

## La structure du Paléozoïque de la zone briançonnaise axiale au Nord de Névache

par Richard FABRE\*, Maurice GIDON\* et Pierre TRICART\*\*

RÉSUMÉ. – L'étude stratigraphique et tectonique de ce secteur de la zone briançonnaise montre que le Paléozoïque y est intensément plissé mais ne présente pas de chevauchements bien caractérisés. Trois générations successives de schistosités synmétamorphes y sont mises en évidence. La plus ancienne, qui n'est associée à aucune structure macroscopique, a sans doute pris naissance par cisaillement tangentiel lors des premiers charriages briançonnais; la seconde (seule bien développée à l'échelle régionale) est liée au plissement principal de la région. Ce dernier a créé des plis subméridiens très fermés, d'autant plus déversés à l'Est que l'on en observe des portions plus élevées. La troisième est associée à des plis décimétriques à décamétriques peu fermés et à vergence Ouest. Les relations avec les structures des secteurs voisins du Briançonnais sont examinées.

ABSTRACT. – *Structure of the Paleozoic formations in the "zone briançonnaise axiale", North of Nevache.* Stratigraphic and tectonic study of part of the "zone briançonnaise" shows that the paleozoic formations are strongly folded and devoid of well characterized overthrusts. Three successive generations of synmetamorphic cleavages are recognized. The oldest one is not related with any macroscopic structure; it likely results from tangential shearing during the first Briançonnais over-thrusting. The second one is not related with any macroscopic structure; it likely results from tangential shearing during the first Briançonnais over-thrusting. The second one is the sole well developed one on a regional scale; it is linked with the main folding in this area. This folding yielded submeridian closed folds, which are more strongly overturned to the East in their upper parts. The third one is associated with decimeter-to meter size gentle folds with western vergence. Relationships with structures in the neighbouring of the Briançonnais are examined.

Au Sud de la ligne de partage des eaux Arc-Durance, les terrains paléozoïques de la zone briançonnaise affleurent largement entre les massifs mésozoïques des Cerces (à l'Ouest) et des Rois Mages (à l'Est). Leur tectonique était mal connue : en raison de leur position structurellement surélevée par rapport à leurs bordures orientales et occidentales, ces chaînons à ossature de Houiller, situés au Nord de Névache, étaient seulement considérés, plus ou moins explicite-

ment, comme appartenant globalement à une zone anticlinoriale souvent désignée du nom de « zone axiale briançonnaise ». Aucune image précise de leur structure n'avait jamais été donnée car, et cela est vrai pour la plupart des secteurs du Briançonnais, l'absence de niveaux repères dans ce Paléozoïque, particulièrement au sein du Houiller, avait jusqu'à maintenant découragé les tentatives de débrouillage structural.

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

\*\* E.R.A., « Géologie et Pétrologie structurales », Institut de Géologie, rue Blessig, Strasbourg et Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences et Techniques de Sfax (Tunisie).

Une étude stratigraphique et tectonique (R. FABRE, 1982), basée sur un lever au 1/10 000<sup>e</sup>, a permis un inventaire systématique des structures de ce secteur; au terme de ce travail, il devient possible de proposer un schéma d'organisation du Paléozoïque au Nord de Briançon, et d'envisager pour la première fois sur des bases précises les processus et le déroulement chronologique des déformations qui ont affecté cet ensemble stratigraphique.

## A. LE MATÉRIEL LITHOLOGIQUE

Notre étude a porté presque exclusivement sur les terrains houillers et permo-werfénien. Ces derniers, qui n'occupent qu'une place modeste (fig. 1) dans l'ensemble du secteur considéré, se développent toutefois largement à son angle NW, dans le massif des Rochilles. Nous n'en reprendrons pas la stratigraphie, qui est classique, et n'envisagerons ici que les caractères présentant un intérêt sous l'angle structural.

### 1. Série lithostratigraphique.

La plupart des attributions d'âge sont admises traditionnellement et ne sont que peu ou pas fondées paléontologiquement. Toutefois, la succession des formations lithostratigraphiques est clairement établie et ne prête pas à confusion ou ambiguïté. On peut la résumer de la façon suivante (R. FEYS, 1963), de haut en bas :

– *Quartzites clairs lités* (Werfénien), épais de 100 à 350 m et passant à leur base aux faciès conglomératiques du Verrucano (« Néopermien »). Ces quartzites présentent des ripple-marks et des litages entrecroisés qui sont d'utiles critères de polarité.

– *Assise conglomératique pourprée de Rochachille* (« Néopermien »), puissante de 400 m. Aucun critère de polarité fiable. La déformation tectonique s'y marque dans les niveaux pélitiques interstratifiés par l'apparition d'une schistosité qui devient fruste dans les conglomérats; ceux-ci montrent un aplatissement avec étirement par microfracturation des galets.

– *Assise multicolore des Rochilles* (« Eopermien »), puissante de plus de 300 m. Il s'agit de schistes pélitiques stratifiés avec des bancs plus durs

et quelques lits de calcaires ou de dolomie. Il n'y a pas de critères de polarité sédimentologiques, mais cette formation est très favorable au développement de la schistosité.

– *Assise conglomératique de Roche-Chateau* (« Stéphanién »), puissante de plus de 250 m et formée de conglomérats beige-clair à rares passées de chistes, sans critères de polarité nets.

– *Assise de la Madeleine*, ou « Houiller productif », puissante de près de 1 000 m (évaluation difficile en raison de la multiplicité des replis). Elle est formée d'une succession d'une extrême monotonie, organisée en cyclothèmes rythmiques, de schistes argileux, de grès et de conglomérats plus ou moins sombres : chaque séquence élémentaire a une puissance comprise le plus souvent entre 20 et 100 mètres. En dépit de tentatives en ce sens, il n'a pas été possible de trouver des éléments de repérage lithostratigraphique. Aucune séquence ou succession de séquence ne s'individualise par des caractères particuliers; aucun banc repère intercalaire n'a été noté, hormis des sills volcaniques dont la continuité latérale ne s'étend guère à plus de quelques centaines de mètres.

Les seuls gisements de plantes connus dans cette formation étaient ceux du Col de la Madeleine (R. FEYS, 1963). Deux gisements nouveaux ont été découverts dans le versant Sud de la Crête des Muandes; comme les précédents, ils indiquent un âge Westphalien C (déterminations de M<sup>me</sup> S. SARROT REYNAULD). La stratigraphie est donc totalement incapable de fournir des bases utiles pour l'étude structurale de cette formation.

### 2. Données utilisables pour le débrouillage structural.

Si l'ensemble permo-werfénien présente une organisation lithostratigraphique suffisante pour qu'un lever classique permette d'y mettre en évidence des structures plurihectométriques, il n'en va pas de même pour le Houiller productif où, sur des surfaces de plusieurs kilomètres carrés, aucune organisation d'ensemble ne peut être perçue, puisque seules quelques charnières, à première vue désordonnées, y sont observables. Les résultats exposés ici sont donc basés sur une étude minutieuse systématique des schistosités et microplis d'une part et des polarités sédimentologiques d'autre part; les uns et les autres sont heureusement relativement abondants, encore que certains affleurements en soient parfois dépourvus, ce qui laisse subsister quelques incertitudes locales.

Les schistosités affectent principalement les grès fins et les pélites et moins visiblement les schistes argilitiques. L'existence d'une schistosité régionale d'aspect uniforme et la reconnaissance de sa liaison avec le plissement principal ont permis dans de nombreux cas, par l'examen de l'angle d'intersection avec les strates, de situer des charnières de plis masquées.

Les polarités sédimentologiques étaient indispensables pour connaître le sens du déversement des plis. On a surtout pu utiliser :

- les litages obliques, fréquents dans certains bancs de grès fins ou moyens, mais trop souvent d'interprétation ambiguë, malheureusement ;
- les bases de séquences gréseuses marquées par un « cloutage » de galets s'imprimant dans les schistes du toit des veines de charbon (appartenant au sommet de la séquence précédente) ; les empreintes de troncs de sigillaires s'y rencontrent également assez souvent ;
- les murs des veines de charbon, où le grès est perforé de Stigmara (observables de façon convaincante uniquement dans des conditions de dégagement particulièrement favorables).

Ce n'est en fait, bien souvent, qu'après confrontation de l'ensemble des critères observés qu'une certitude a pu être dégagée pour un affleurement donné.

## B. L'ORGANISATION STRUCTURALE

La tectonique du Paléozoïque briançonnais au Nord de Névache est essentiellement plicative. Les failles et, selon toutes apparences, les chevauchements n'y jouent qu'un rôle très subordonné. On a distingué deux types de plis : les « plis principaux » (Pp) dont la présence est générale et dont l'existence fournit l'essentiel de la structuration de ces chaînons et des plis « crénulants » (Pc) dont les effets, plus mineurs, se superposent (essentiellement dans le secteur des Rochilles) à ceux des plis principaux.

### I. Les plis principaux.

Il s'agit de plis relativement fermés, parmi lesquels on peut distinguer des plis majeurs, de portée plurihectométrique et des plis secondaires seulement déca-

métriques. Ces derniers doivent être considérés comme des replis de flanc des premiers, car ils présentent, conformément au schéma classique, une forme dissymétrique avec le flanc court situé du côté de l'intérieur du pli majeur (Fig. 1, 2, 3).

Sur la transversale des chalets de Laval on peut dénombrer une dizaine de plis majeurs, ce qui correspond à un espacement des plans axiaux voisin de 500 m. Leur serrage semble varier assez régulièrement et se révèle croissant du Nord au Sud.

Si leur direction axiale peut être globalement qualifiée de subméridienne (voisine de N 160), elle présente néanmoins des variations locales (fig. 4) qui lui font atteindre les valeurs de N 20 ou, à l'opposé, de N 120. Il est difficile d'affirmer qu'il s'agit de virgations car ces changements d'azimut sont localisés à des secteurs étroits et n'affectent pas toute la transversale. La continuité méridienne de ces plis est telle que les plis majeurs peuvent être tracés du Nord au Sud du secteur étudié (fig. 5). Cependant, les relais longitudinaux ne sont pas rares en ce qui concerne les plis secondaires, et l'on voit même tel pli secondaire devenir la charnière d'un pli majeur, à une latitude différente, en quelques kilomètres.

Les plis principaux du Houiller ne se prolongent pas au travers des terrains permowéféniens surincombants et montrent des rapports nettement dysharmoniques vis-à-vis des structures de ces derniers : celles-ci sont à la fois moins nombreuses, moins fermées et plus simples (sans replis secondaires). Toutefois, rien ne permet de penser qu'il y ait eu une désolidarisation véritable de ces deux ensembles lithologiques (des contacts stratigraphiques non perturbés en témoignent en plusieurs points).

Un des caractères les plus marquants de ce faisceau de plis est son *déversement systématique vers l'Est* : aucun pli fermé de dimension plurimétrique n'a révélé un déversement vers l'Ouest, si l'on excepte ceux des quartzites de l'Infernet, en rive droite de la Clarée, qui s'avèrent en réalité résulter du repliement (à déversement Est) de couches préalablement renversées. Il en résulte que l'on doit renoncer à imaginer l'existence d'une structure en éventail dans la transversale de la zone axiale briançonnaise comprise entre le chaînon des Rois Mages et celui des Cerces. Si un tel éventail existe en Briançonnais, son « axe » de double déversement ne saurait se trouver que plus à l'Ouest.

L'importance de ce déversement est toutefois variable puisque l'on peut rencontrer des plis presque droits, déjetés, déversés ou franchement couchés. Cette variation, qui n'est nullement aléatoire, est due

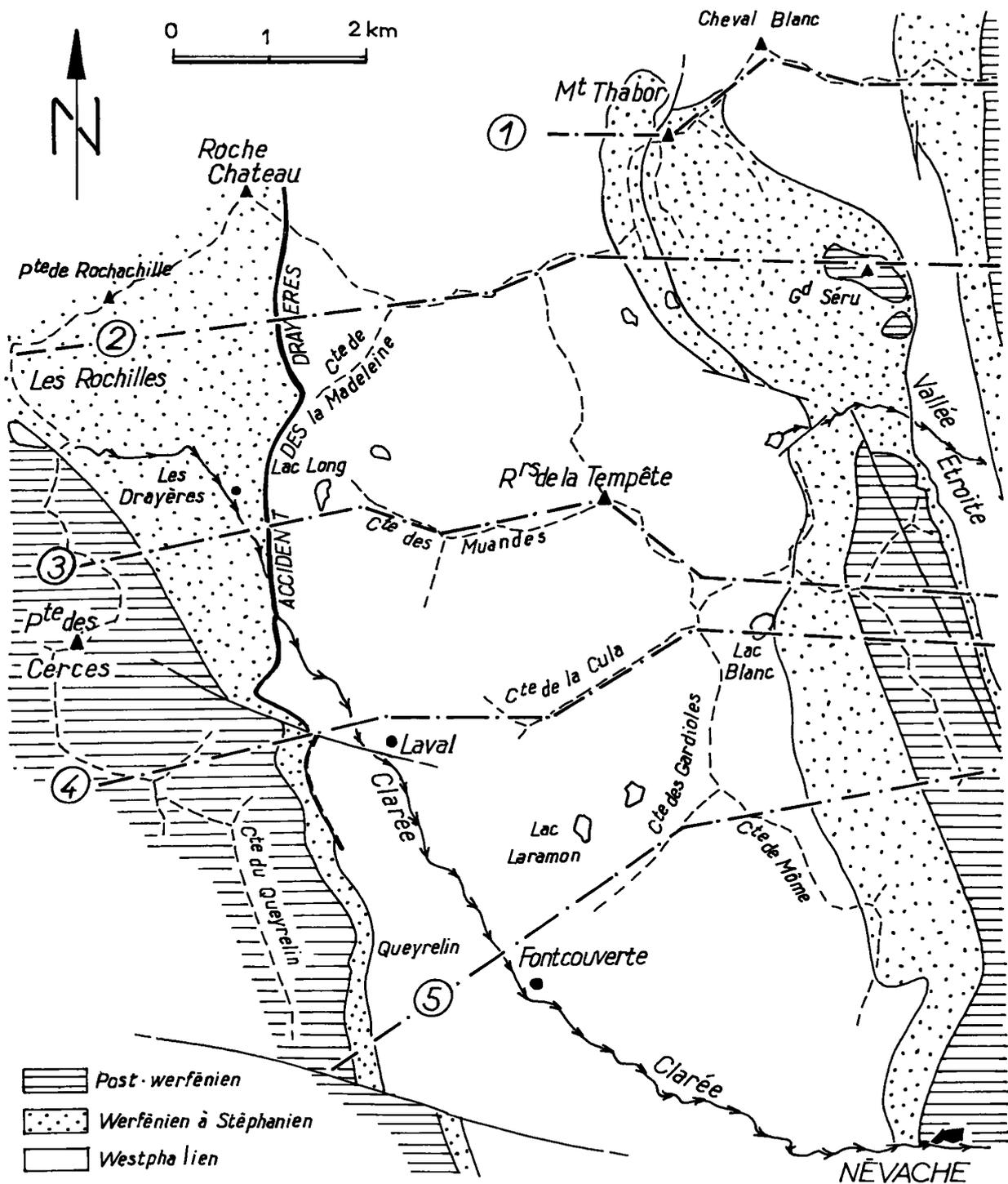


FIG. 1. - Cadre topographique et géologique des chaînons au Nord de Névache.  
Les tracés 1 à 5 correspondent aux coupes sériées de la figure 2.

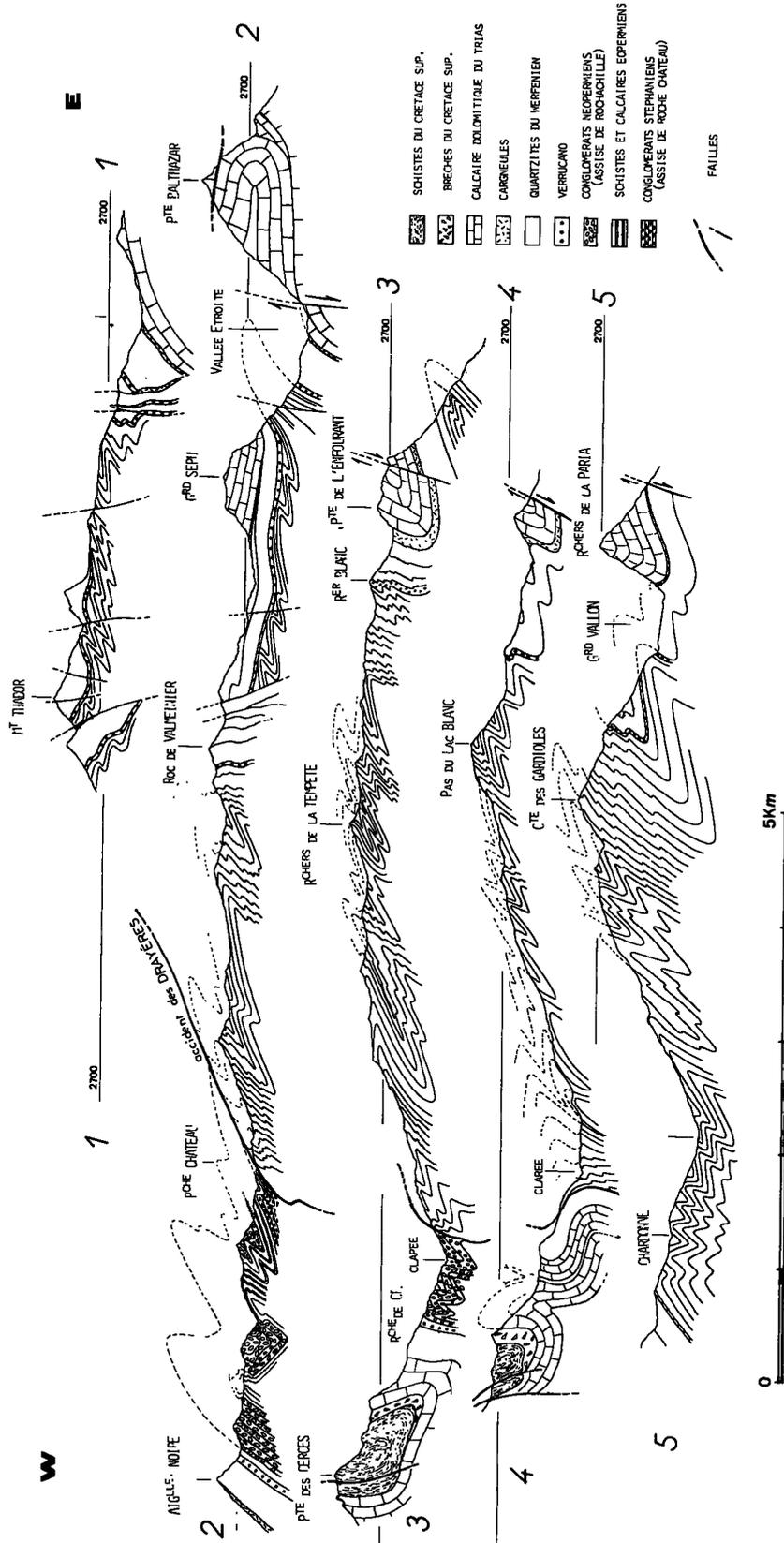


FIG. 2. -- Coupes séries montrant la structure d'ensemble des chaînons compris entre Névache et le Mont-Thabor. Noter l'importance de la tectonique plicative (pis Pp) dans les terrains houillers.

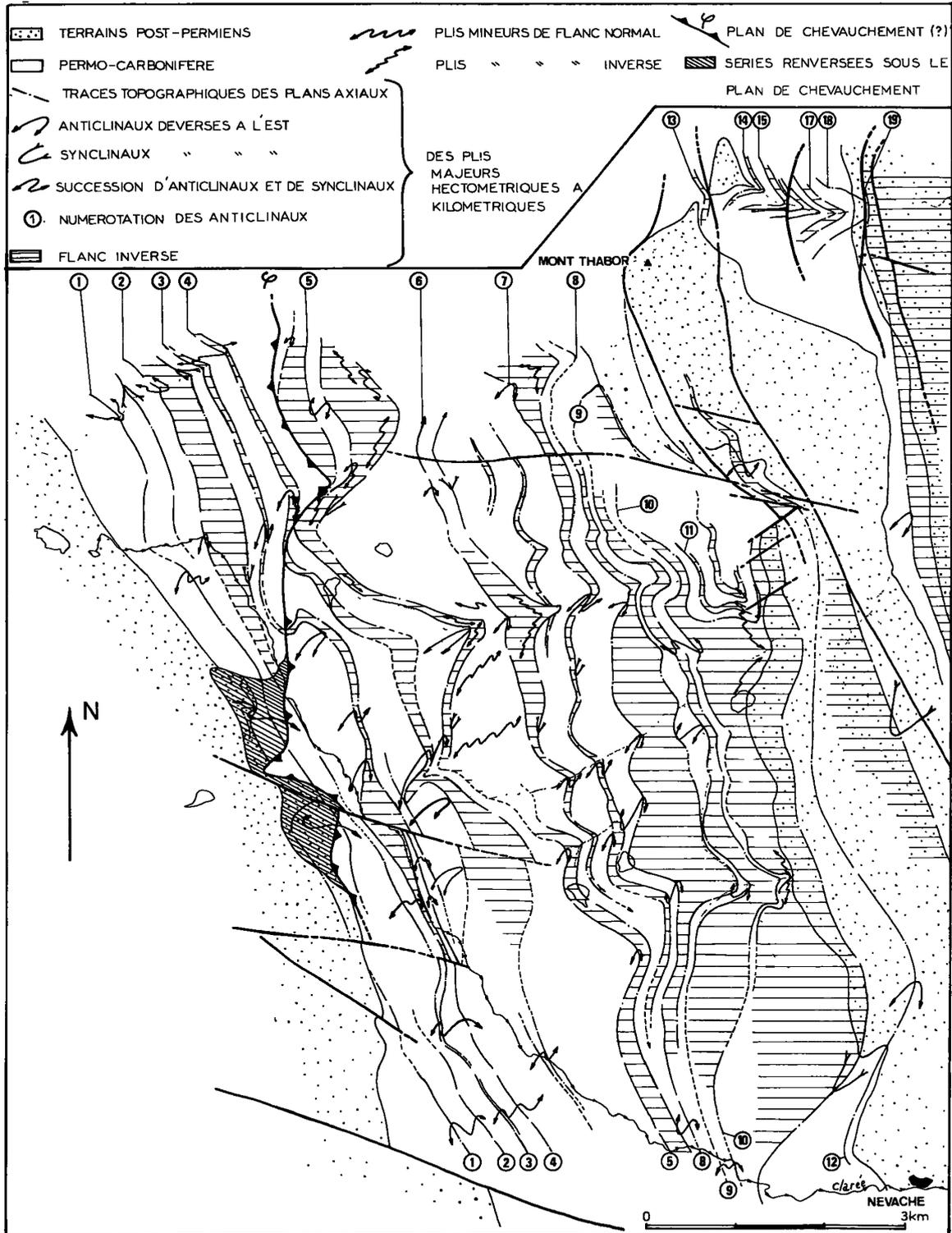


FIG 3. - Carte structurale des montagnes de la Haute-Clarée (pour le repérage topographique se reporter à la fig. 1). On a représenté les plis par le dessin de leurs charnières sur la surface topographique. En outre on a figuré *en blanc* les secteurs où les couches sont en prédominance à l'endroit (bien que localement elles puissent y être renversées dans les flancs orientaux des replis mineurs) et *en hachures* ceux où elles sont principalement à l'envers (flancs orientaux des plis Pp majeurs). Les hachures serrées désignent l'unique secteur où des couches renversées (vraisemblablement par entraînement sous le chevauchement de l'Accident des Drayères) sont reployées par des plis Pp. Les traces des plans axiaux des anticlinaux Pp majeurs sont numérotés d'Ouest en Est.

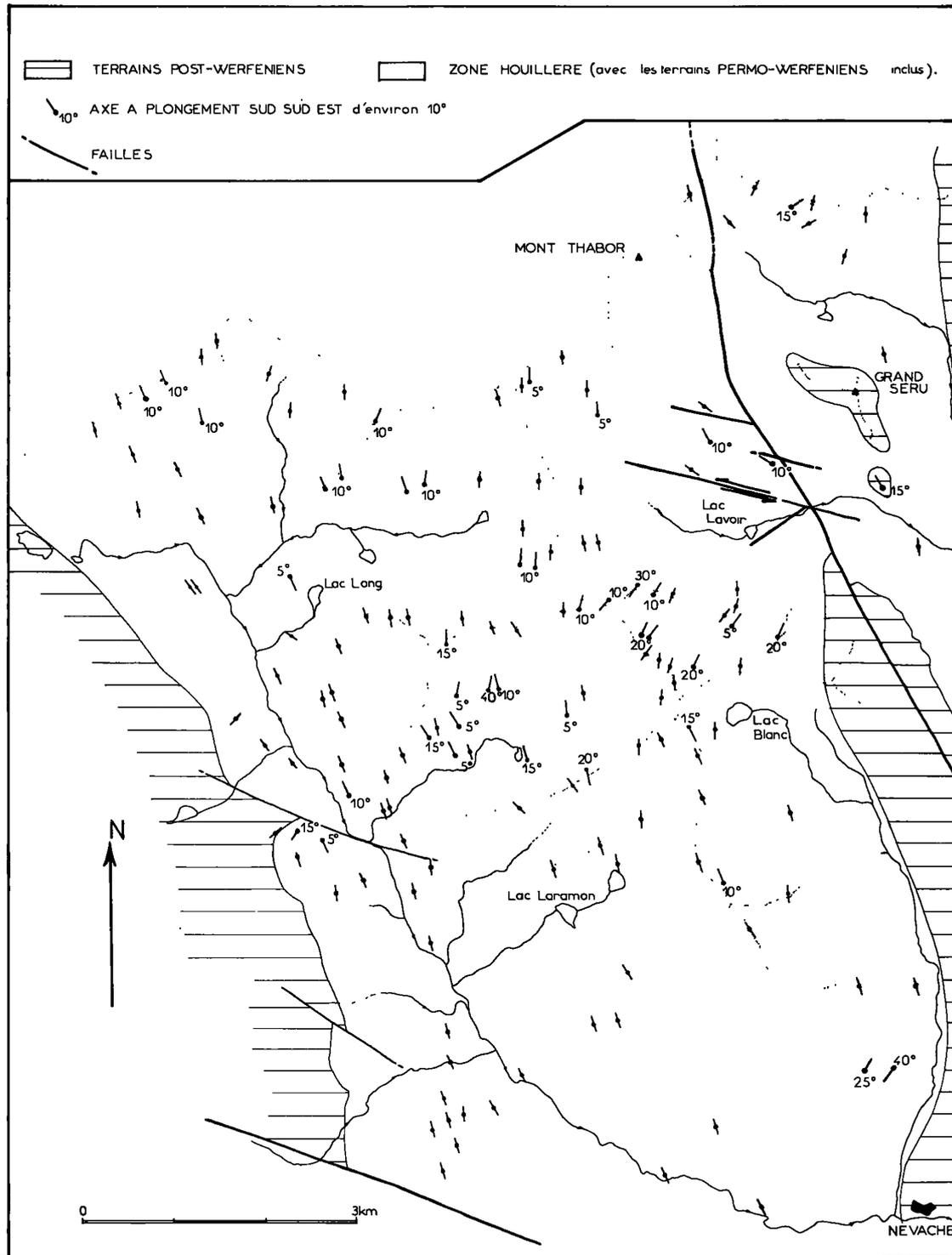


FIG 4. - Carte des axes de plis Pp mesurés (plis majeurs et mineurs).  
On note le bon parallélisme d'ensemble mais aussi la présence de secteurs (notamment au Nord du Lac Blanc) où s'observe un écart notable par rapport à la direction moyenne N 160.

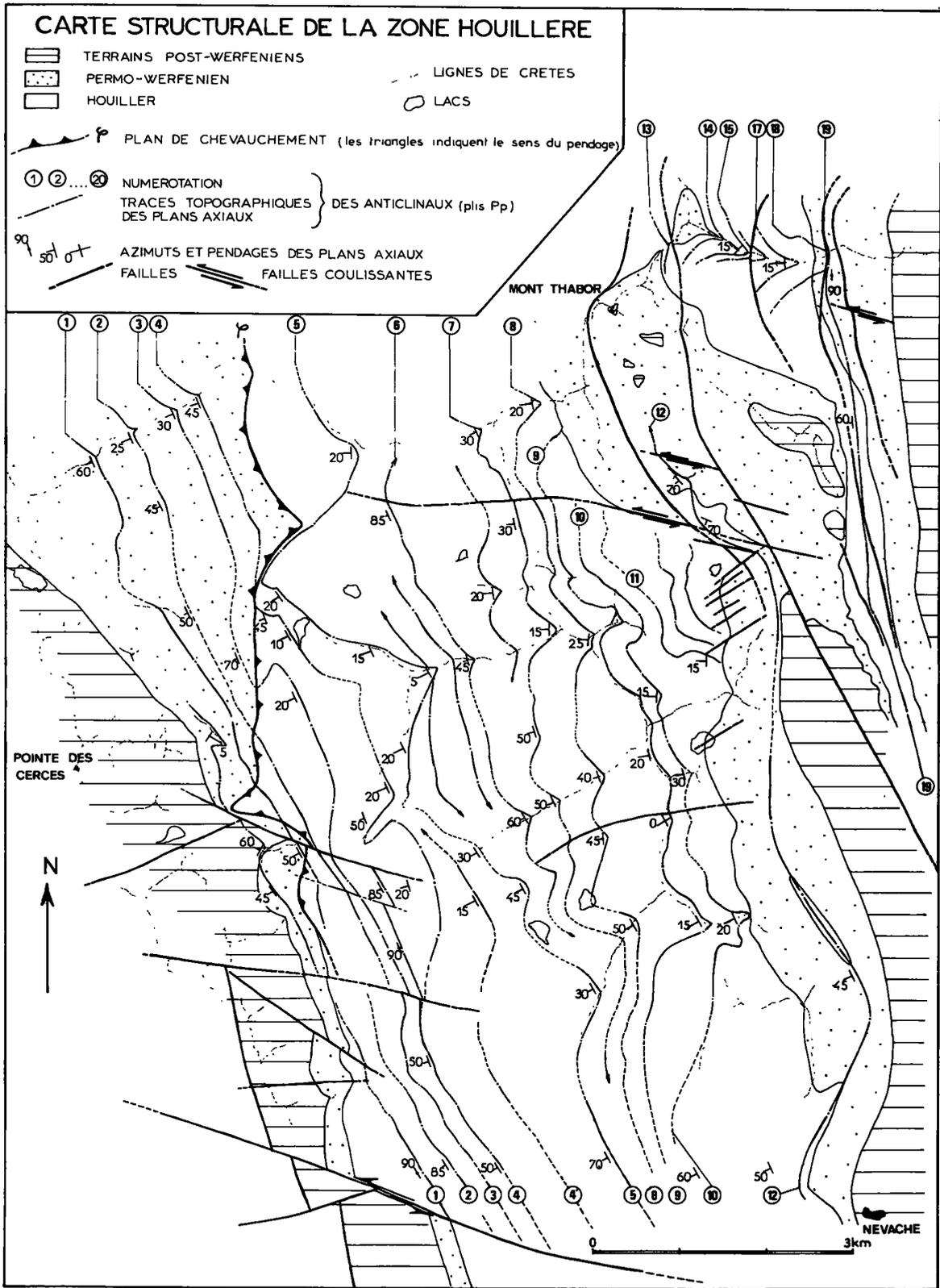


FIG. 5. - Carte des plans axiaux des plis Pp.

Les traces topographiques des plans axiaux des anticlinaux majeurs sont numérotés comme sur la fig. 3. Leur sinuosité, parfois très marquée, est due à l'intersection de ces plans axiaux, plus ou moins couchés, avec les lignes de crêtes ou les vallons. On a précisé, de place en place les valeurs de pendage de ces plans axiaux.

à une diminution quasi systématique du pendage des plans axiaux dans les parties hautes des plis, fait qui s'observe statistiquement (fig. 6), mais aussi, pour un pli donné, en suivant de bas en haut, lorsque cela est possible, ses charnières emboîtées successives (fig. 7, 8). Nous avons désigné du nom de « surdéversement », qui est purement descriptif, cette disposition tout à fait remarquable qui d'ailleurs affecte de façon assez similaire le pli en retour des chaînons calcaires de la Vallée Etroite, peu à l'Est de là.

Le surdéversement dans les parties hautes est à l'origine de la présence à peu près exclusive des plis presque droits en fonds de vallée (Chalets de Laval et du Queyrelin), tandis que l'on rencontre surtout des plis couchés au voisinage des crêtes (le plus visible est sans doute celui des Rochers de La Tempête). Toutefois, on s'aperçoit que les surfaces d'égal déversement ne sont pas exactement horizontales, mais présentent une sensible inclinaison vers l'Est. C'est pourquoi les plis droits se rencontrent relativement haut sur les pentes de rive droite de la Clarée, à l'Ouest des chalets de Fontcouverte et de Lacha, alors qu'en rive gauche, ils sont notablement déversés.

Aux plis principaux est associée une schistosité, plus ou moins serrée suivant la lithologie, qui se dispose en éventail dans les charnières et inverse ses relations géométriques avec les couches, d'un flanc à l'autre; elle sera désignée comme étant la « schistosité principale » car elle est développée de façon quasi générale à l'échelle régionale.

## 2. Les plis crénulants (Pc).

Ces plis se distinguent aisément des plis principaux par leur taille plus faible (décimétrique à décimétrique) et leur forme en cascades d'ondulations très ouvertes. Il s'agit, en fait, de flexures de type strain-slip qui sont très clairement associées à un clivage espacé qui crénule des flancs de plis antérieurs et leur schistosité (fig. 9). En outre, si les directions axiales de ces plis sont également subméridiennes l'inclinaison de leurs plans axiaux, proche de 45° Est, est suborthogonale à celle des plis Pp.

Leur taille réduite et leur forme peu accusée ne confèrent à ces plis qu'un rôle secondaire dans la structuration générale du secteur considéré. De plus, loin de se rencontrer partout, ils sont apparemment cantonnés dans les assises permienes du massif des Rochilles. Les rares autres plis à vergence Ouest rencontrés dans le Houiller, s'ils sont de dimensions

comparables, ne peuvent leur être assimilés, et en différent d'ailleurs par le détail de leur géométrie (cette répartition remarquable pose un problème d'interprétation qui sera examiné plus loin).

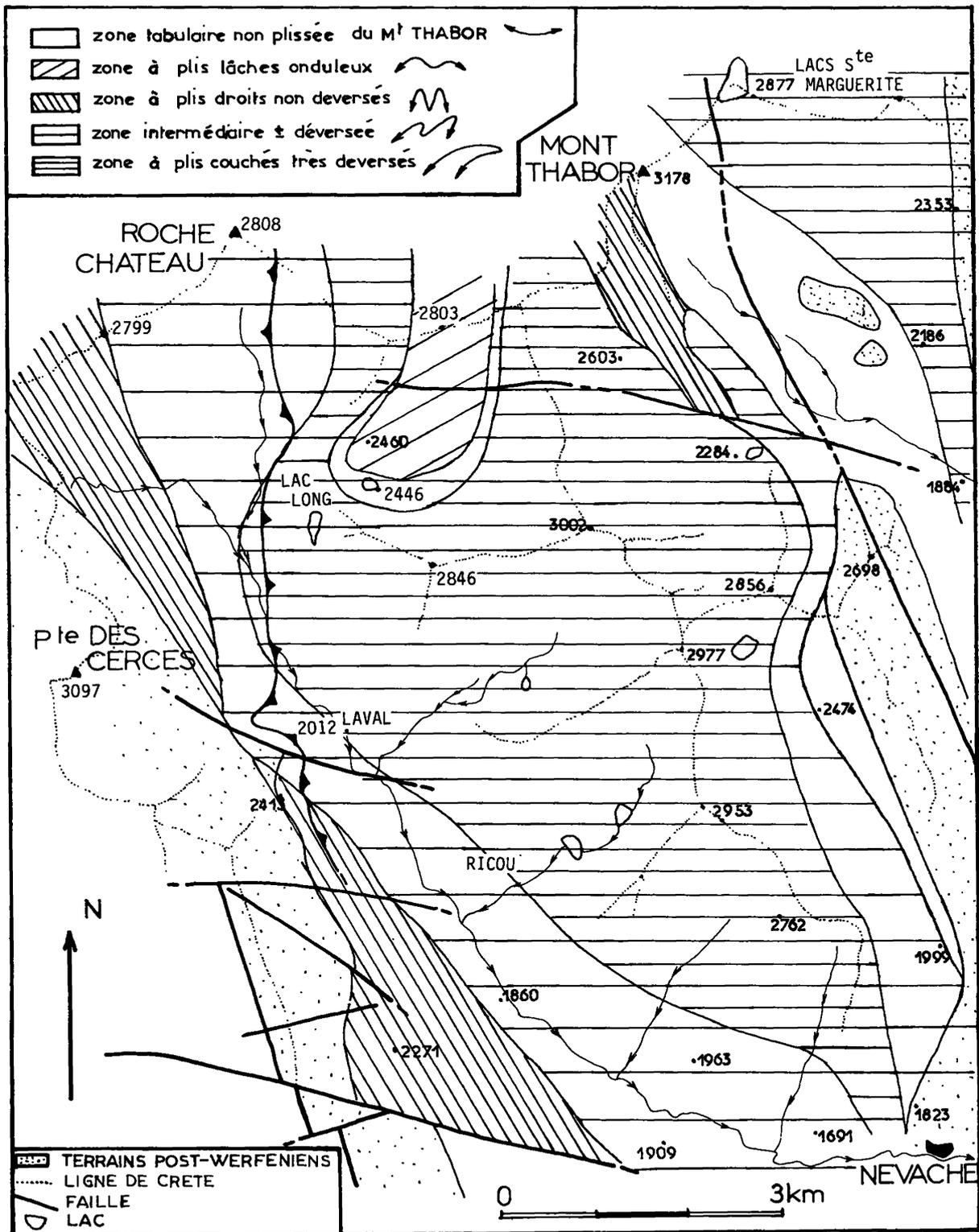
## 3. Les fractures.

Elles sont considérablement moins bien représentées que dans les terrains mésozoïques voisins.

Un réseau de petites fractures subverticales, de très faible rejet, a été analysé, à la fois sur le terrain et statistiquement sur photos aériennes. Outre quelques familles, d'importance subordonnée, orientées entre N 60 et N 90, on note surtout la présence d'une famille N 110, selon laquelle des jeux sénestres décamétriques ont été mis en évidence, et à laquelle on pourrait envisager de rapporter certaines virgations locales des axes des plis Pp. On retrouve là un trait structural bien connu dans les chaînons calcaires plus occidentaux des Cerces (B. TISSOT, 1955), ainsi que plus à l'Ouest, jusqu'en domaine dauphinois (« décrochements du Lautaret », C. BRAVARD et M. GIDON, 1979); mais ici ces accidents ne se manifestent que de façon atténuée, leur rejet se diluant apparemment entre une multitude de petites cassures, sans doute en raison des caractères lithologiques du Houiller briançonnais.

Une grande cassure à trace à peu près N-S, peu transverse donc par rapport aux plis Pp, sectionne en oblique la succession permo-stéphanienne et explique l'effilement cartographique vers le Sud de ces terrains qui affleurent si largement dans le massif des Rochilles. Cet « accident des Drayères » (fig. 10) présente, suivant les points, une attitude verticale (Nord-Est des Drayères), pentée vers l'Ouest (Roche-Chateau) ou au contraire vers l'Est (Sud des Drayères, en rive droite de la Clarée). Son rôle et sa signification ne sont pas évidents et seront envisagés plus loin.

Dans divers secteurs de la zone briançonnaise, on peut montrer que le Paléozoïque est impliqué dans une *tectonique de charriages* postérieurement replissés. Il en est très nettement ainsi par exemple au Sud de l'Ubaye (M. GIDON, 1962, 1972; R. LEFEVRE, 1972). Au voisinage même du secteur étudié ici, les chaînons situés au NE du Thabor (Crête des Sarrazins, Roc Mounio) montrent des imbrications, redressées autour de la verticale, de Paléozoïque entre lequel s'insinue du Mésozoïque (R. CABY, 1964): elles constituent sans doute des témoins d'une tectonique tangentielle reprise par les plissements.



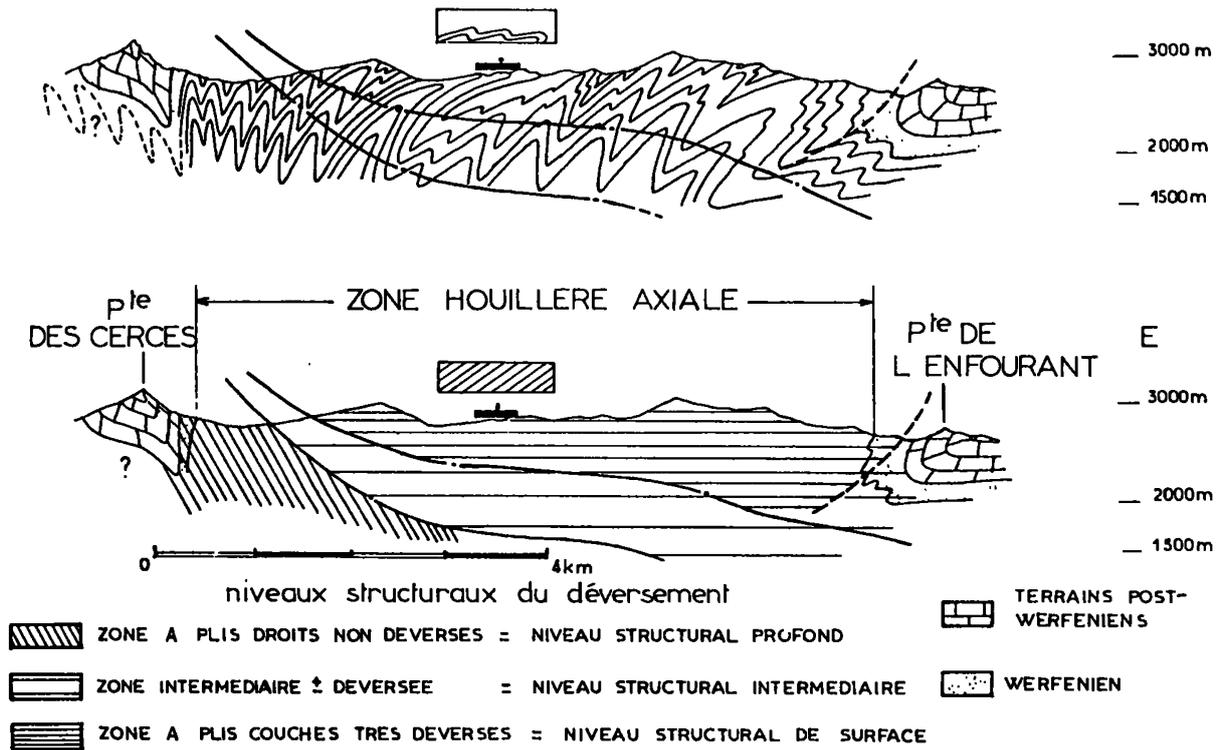


FIG. 6. - Répartition des styles de plissement des plis Pp dans la Haute Clarée. a) Disposition cartographique; b) répartition en coupe (schéma).

On note la localisation sur les crêtes à l'Est de la Clarée des plis couchés, tandis que les plis droits se limitent à la rive ouest de la vallée. Il existe en outre, au Nord du Lac Long, un secteur caractérisé par des plis lâches onduleux : il correspond au flanc normal, peu replié, d'un pli majeur couché.

On pouvait donc s'attendre à mettre en évidence des chevauchements au sein du Houiller. Il n'en a rien été et seul l'accident des Drayères peut faire l'objet d'un essai d'interprétation dans ce sens. En effet, la torsion de sa surface peut résulter de son ancienneté relative par rapport aux plis Pp (encore que cela ne puisse être réellement considéré comme clairement établi); d'autre part cet accident, dans les secteurs où il pend vers l'Est, fait reposer le Houiller sur du Permien renversé, ce qui évoque bien un chevauchement vers l'Ouest.

Le fait qu'aucun chevauchement n'ait pu être clairement reconnu au sein du Houiller peut en réalité être dû à ce que ce terrain, par son manque de niveaux repères, est peu favorable à la mise en évidence d'éventuels redoublements. En outre, ses caractères lithologiques et stratigraphiques y rendent aisée la multiplication des glissements parallèles aux couches : de ce fait, le mouvement lié à des charria-

ges a pu s'y répartir entre un cisaillement continu de la série et plusieurs cisaillements discontinus mineurs moins aisément réparables. L'étude microtectonique (voir ci-après) rend plausible cette interprétation.

### C. LES CARACTÈRES DES DÉFORMATIONS ET LEUR INTERPRÉTATION

#### 1. La schistosité ancienne Sa, et l'absence de plis associés.

La schistosité appelée ici Sa est matérialisée par l'orientation préférentielle des minéraux de métamorphisme les plus anciens, essentiellement micas blancs (phengites ?) et chlorites. Elle a clairement les caractères

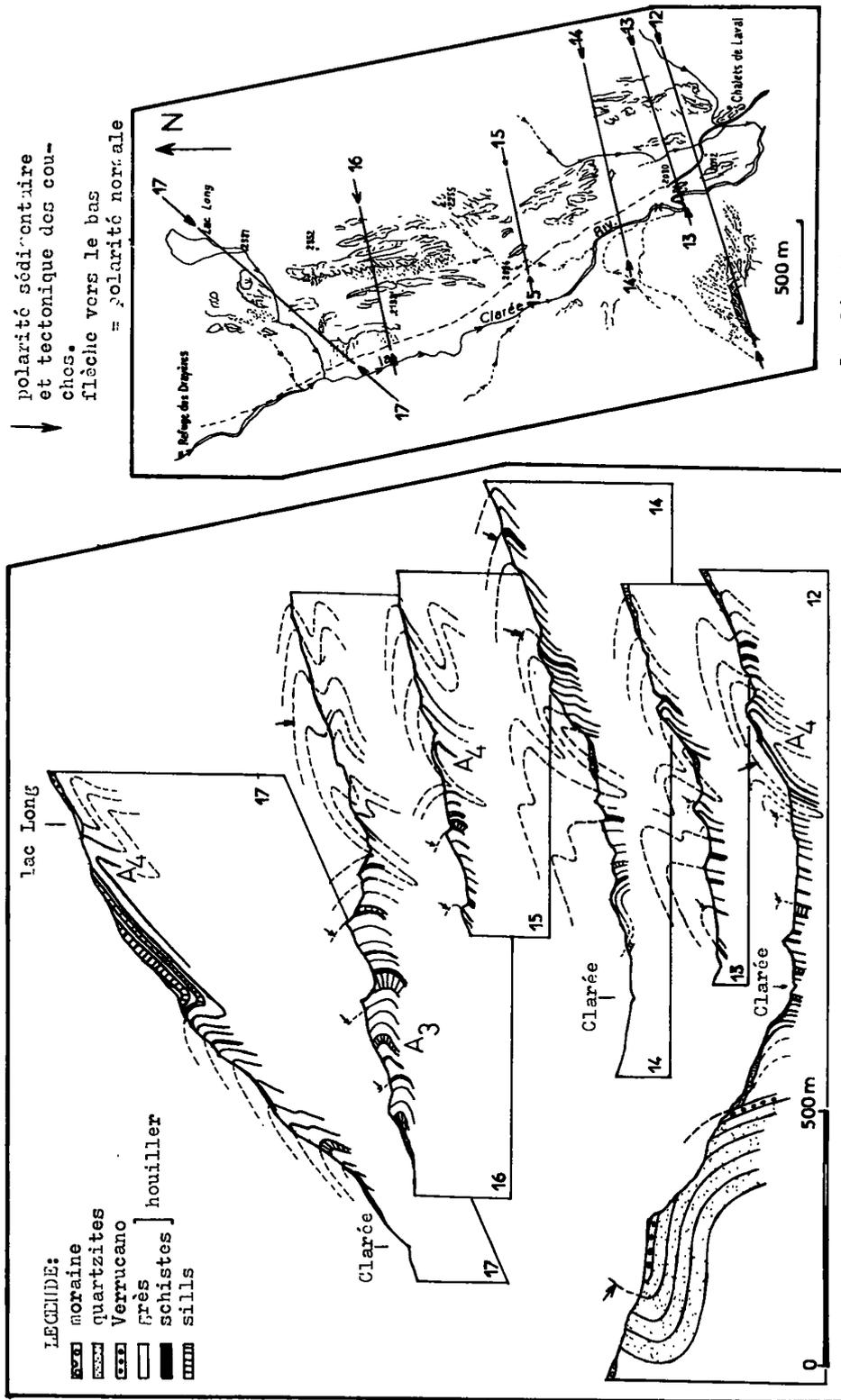


FIG 7. - Détail de la disposition des assises dans les versants inférieurs de la vallée de la Clarée, entre les chalets de Laval et le Lac Long.  
 On perçoit nettement l'accentuation du renversement des couches du flanc est de l'anticlinal majeur 4. Celle-ci s'accuse du Sud vers le Nord, ainsi que de bas en haut dans le versant.

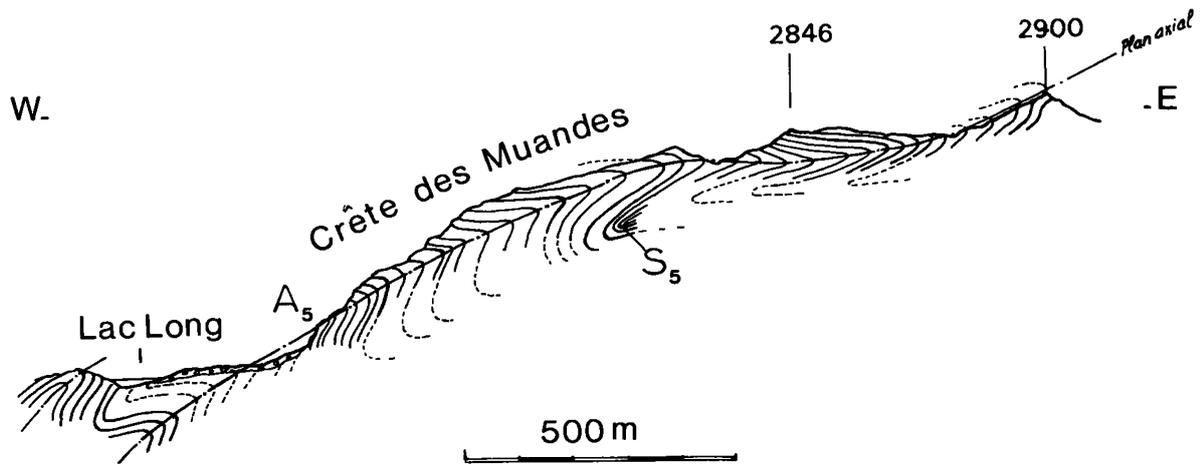


FIG. 8. - Détail de la disposition des couches le long de la crête des Muandes (exemple de surdéversement). Immédiatement à l'Est du secteur représenté en figure 7 se développe l'anticlinal majeur 5; son plan axial coïncide à peu près avec la ligne de crête de sorte que toutes les charnières observables le long de cette dernière appartiennent en fait à un seul pli; ce plan axial devient à peu près horizontal vers l'altitude de 2 800 m.

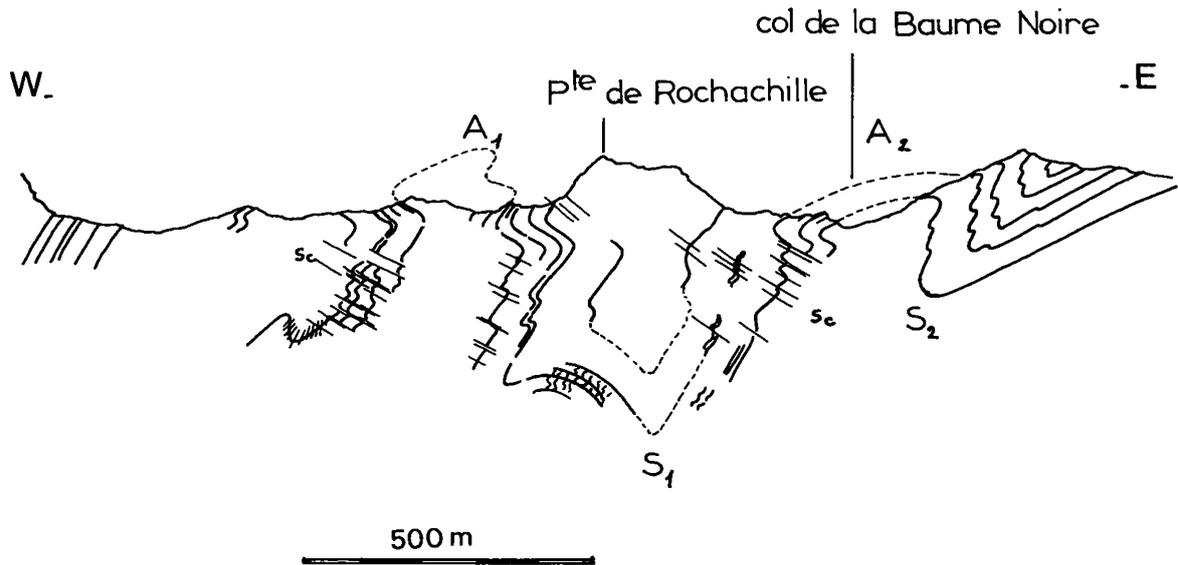


FIG. 9. - Coupe suivant l'arête de Rochachille montrant la superposition de plis Pc aux plis Pp. A1, S1, A2, S2 sont des plis Pp (voir le tracé cartographique de leurs plans axiaux en figure 3). Ils sont déformés par des plis Pc, plus modestes et à vergence Ouest. La schistosité Sc qui les accompagne a été indiquée schématiquement.

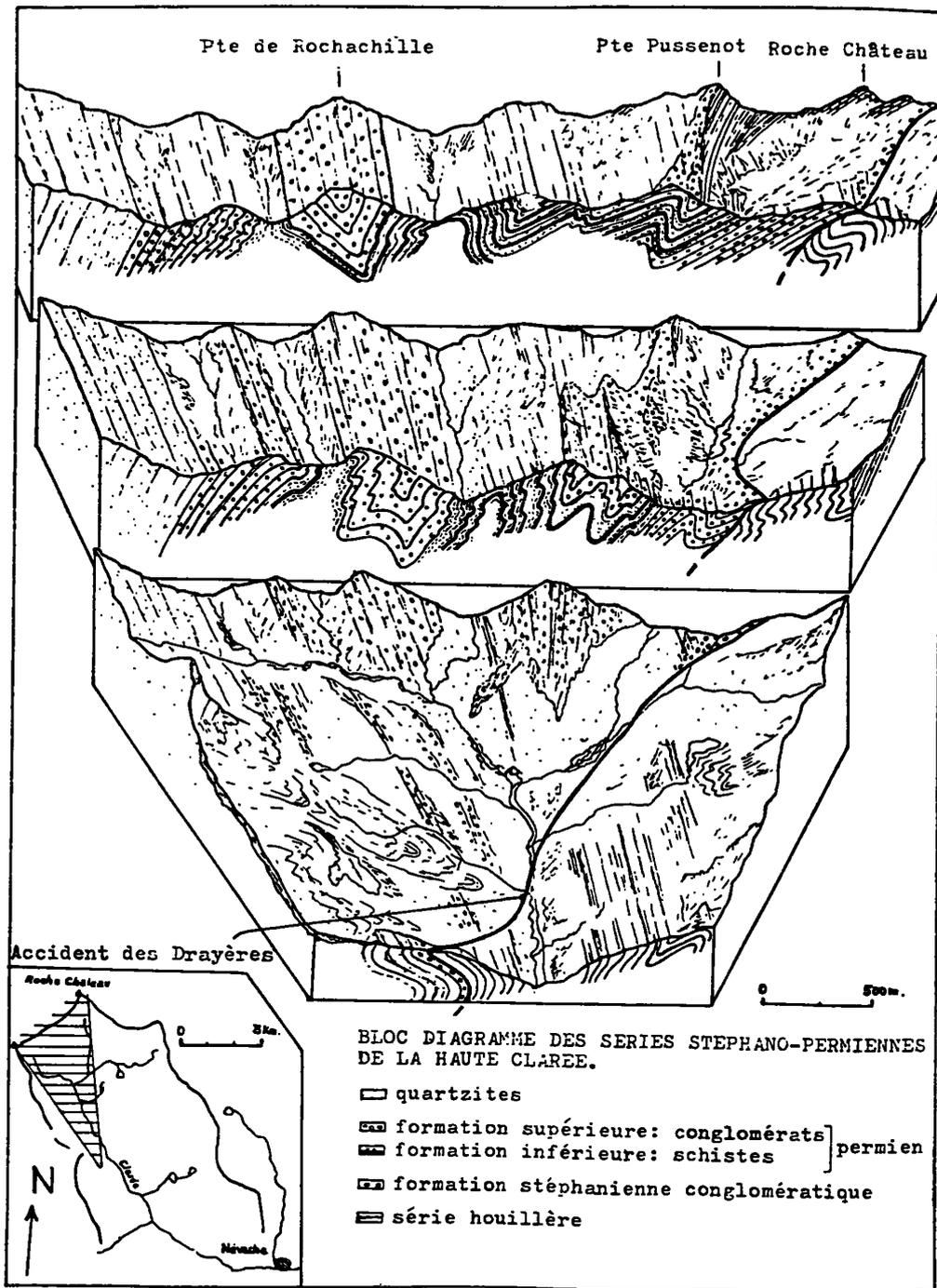


FIG 10. - Bloc diagramme du « Triangle permien » de la Haute Clarée (massif des Rochilles : localisation en cartouche). Le Houiller de la rive orientale de la vallée est en contact avec le Stéphano-permien des Rochilles par une faille, l'accident des Drayères, dont le pendage s'inverse du Nord au Sud. On peut envisager de l'interpréter comme un ancien chevauchement à vergence ouest basculé ultérieurement vers l'Est.

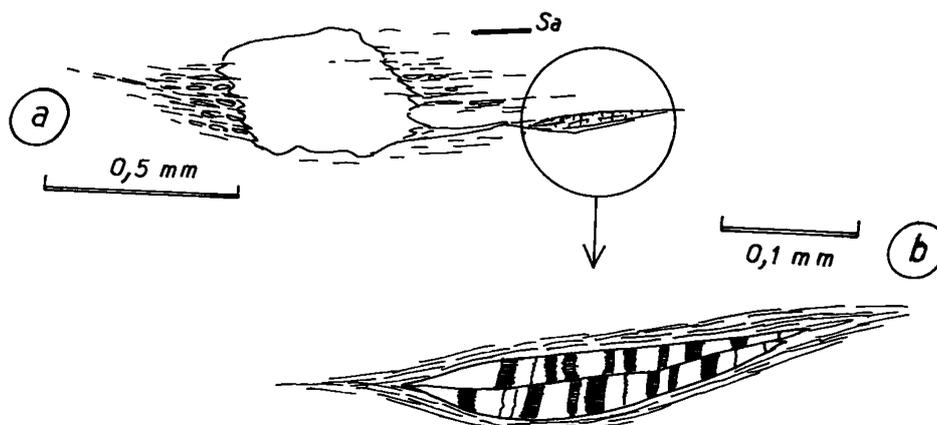


FIG 11. - Aspects microscopiques de la schistosité ancienne Sa.  
a) chevelus de cristallisation de quartz et de mica dans les ombres de pression d'un quartz détritique; b) détail du précédent : cristallisation de quartz en ruban dans Sa.

res d'une *schistosité primitive* *Sl*. Son développement est par ailleurs accompagné d'une importante déformation/recristallisation des grains de quartz d'origine détritique (fig. 11).

Cette schistosité primitive est vraisemblablement contemporaine du métamorphisme initial, de type haute pression et basse température, mis en évidence dans les sills basiques intrudant les terrains houillers (association lawsonite-albite : SALIOT, 1978; voir aussi PIANTONE, 1980). A cause de la pauvreté des paragenèses métamorphiques dans les schistes et grès du Houiller et du Permien, ceci reste néanmoins hypothétique.

Le grand développement de la schistosité plus récente, *Sp*, fait que la schistosité *Sa* ne peut guère être identifiée qu'en quelques localités privilégiées où l'examen microscopique montre qu'elle est soit confondue avec la stratification, soit oblique de quelques dizaines de degrés sur elle. Dans le deuxième cas, la schistosité *Sa*, restituée dans sa position initiale, recoupe, avec un pendage vers l'E, des couches subhorizontales et à l'endroit. Ceci caractérise une tectonique synchisteuse à vergence occidentale, c'est-à-dire *externe*.

Hormis quelques rares plis micro-mésoscopiques mal identifiés, tous les plis relevés sur le terrain, aux différentes échelles, sont associés à des schistosités dans lesquelles la schistosité *Sa* se trouve déformée. En déroulant ces plis, qui par ailleurs, s'enchaînent de manière cohérente, les strates sont partout remises à plat et en position normale. Il apparaît alors, parti-

culièrement dans le Houiller, que le développement de la première schistosité régionale, *Sa*, n'a été accompagné d'aucun plissement généralisé.

La première tectogenèse synschisteuse dans le Paléozoïque de la Clarée apparaît ainsi caractérisée avant tout par le biais de la schistosité primitive régionale *Sa*. Par sa vergence externe et par l'absence de plis associés, cette tectogenèse évoque celle qui, au Sud de Briançon, est responsable des *premiers charriages briançonnais* (TRICART, 1980). Là, un cisaillement régional subhorizontal provoque des imbrications de la série méso-cénozoïque, restée pour l'essentiel à plat et à l'endroit (nappes briançonnaises : voir DEBELMAS, 1955). Au sein de chaque unité, un glissement généralisé suivant le plan des couches engendre le développement de la première schistosité locale. Régionalement comme dans le détail, la déformation correspondante apparaît comme essentiellement cisailante et non plicative.

Bien que la schistosité *Sa* soit trop oblitérée par la schistosité principale *Sp* pour qu'une analyse structurologique fine puisse en démontrer le caractère éventuellement cisailant, rien ne s'oppose à envisager que son développement soit lié à une tectonique tangentielle de ce type dont le champ d'influence s'étend donc probablement aussi au Paléozoïque. En effet, nous avons vu qu'il est impossible d'exclure que des redoublements (éventuellement majeurs), subconformes aux couches et sans flanc inverse, existent dans le Houiller : des données chronostratigraphiques plus précises pourraient seules confirmer ou infirmer cette hypothèse.

## 2. La schistosité principale Sp et son caractère de schistosité seconde.

C'est dans les terrains houillers, où elle matérialise la surface axiale des plis principaux Pp, que la schistosité Sp est la mieux définie. A l'affleurement, son obliquité générale sur les couches ne dépend que de la position dans les plis Pp décimétriques-hectométriques, l'obliquité de détail, banc par banc, étant commandée par le phénomène classique de réfraction.

Partout dans le Houiller, la schistosité Sp représente le principal débit tectonique. Régionalement bien réglée, elle s'incurve vers l'horizontale dans les parties hautes et orientales de l'édifice, au fur et à mesure que les plis Pp se couchent vers l'E. De plus, dans le même mouvement, la schistosité Sp devient progressivement plus serrée et plus régulière, et au total plus pénétrative.

Au microscope (fig. 12), la schistosité Sp montre un net caractère de schistosité seconde transposant une schistosité plus ancienne Sa. En effet, la schistosité Sp se développe par flexuration des phyllites qui matérialisent la schistosité primitive et par cataclase des grands quartz détritiques. Le développement de cristallisations abritées de part et d'autre des quartz déjà mentionnés et l'accumulation de minéraux opaques suivant les joints Sp montrent l'intervention d'importantes dissolutions-cristallisations orientées. Ces joints, assez régulièrement espacés, présentent un tracé de détail sinueux, voire contourné, comme cela est habituel pour les surfaces de dissolution. Ils délimitent des micro-panneaux d'épaisseur variable, souvent amygdalaires, au sein desquels est encore visible, micro-plissée, la schistosité Sa. En outre, le développement de la schistosité Sp est accompagné de la cristallisation (et souvent recristallisation) orientée de multiples petites phyllites comparables à celles matérialisant déjà la première schistosité Sa.

Peut-être la genèse de cette schistosité Sp est-elle contemporaine du deuxième épisode de métamorphisme observé dans les intrusions basiques (association prehnite-pumpellyte : SALIOT, 1978 ; voir aussi PIANTONE, 1980) : ceci, là aussi, reste à établir. Quoiqu'il en soit, le fait que la schistogenèse Sp se fasse à une température probablement comparable à celle qui a accompagné la genèse de la première schistosité (Sa) peut expliquer la forte oblitération de cette dernière et le rôle de schistosité principale maintenant joué par Sp.

## 3. La géométrie des plis principaux Pp et la signification de leur surdéversement.

Nous avons vu que le Houiller est structuré par un train unique de plis (Pp) qui s'enchaînent de façon cohérente (fig. 1 et 3). Leur style tectonique général apparaît intermédiaire entre :

- un plissement souple très hiérarchisé, avec multiples plis mineurs et zones de charnières importantes relativement aux zones de flanc ;

- un plissement dit « en chevrons », avec rares charnières à faible rayon de courbure et longs flancs sub-planaires. Ce type de plissement qui caractérise un niveau structural relativement peu profond (faible rôle de la schistosité en tant que surface d'anisotropie mécanique), est tributaire de glissements couche-à-couche faciles. Ceux-ci sont effectivement permis par la nature rythmique des dépôts, plus précisément par l'alternance régulière de niveaux compétents (grès et conglomérats) et incompétents (schistes). C'est cette lithologie favorable qui explique que la tectonique d'ensemble de la zone houillère *s'apparente en fait à celle des flyschs voisins* : Grès du Champsaur et Grès de l'Embrunais (à la différence près cependant qu'ici les plis présentent une vergence interne).

Le surdéversement des plis Pp, par torsion progressive des surfaces axiales (voir ci-dessus) est accompagné d'une modification continue de leur géométrie (fig. 13) :

- les plis se ferment pour devenir presque isoclinaux ;

- leur profil, au départ grossièrement isopaque, devient, par épaissement des bancs à la charnière, concentrique aplati, puis même sub-semblable (concentrique très aplati).

Par ailleurs, le réglage tectonique, assez bon dans les parties basses, se détériore vers le haut, en même temps que les plis, progressivement couchés, perdent leur cylindricité. C'est là qu'ont été observés des plis coniques, des plis à axe courbe et de multiples relais de charnière. La dispersion planaire des axes, surtout pour les plis mineurs, peut alors atteindre des valeurs importantes (75°). Un tel phénomène résulte habituellement d'un étirement synschisteux grossièrement transverse au train de pli. Cet étirement ici approximativement E-W, serait globalement croissant de bas en haut au sein de la zone houillère : il traduirait lui-même une déformation progressivement *plus cisailante* vers le haut de l'édifice.



général peut être observée dans plusieurs nappes méridionales, briançonnaises et piémontaises, situées plus haut dans l'édifice alpin. Cette évolution caractérise, dans chaque cas, l'approche d'un contact anormal majeur plat, siège d'un cisaillement subhorizontal d'ampleur régionale (TRICART, 1980). Ici, vu la vergence interne du cisaillement régional, on peut supposer que l'actuelle zone houillère a été surmontée par une vaste unité chevauchante vers l'Est, c'est-à-dire rétrocharriée. Le phénomène appelé ici « surdévèrsement » représenterait donc l'entraînement vers l'Est, à la base de cette unité rétrocharriée, des plis Pp déjà (au moins) largement ébauchés.

Le phénomène de surdévèrsement répercute-t-il un épisode (phase) tectonique distinct, supplémentaire, ou bien traduit-il plutôt une modification plus ou moins progressive, *in fine*, des caractères de la tectogenèse plicative Pp ? De nouvelles recherches et

une comparaison avec les régions voisines devront l'établir. En faveur d'une évolution continue, *sans coupure majeure*, on notera cependant :

– d'une part que le surdévèrsement n'est pas accompagné d'une nouvelle génération de structures (en particulier schistosité) mais au contraire d'une accentuation des structures préexistantes (plis et schistosité principaux);

– d'autre part, que le surdévèrsement se fait dans des conditions thermodynamiques permettant une déformation ductile des roches, en particulier à la charnière des plis à axe courbe, et une poursuite de la schistogenèse. Il est donc plus vraisemblable de supposer que l'on reste dans les conditions qui caractérisent le deuxième métamorphisme régional, celui probablement déjà associé au plissement synschisteux Pp.

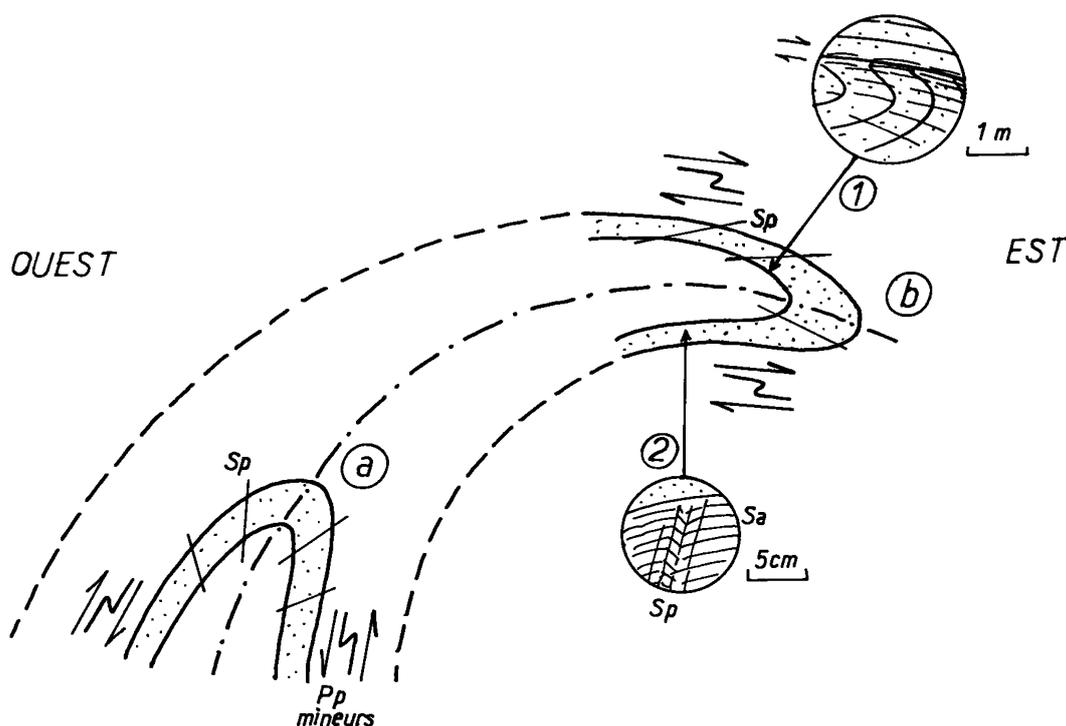


FIG 13. – Modifications des plis Pp en liaison avec le « surdévèrsement ».

Schéma montrant, outre le changement de l'allure du pli en section, les différences dans les microstructures affectant les flancs.

a) Pli peu déversé : cisaillements symétriques (plis mineurs) sur les deux flancs ; b) Pli couché : cisaillements de même sens sur les deux flancs ; ils sont accusés, allant jusqu'au sectionnement des couches (détail 1) sur le flanc normal, plus modeste mais basculant Sp (détail 2) dans les niveaux argilo-pélimitiques, dans le flanc inverse (détails agrandis tirés de l'exemple de la charnière du pli A9 au col du Grand Cros, sur la crête des Gardioles).

#### 4. La schistosité de crénulation Sc et son caractère localisé.

La schistosité Sc est associée à des plis ouverts et arrondis, essentiellement méso-microscopiques, déjetés ou déversés vers l'Ouest (plis crénulants Pc). Essentiellement observé à la bordure nord-occidentale des régions étudiées (massif des Rochilles), ce débit tectonique y apparaît régionalement bien réglé avec un pendage est régulier.

Surtout développée dans les niveaux phylliteux, la schistosité Sc présente à l'affleurement, comme au microscope, tous les caractères d'une schistosité de type crénulation (strain-slip cleavage). Elle se développe en effet essentiellement par microplissement des débits schisteux Sp et Sa (fig. 14). Les joints Sc représentent aussi des surfaces de dissolution, toutefois moins évoluées et plus espacées (à matériel égal) que les joints Sp déjà décrits. Parallèlement aux joints Sc, une cristallogénèse orientée discrète de petites phyllites ainsi qu'une recristallisation modérée du quartz indiquent que cette déformation, d'allure « tardive », reste *symptomorphique*. Enfin, la schistosité Sc apparaît être le siège de multiples micro-cisaillements de type chevauchement vers l'Ouest en accord avec la vergence externe accusée des plis associés Pc.

Un problème est posé par l'apparente localisation au seul Stéphano-Permien de la Haute Clarée de ces structures crénulantes à vergence Ouest. En effet, il n'est pas aisé d'expliquer leur quasi disparition vers l'Est, dans les terrains houillers, c'est-à-dire au-delà de l'« accident des Drayères ».

La différence de lithologie entre les deux ensembles que sépare cet accident ne fournit guère une explication suffisante : par sa richesse en niveaux schisteux et son déversement général vers l'Est, la zone houillère paraît au contraire prédisposée à enregistrer un plissement synschisteux à vergence Ouest.

Il faut donc envisager que, lors du développement des structures Pc et Sc dans le Stéphano-Permien des Rochilles, celui-ci ne côtoyait pas encore l'ensemble houiller actuellement contigu. En d'autres termes, l'accident des Drayères pourrait avoir été le siège d'un mouvement (vertical ?) important et tardif (en tout cas postérieur à la tectonique Pc/Ps rapprochant les deux ensembles susvisés. Ceci ne serait d'ailleurs pas contradictoire avec son éventuelle signification première de paléo-surface de charriage vers l'Ouest. C'est là aussi un point qui appelle de nouvelles recherches.

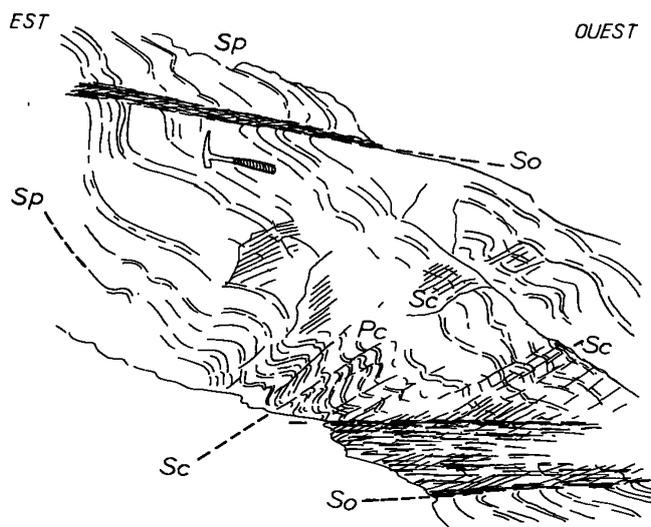


FIG 14. — Aspect caractéristique des plis Pc dans l'assise multicolore des Rochilles.

Affleurement métrique où la stratification So est matérialisée par des lits d'argilites rouges séparant des bancs grésopélitiques de même teinte (col 2725 entre les vallons de Baume Noire et du Lau)

Sp est très oblique aux couches et pend vers l'Ouest; son espacement centimétrique lui donne un aspect de faux litage et elle est reployée par des plis décimétriques ouverts déversés à l'Ouest (Pc). Ces derniers admettent pour plan axial la schistosité Sc, tantôt lâche tantôt serrée (centimétrique) suivant les points.

#### D. CORRÉLATION AVEC LES DÉFORMATIONS RECONNUES DANS LES RÉGIONS VOISINES

Les unités de couverture méso-cénozoïque, décollées le plus souvent au niveau des évaporites du Trias, se développent largement dès la latitude de Briançon, par suite de l'enneigement axial vers le Sud de la zone houillère. Relativement aux unités voisines, ces nappes briançonnaises ont été particulièrement étudiées (DEBELMAS, 1955; LEMOINE, 1961; DEBELMAS *et al.*, 1966; TRICART, 1980). La tectogenèse polyphasée qui y est reconstituée mérite d'être confrontée à celle qui est esquissée ici.

*Les charriages briançonnais initiaux.* On l'a déjà souligné : par son association à la schistogenèse ré-

gionale primitive (Sa), par sa vergence externe, par son caractère cisailant non plicatif, la première tectogenèse reconstituée dans le Paléozoïque de la Clarée, correspond très probablement à la phase des charriages briançonnais initiaux dans la région Briançon-Guillestre. Cette tectogenèse majeure, à vergence externe sur toute la largeur de la zone briançonnaise, serait intervenue dans la foulée des derniers dépôts sédimentaires d'âge Eocène moyen ou supérieur.

*L'amorce puis la généralisation des rétrocharriages.* Les plis principaux surdéversés du Houiller de La Clarée accompagnent le mouvement de pli en retour qui affecte les dalles triasiques en Vallée Etroite (par exemple, la charnière de la Pointe Balthazar). Ce pli en retour est une structure majeure d'une grande extension longitudinale, qui marque la bordure orientale de la zone briançonnaise jusque au-delà de l'Ubaye (DEBELMAS et GIDON, 1958 ; DEBELMAS *et al.*, 1965).

Sur la transversale de Guillestre, sont associés à ce pli en retour (charnière de la Clapière de Ceillac), les grands anticlinaux de nappes du Guil et du Cristillan ainsi que les plis plus serrés dans les formations Jurassique-Crétacé comme ceux du Béal-Traversier. Ce sont là des plis P3 locaux, liés à la troisième schistosité régionale briançonnaise (phase de rétrodéversements et rétrocharriages généralisés : TRICART, 1980) qui pourrait être assez tardive (Miocène ?).

Sur la transversale de Briançon, au NE de la Cerveyrette, le pli en retour (charnière de l'Infernet) ne fait que s'accroître, se « surdéverser » dans la tectogenèse ci-dessus. Ce pli majeur apparaît en effet déjà largement ébauché lors de la tectogenèse précédente, génératrice de la deuxième schistosité régionale briançonnaise. Ces structures 2 briançonnaises (TRICART, 1980) qui seraient d'âge Oligocène supérieur, ont la particularité d'avoir été, dès leur genèse, à double déversement régional, esquissant ainsi un premier éventail de structures axé sur la zone briançonnaise interne.

On le voit, par leurs caractères propres, il est tentant de comparer les plis Pp de la Clarée et leur surdéversement respectivement aux structures appelées 2 et 3 dans les nappes briançonnaises internes plus méridionales. Alors que dans le Houiller le surdéversement pourrait être intervenu dans la continuité du plissement Pp lui-même, les structures 3 et 2 ci-dessus paraissent relever de deux tectogenèses distinctes, en particulier au Sud de la Cerveyrette.

*Problème des structures tardives.* On a vu que les structures crénelées Pc/Sc dans le Stéphano-Permien du massif des Rochilles posaient un problème

d'interprétation. De fait, si effectivement elles sont plus récentes que les structures principales du Houiller (ce qui paraît établi), elles ne trouvent guère d'équivalent dans les nappes briançonnaises plus méridionales.

## E. CONCLUSIONS

En définitive, cette étude apporte diverses données très nouvelles sur l'architecture d'ensemble du Paléozoïque de la vallée de la Clarée :

- 1) La zone houillère semble privée de structures en nappes bien caractérisées, encore qu'il ne faille pas totalement exclure que des redoublements de série, par chevauchements précoces, y soient intervenus sans que l'on puisse actuellement les détecter ;
- 2) l'essentiel du dispositif tectonique correspond à un plissement serré évoquant de façon frappante celui des flyschs des domaines voisins (mais de vergence opposée); il y a une nette dysharmonie de plissement entre le Houiller d'une part, et le Permo-werfénien et le Mésozoïque, où les plis sont beaucoup plus amples, d'autres part ;
- 3) sur toute la largeur de la zone axiale, les plis ont une vergence interne (vers l'Est) souvent accusée; ce caractère, bien connu plus au Sud à la marge interne de la zone, intéresse donc ici un domaine plus large ;
- 4) les variations de style de plissement (valeur du déversement et modifications connexes) sont plus liées au niveau de profondeur qu'à la position plus ou moins orientale sur la transversale considérée. Ces variations observables à l'intérieur de l'unité lithostructurale de la zone houillère ne sont toutefois probablement pas transposables à toutes les autres unités lithologiques de la zone.

Cette étude débouche d'autre part sur de nouvelles perspectives de recherches, en ce qui concerne notamment :

– les relations avec les secteurs plus occidentaux (Houiller de la Guisane) caractérisés au contraire par une nette vergence externe, et avec ceux, plus méridionaux du Houiller de Briançon. Il importerait qu'une analyse menée de façon analogue vienne élucider les modalités de ces variations respectivement transversales et longitudinales par rapport à la zone briançonnaise ;

- la signification encore incertaine de l'accident des Drayeres En effet, cette grande cassure coincide avec la limite cartographique de l'extension a la fois des series permienues epaisses des Rochilles et de la tectonique crenulante tardive a vergence externe on peut envisager entre autres qu'elle represente un accident ancien, ayant eu un fonctionnement complexe polyphase, qu'il serait interessant donc de comparer aux « failles de la Cerveyrette » qui, plus au Sud, ont fait l'objet (M LEMOINE, 1964) d'une interpretation de ce genre,

- la signification, la place et l'extension en Briançonnais de l'episode de tectonique a vergence externe, apparemment tardive, qualifiee ici de tectonique crenulante (plis Pc et schistosite Sc) et qui apparait pour l'instant comme une nouveaute sans contexte connu

### BIBLIOGRAPHIE

- BRAVARD C, GIDON M (1979) - La structure du revers oriental du massif du Pelvoux observations et interpretations nouvelles *Geologie alpine* t 55, p 23-33
- CABY R (1964) - Etude geologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des schistes lustres entre Modane et la Vallee Etroite *Trav Lab Geol Grenoble*, t 40, p 131-186
- DEBELMAS J (1955) - La zone subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) *Mem Serv de la carte geologique de la France*, Paris, Imprimerie Nationale
- DEBELMAS J, GIDON M, HACCARD D, LEMOINE M et PERRIAUX J (1965) - Compte rendu de la reunion extraordinaire de la Societe geologique de France en Briançonnais *C R Som Geol France*, f 11, p 433-472
- DEBELMAS J, GIDON M (1958) - Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone briançonnaise (Hautes et Basses Alpes) Essais de correlation tectonique *Bull Soc Geol Fr*, (6), 8, p 640-650
- FABRE R (1982) - Le paleozoique briançonnais au Nord de Nevache Analyse des deformations alpines d'un secteur de la zone « axiale » briançonnaise *These de Doctorat de 3<sup>e</sup> cycle*, Universite de Grenoble
- FEYS R (1963) - Etude geologique du Carbonifere briançonnais (Hautes-Alpes) *Mem BRGM*, 387 p
- GIDON M (1962) - La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est *Mem Serv Carte Geol Fr*, 372 p
- GIDON M (1962) - A propos de l'eventail briançonnais *C R S Soc Geol Fr*, p 12-13
- GIDON M (1972) - Les chainons briançonnais et subbriançonnais de la rive gauche de la Stura, entre Bersezio et le Val de l'Arma (Province de Cuneo, Italie) *Geologie Alpine*, t 48, f 1, p 87-120
- LEFEVRE R (1972) - Nappes de couverture a materiel permo-werfenien dans la zone briançonnaise interne des Alpes cottiennes meridionales franco-italiennes *C R Acad Sc Paris*, t 274, D, p 3176
- LEMOINE M (1961) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustres dans les vallees du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes) Schema structural *Trav Lab Geol Grenoble*, t 37, p 97-120
- LEMOINE M (1964) - Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piemontaise a la latitude de Briançon *C R Acad Sc Paris*, t 259, p 845-847
- PIANTONE P (1980) - Magmatisme et metamorphisme des roches intrusives calco-alkalines du carbonifere briançonnais entre Arc et Durance Mineralogie, Petrographie, Geochimie *These 3<sup>e</sup> cycle*, Grenoble
- SALOT P (1978) - Le metamorphisme dans les Alpes francaises *These d'Etat*, Paris - Orsay
- TISSOT B (1955) - Etudes geologiques du Grand Galibier et du massif des Cerces *Trav Lab Geol Grenoble*, XXXII, p 111-194
- TRICART P (1980) - Tectoniques superposees dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux Evolution structurale d'une chaine de collision *These d'Etat*, Strasbourg