alpine,* t. 44).
25. VERNET (J.) (1951). — Le synclinorium de l'Aiguille de Morges et le style des déformations alpines du Cristallin du Pelvoux (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. I).
26. REBOUL (J.) (1962). — Sur la présence de Néocomien dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes dauphinois (Synclinal de Bourg-d'Oisans, Isère) (*C. R. Acad. Sc.*).
27. LORY (P.) (1952). — Quelques observations sur « Belledonne méridionale » (*T.L.G.,* t. 30).
28. BOCQUET (J.) (1966). — Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble (*T.L.G.,* t. 42).
29. BARTOLI (F.), PÊCHER (A.) et VIALON (P.) (1974). — Le chevauchement Meije - Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du haut Dauphiné cristallin) (*T.L.G.,* t. 50).
30. BEUF (S.), BIJU DUVAL (B.) et GUBLER (Y.) (1961). — Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes) (*T.L.G.,* t. 37).
31. PERRIN (R.) (1954). — Dynamométamorphisme et métamorphisme régional : quelques observations dans la région briançonnaise (*Bull. Soc. Géol. Fr.,* 6e sér., t. IV).

Manuscrit déposé le 5 mars 1974.