

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 68 (1975)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Sur les structures de la zone houillère externe dans les vallées des Drances (VS)  
**Autor:** Burri, Marcel  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-164388>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 16.04.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

En témoignage de reconnaissance  
à mon Maître, Héli Badoux

## Sur les structures de la zone houillère externe dans les vallées des Drances (VS)

Par MARCEL BURRI<sup>1)</sup>

### RÉSUMÉ

Des études de détail ont montré que la géométrie des affleurements de Trias de la partie externe de la zone houillère dépendait de plissements relativement tardifs. Le plissement le plus important est un plissement de rétrocharriage qui s'est produit alors que le métamorphisme durait encore. Mais les plis les plus visibles sont encore plus tardifs et sont nés au cours d'un serrage avec chevauchement des parties internes sur les parties externes. Les derniers plis sont perpendiculaires à la chaîne et correspondent à un mouvement dextre. Quant aux déformations contemporaines du métamorphisme initial, elles n'ont pas laissé de plissement repérable.

### Introduction

#### *1. Historique*

Si des descriptions de cette zone ont été données déjà par les premiers géologues parcourant les Alpes, ARGAND (1911) fut le premier à aborder les problèmes structuraux. Il introduisit la notion de «faux-anticlinal» et de «faux-synclinal» pour des plis présentant un ordre de succession des couches inverse de celui que voudrait la géométrie. Ainsi, un «faux-anticlinal» est une antiforme dont le cœur est en Trias calcaire et dont l'enveloppe comprend des quartzites et des schistes du Carbonifère.

Seul FRICKER (1960) a publié une description détaillée de ces structures dans la Combe de l'A, vallon affluent de la Drance d'Entremont. Il a donné une explication faisant appel à plusieurs phases de plissement. Travaillant depuis quelques années dans la région située au N de celle décrite par FRICKER, j'ai rencontré de grandes difficultés d'interprétation. Aussi ai-je décidé de reprendre l'étude de la Combe de l'A en y appliquant les méthodes maintenant classiques de l'analyse des petites structures, sans négliger une cartographie de détail rendue possible par la publication des cartes topographiques au 1:10000.

<sup>1)</sup> Institut de Géologie, Palais de Rumine, 1005 Lausanne.

Il sera donc question des massifs calcaires qui jalonnent la partie externe de la zone houillère entre la Vallée de Bagnes et la frontière italienne. Cette longue et étroite bande de terrain se trouve sur les feuilles Sembrancher (1325) et Orsières (1345) de la Carte nationale de la Suisse au 1:25000. La préparation de l'édition géologique de ces deux feuilles est en bonne voie et nos résultats sont publiés ici avec l'autorisation de la Commission Géologique Suisse.

## 2. Stratigraphie

Vu la complexité des structures, il est très difficile d'établir une échelle stratigraphique. De plus, les études actuelles de la stratigraphie du Trias sont poussées à un degré de précision hors de portée du non spécialiste. Aussi le problème stratigraphique ne sera-t-il pas abordé ici. Les excellentes données établies par FRICKER sont tout à fait suffisantes pour notre propos. En résumé, la série présente les assises suivantes, de bas en haut :

1. Le Carbonifère qui comprend des schistes noirs, des quartzites micacés, des niveaux conglomératiques, le tout dans un ordre difficile à préciser.
2. Les quartzites de la base du Trias qui sont parfois massifs, fins ou grossiers, parfois schisteux, le plus souvent absents. Toutes ces caractéristiques sont d'origine tectonique.
3. Le Trias carbonaté qui débute localement par des cornieules comprend essentiellement des calcaires marmoréens bleus, à pistes fréquentes, surmontés d'une alternance de bancs métriques à décamétriques de calcaire et de dolomies avec quelques niveaux conglomératiques apparemment au sommet de la série. Des cornieules pourraient terminer ce Trias carbonaté.

## 3. Particularités

Plusieurs caractéristiques font de cette région un lieu privilégié pour l'étude des structures. En effet, dans les schistes du Carbonifère, des déformations considérables ont pu prendre naissance sans laisser d'autres traces que des linéations difficiles à interpréter. Les calcaires au contraire ont enregistré les déformations sous forme de plis bien visibles. De plus, la trilogie Carbonifère – quartzites – Trias carbonaté permet de préciser la polarité des séries. Ces assises réagissent très différemment aux contraintes tectoniques, ce qui accentue encore l'intérêt de cette région, par ailleurs somptueuse par sa topographie, sa faune et sa flore.

## Tectonique

### 1. Vue générale

Bien que des doutes persistent même quant au nombre de phases de déformation qui se sont succédées, nous utilisons le schéma suivant :

$F_1$  = mise en place des unités. Aucune structure mineure datant de cette phase n'a été repérée avec certitude.

- $F_2$  = une linéation perpendiculaire à la chaîne ( $60^\circ$  vers  $100^\circ$ ) pourrait dater de cette phase de déformation douteuse.
- $F_3$  = des plis de rétrocharriage d'axe  $20^\circ$  vers  $160^\circ$  (SSE).
- $F_4$  = les plis qui prennent naissance sont les mieux visibles de la région; leurs axes sont inclinés de  $30^\circ$  vers le NE.
- $F_5$  = plis très ouverts, parallèles à ceux de la phase  $F_2$ , donc perpendiculaires à la chaîne.

L'interférence de ces diverses structures est observable dans quelques massifs. Elle permet de comprendre la structure générale de toute la zone.

## 2. Description de quelques massifs

### a) Structure générale de la Combe de l'A

Le chaînon dit des Echassettes est constitué, en rive gauche de la Combe de l'A, par une sorte de grand dip-slope calcaire où les conditions d'affleurement sont bonnes (fig.1). De petits vallons latéraux coupent cette dalle complexe, isolant une série de sommets ruiniformes: La Tour de Bavon (2476 m), Bec Rond (2562 m), La Pointe du Revedin (2761 m), l'Aglan (2794 m) et le Clocher de Vouasse (2821 m). Au N de la région de Bavon, la dalle triasique disparaît partiellement sous la couverture morainique. Le torrent de l'A traverse alors toute la structure, donnant une dernière bonne coupe avant celle de la Drance d'Entremont. Au N de la rivière, les dépôts quaternaires masquent complètement la roche.

La carte tectonique montre (fig.2) que les structures les plus visibles sont les plis de phase  $F_4$ , inclinés au NE. Le clivage axial qui leur est lié, très bien développé dans les calcaires, est légèrement oblique sur la structure générale qui est plus méridienne. L'enneiement successif de ces plis explique les variations apparentes de l'épaisseur de la série calcaire qui est localement très forte alors qu'ailleurs elle est réduite à quelques dizaines de mètres.

La coupe schématique (fig.3) donne une idée de la forme de ces plis; une idée seulement car pour construire cette coupe il a fallu tenir compte de l'influence des plis de la phase suivante ( $F_5$ ), influence que ne peut qu'être estimée. Ces plis affectent une série qui est en position normale dans le dip-slope principal, mais qui est en position renversée dans le massif du Roc de l'Oiseau et dans la région de Vouasse. Le renversement de ces séries s'est produit au cours de la phase précédente ( $F_3$ ). L'enneiement des structures  $F_3$  vers le sud est compensé par le jeu des plis de la phase  $F_4$ . Cette compensation l'emporte même et finalement les structures  $F_3$ , s'enfoncent en direction du NE.

### b) La région du Pont de la Tsi

Dans la région du Pont de la Tsi et dans la partie aval de la Combe de l'A, le torrent coupe toute la structure triasique en une gorge assez étroite. Les quartzites y affleurent sous forme de deux bandes séparées par du Carbonifère. Il s'agit d'un anticlinal carbonifère, suivi d'un synclinal de quartzites, qui plongent vers le NE plus rapidement que la topographie. Ces plis s'enneient donc et l'enveloppe calcaire suit ce mouvement. Du torrent, le calcaire descend en direction du hameau de Drance où

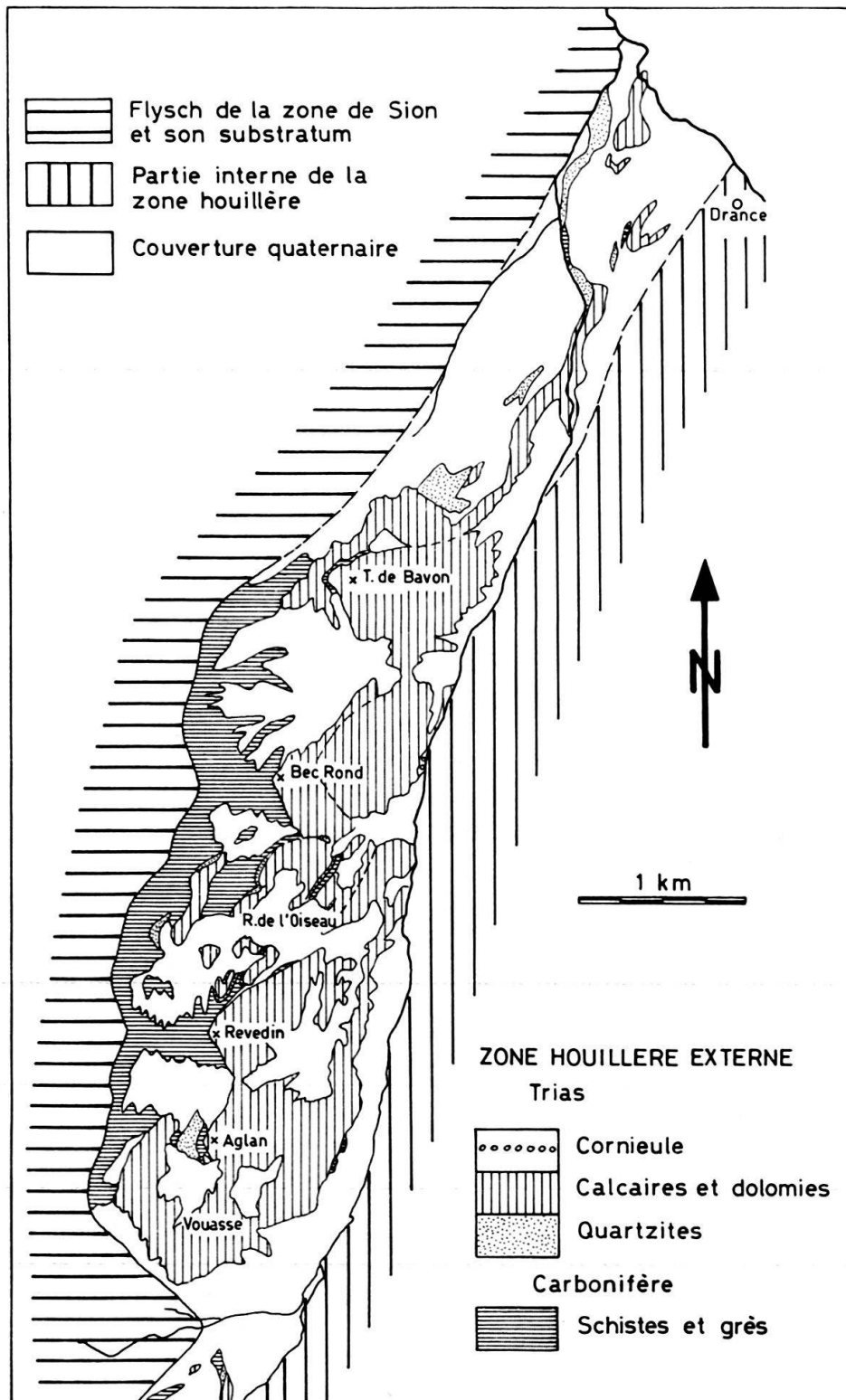


Fig. 1. Carte géologique du versant gauche de la Combe de l'A.

il forme une tête anticlinale. Dans le cœur de cet anticlinal affleurent quelques mètres carrés de cornieule entre les quartzites et les calcaires. Puis les calcaires dessinent un petit synclinal avant de filer sur le massif où est taillée la gorge du Pont de la Tsi.

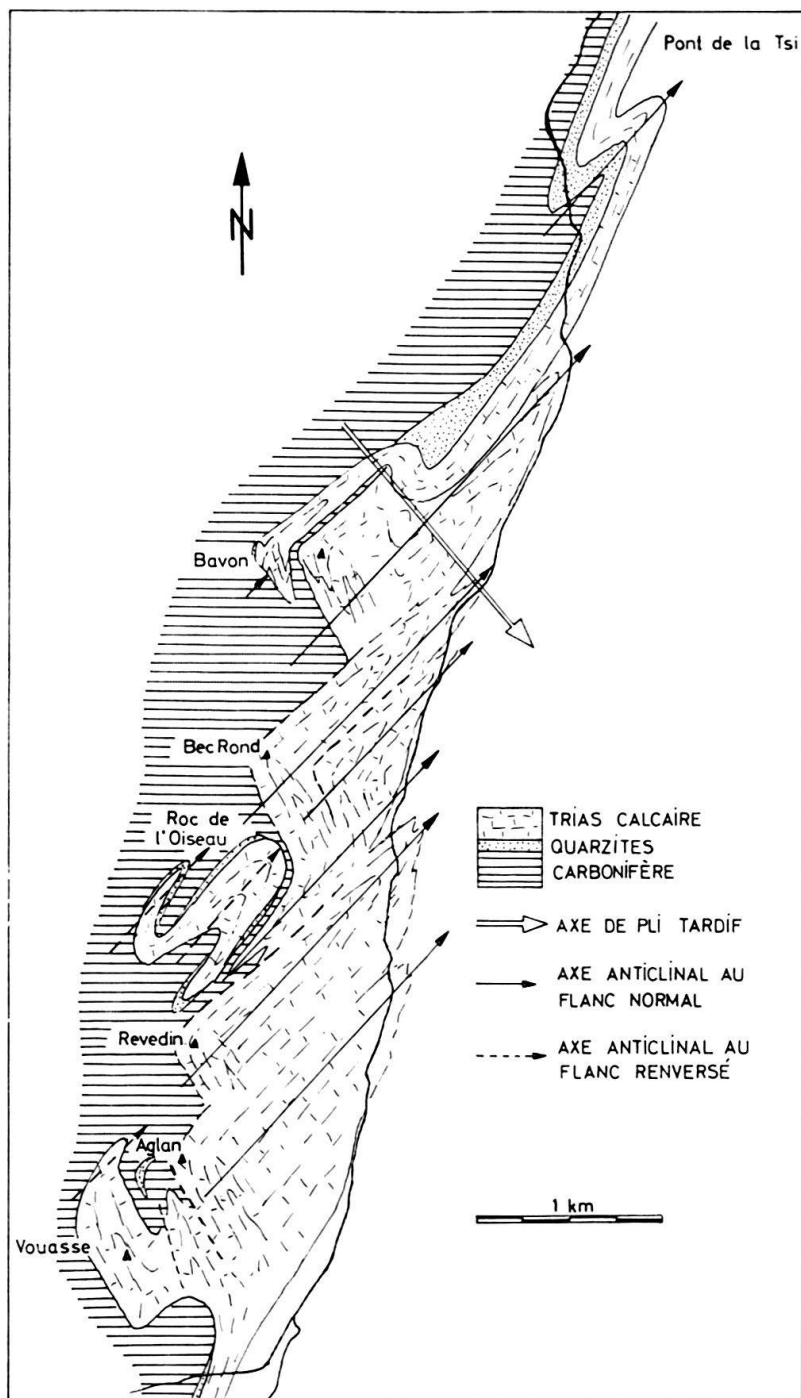


Fig. 2. Carte tectonique schématique du versant gauche de la Combe de l'A. Les axes des plis NE affectent des séries qui étaient en position normale ou inverse, position acquise lors d'un plissement plus ancien ( $F_3$ ).

FRICKER (op. cit., p.120) note une lame de Carbonifère entre les quartzites et les calcaires. Je n'ai retrouvé qu'une dépression morainique que je crois déterminée par le passage de la cornieule. On a donc là deux plis de la phase  $F_4$ .

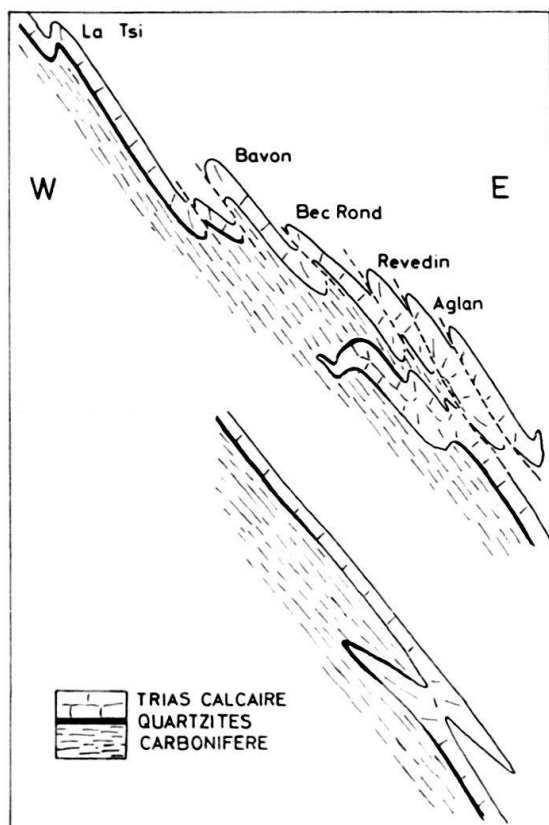


Fig. 3. Schéma des structures du versant gauche de la Combe de l'A vues en coupe. En haut: dans leur géométrie actuelle ( $F_3 + F_4$ ); en bas: géométrie du pli  $F_3$  après déroulement des plis  $F_4$ .

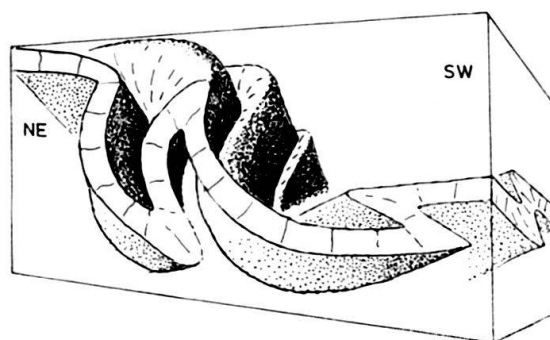


Fig. 4. Schéma des relations des plis  $F_4$  et  $F_5$  dans la Tour de Bavon vus de l'E vers l'W.

### c) Région de Bavon

L'alpage de Bavon est dominé, vers le S, par une large croupe de quartzites en position normale, surmontées par le Trias calcaire. Dans ces quartzites, de beaux plis concentriques décamétriques sont déversés vers le NW; leurs axes sont inclinés à  $30^\circ$  vers le NE. Ces quartzites butent contre les calcaires de la Tour de Bavon. La structure de cette montagne est assez complexe, et d'autant plus difficile à déchiffrer que tout le versant qui domine l'alpage est tassé.

Ce versant comprend deux parois calcaires séparées par une vire déterminée par le passage d'une lame de Carbonifère. La paroi inférieure montre par bon éclairage (le soir) une série de replis très allongés. Cet aspect provient du fait que la paroi est presque parallèle aux axes des plis. Vus au versant SW de la montagne ces plis montrent leurs vraies caractéristiques: ils appartiennent toujours à la même génération de plis à axes plongeants au NE. Ils ne diffèrent de ceux des quartzites que par un clivage axial localement très développé.

Mais revenons à la paroi. Ces plis, vers le NE, y sont progressivement rebroussés: toutes les couches tournent par le jeu d'un pli assez ouvert dont l'axe plonge de  $50^\circ$  vers l'ESE (fig. 4). C'est un pli de dernière phase ( $F_5$ ). Les mêmes plis se retrouvent dans l'échelle supérieure de la Tour de Bavon, sous forme de plis de l'ordre du mètre.

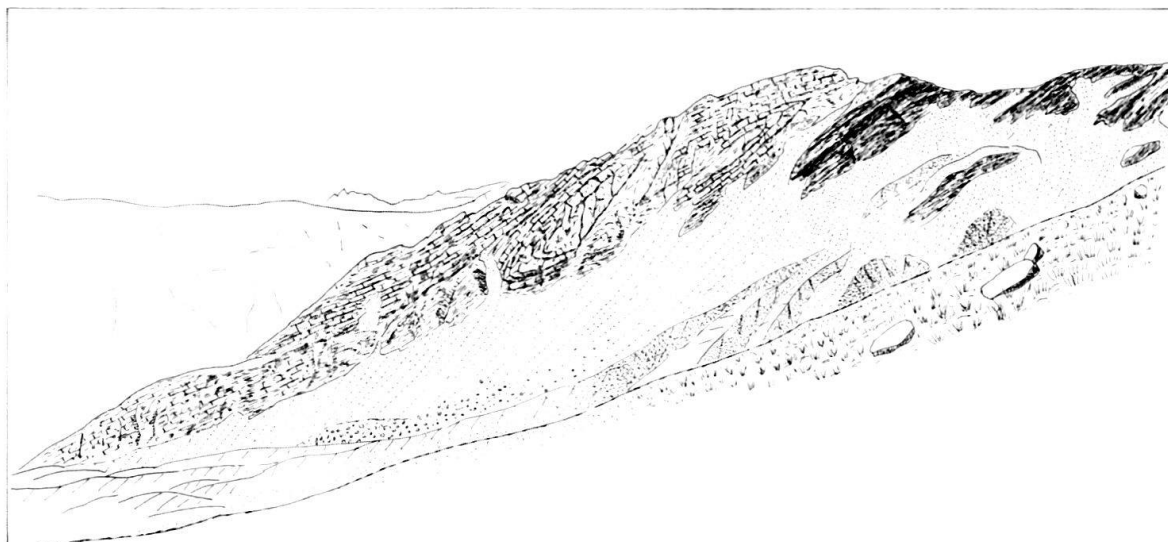


Fig. 5. Le sommet de Bec Rond vu de la Tour de Bavon (d'après photo).

En revanche les grands plis de la phase précédente ( $F_4$ ) n'y sont pas visibles, probablement oblitérés par leur clivage axial. Seules les petites structures décimétriques abondent.

Quant à la lame de Carbonifère qui sépare les deux parois, il doit s'agir d'une tête anticlinale de phase  $F_4$  qui s'ennoie en direction du NE; elle disparaît en effet à partir de l'arête NE de la Tour de Bavon. Faute de quartzites dans cette région, les calcaires reposent ensuite sur les calcaires et la cicatrice entre les deux écailles détermine un couloir imposant (Grand Chenau). L'écaille supérieure descend le long de la rive droite de ce couloir et s'ennoie près du torrent de l'A. Plus au N, la structure ne comporte plus que l'écaille inférieure, d'où sa réduction d'épaisseur.

#### d) *Bec Rond*

Vue du Bavon, la dalle calcaire du sommet du Bec Rond montre deux unités. L'unité inférieure est taillée dans une charnière de pli plongeant au NE (fig. 5). La surface topographique étant presque parallèle à l'axe du pli, celui-ci semble très allongé. Entre les deux unités calcaires, FRICKER a noté une fine lame de Carbonifère.

#### e) *Le Roc de l'Oiseau*

Le Roc de l'Oiseau est l'exemple type de «faux-anticlinaux» et c'est dans ce massif qu'apparaissent bien les relations des deux plissements  $F_3$  et  $F_4$ . La carte de détail (fig. 6) montre que ce massif calcaire est complètement séparé de la dalle principale (Bec Rond–Pte de Revedin) par du Carbonifère et des quartzites.

Les plis de la phase NE ( $F_4$ ) sont particulièrement bien visibles. FRICKER (op. cit., p. 119) en a donné une première description. Il y a deux plis anticlinaux, avec cœur de Trias calcaire, et un synclinal de Carbonifère (fig.7). Ce dernier ne montre qu'un clivage axial très développé, alors que les quartzites et les premiers niveaux calcaires sont affectés de plis concentriques; au cœur de l'anticlinal, les calcaires et dolomies sont à nouveau le lieu de naissance d'un clivage axial intense. Tous ces plis disparaissent en profondeur vers le NE.

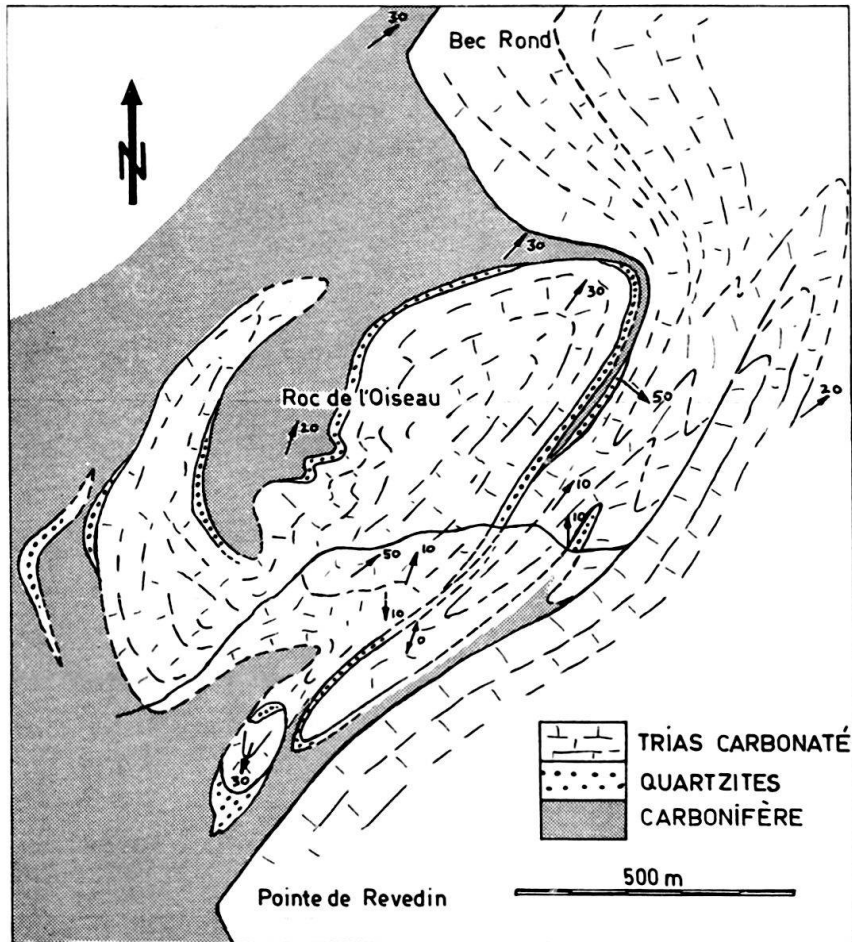


Fig. 6. Carte de détail de la région du Roc de l'Oiseau.

Vers le SW les calcaires disparaissent également en profondeur sous le Carbonifère et cette disparition se fait grâce à des plis partiellement synschisteux, très étirés, à charnières mal visibles. Ce sont des plis de la phase précédente ( $F_3$ ), phase au cours de laquelle se sont renversées les séries qui furent ensuite plissées au cours de la phase  $F_4$ . La structure générale de ce massif permet d'établir qu'il s'agit bien d'un pli de type rétrocharriage: le Carbonifère qui sépare la série renversée de la série normale s'épaissit, donc «s'enracine» vers le NW, et se ferme vers le SE. Une charnière très fermée de la phase  $F_3$  est visible sur la figure 7; et il est probable que le massif isolé de quartzites (à gauche de la figure 7) représente un troisième anticlinal qui n'apparaît que par ses quartzites. Le schéma de la figure 8 représente les conditions structurales du Roc de l'Oiseau, simplifiées par le fait qu'un seul pli de la phase NE y est figuré, et non pas deux (ou trois) comme c'est réellement le cas.

#### f) Le Clocher de Vouasse

Le même schéma (fig. 8) représente les conditions dans les sommets de l'Aglan et de Vouasse. Lors des plissements de rétrocharriage ( $F_3$ ) la série triasique a été répétée plusieurs fois sur elle-même, d'où sa grande épaisseur apparente. C'est cet empilement qui est repris par les plis NE ( $F_4$ ). Le synclinal carbonifère ( $F_3$ ) existe encore à l'Aglan mais a disparu en l'air au Clocher de Vouasse. Ce dernier massif ne montre

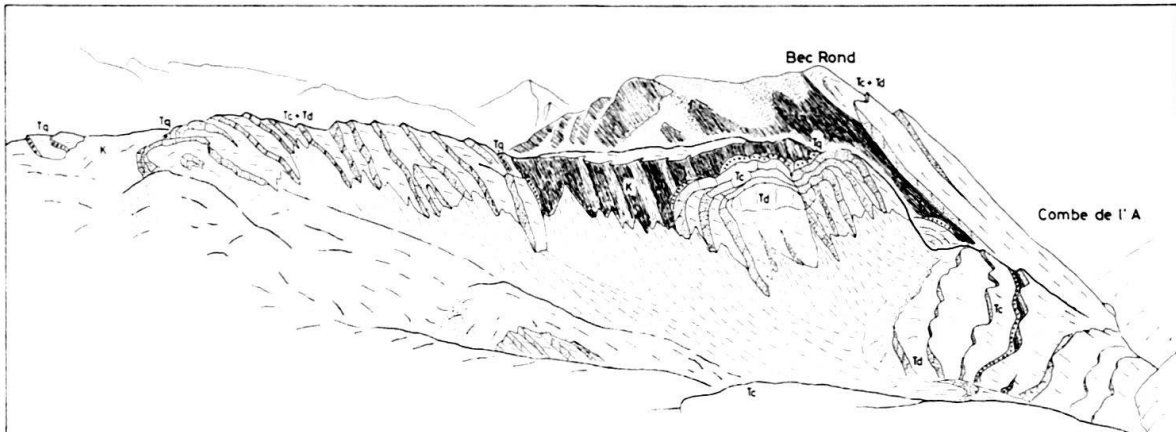


Fig. 7. Les rochers du Roc de l'Oiseau vus du versant de la Pte de Revedin. K = Carbonifère; Tq = quartzites du Trias; Tc = Trias calcaire; Td = Trias dolomitique.

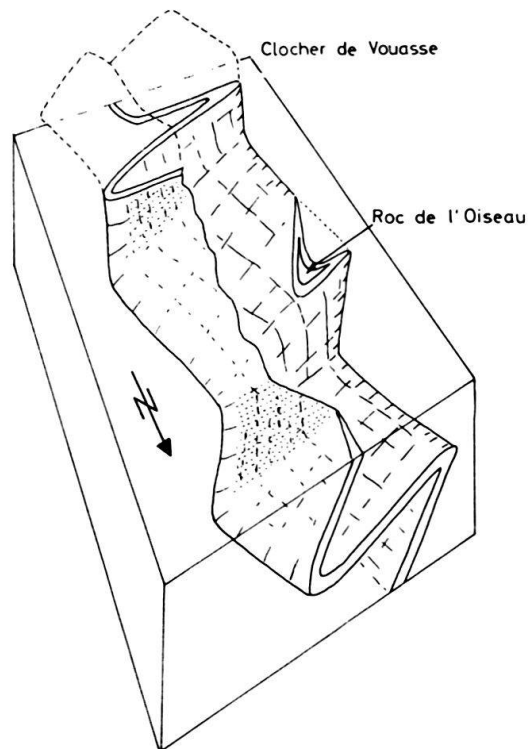


Fig. 8. Bloc-diagramme schématique montrant les relations entre les plis F<sub>3</sub> et F<sub>4</sub> entre le Roc de l'Oiseau et le Clocher de Vouasse.

qu'un synclinal triasique dont la charnière est mal repérable (fig. 9) et qui doit plutôt se rattacher à la phase F<sub>3</sub>. Au S de cette montagne, la structure de rétrocharriage, rejetée en l'air lors de la naissance des plis NE, est érodée et le Trias n'apparaît plus que par une seule bande en position normale.

#### g) *Le massif du Six Blanc*

De toute la zone comprise entre les Drances d'Entremont et de Bagnes, le massif du Six Blanc seul possède des affleurements quelque peu continus (fig. 10). Les versants des vallées sont empâtés de dépôts quaternaires ou de glissements de terrain.

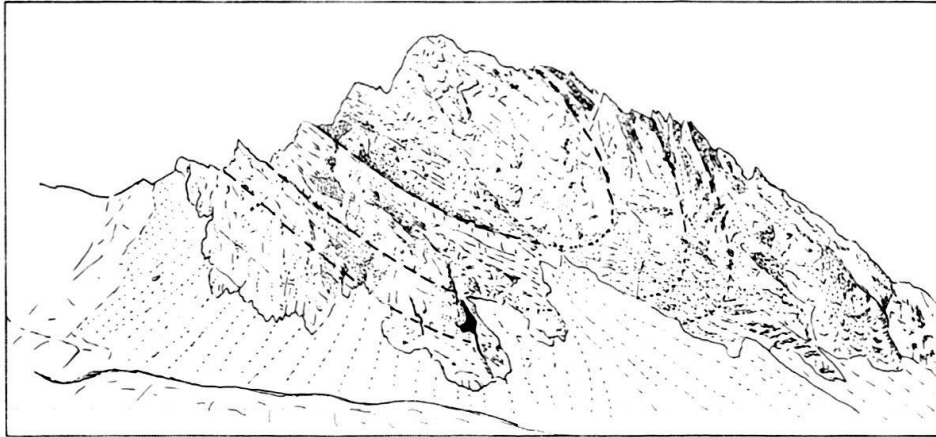


Fig. 9. Le synclinal calcaire du Clocher de Vouasse vu du S (d'après photo).

Stratigraphiquement il existe une différence avec la Combe de l'A: le gypse est présent. Malheureusement, il se trouve toujours en contact mécanique avec les formations voisines, si bien que sa position dans la série n'a pas pu être précisée.

L'interprétation structurale proposée ici est inspirée des connaissances acquises plus au Sud. Il s'agirait, en gros, d'un «faux-anticlinal», donc d'un pli de rétrocharriage dont le flanc normal supérieur serait partiellement caché sous les unités penniques plus internes (fig. 11). Le flanc renversé du pli est repris par des plis NE, bien visibles dans les alpages où passe la coupe n° 2. Ces plis seraient à l'origine de la disparition du Trias calcaire au N du sommet du Six Blanc. Cette disparition se fait suivant une ligne de direction NE, le long de laquelle des petits plis à axe presque vertical sont abondants. Il s'agirait de petits plis de phase  $F_3$  redressés au cours du plissement suivant. La coupe (fig. 11) est schématique en ce sens qu'elle résulte de la mise bout à bout de plusieurs coupes partielles et relevées à des altitudes très différentes. Les plissements de la phase NE ( $F_4$ ) sont responsables de ces différences d'altitude qu'il a fallu estimer.

### 3. Caractéristiques des plis et relations avec le métamorphisme

#### a) La phase la plus jeune ( $F_5$ )

Les plis de la phase la plus jeune n'ont d'importance cartographique que dans la région de Bavon. Plus au sud, il n'y a guère que de petites structures, qui cependant dévient tous les axes et plans axiaux des plis plus anciens. L'importance de cette déviation n'a pu qu'être estimée. Ces plis sont de type concentrique, postérieurs à toute recristallisation; un clivage axial peut localement se développer. Les autres caractéristiques sont les suivantes: plan axial N 30° E, plongeant à 60° au SE; axes plongeants de 60° vers 110° à 120°, déversement vers le S.

#### b) La phase NE ( $F_4$ )

Les plis de cette phase sont les mieux visibles de toute cette région: plan axial N 20° E, incliné de 50° à l'ESE; axes plongeants de 30° vers 45°, déversement assez marqué vers le NW, avec souvent cisaillement du flanc renversé. Ces plis de type concentrique changent de style suivant le matériel: le clivage axial est très intense dans le Carbonifère et souvent dans les calcaires, alors que ce n'est pas le cas dans les quart-

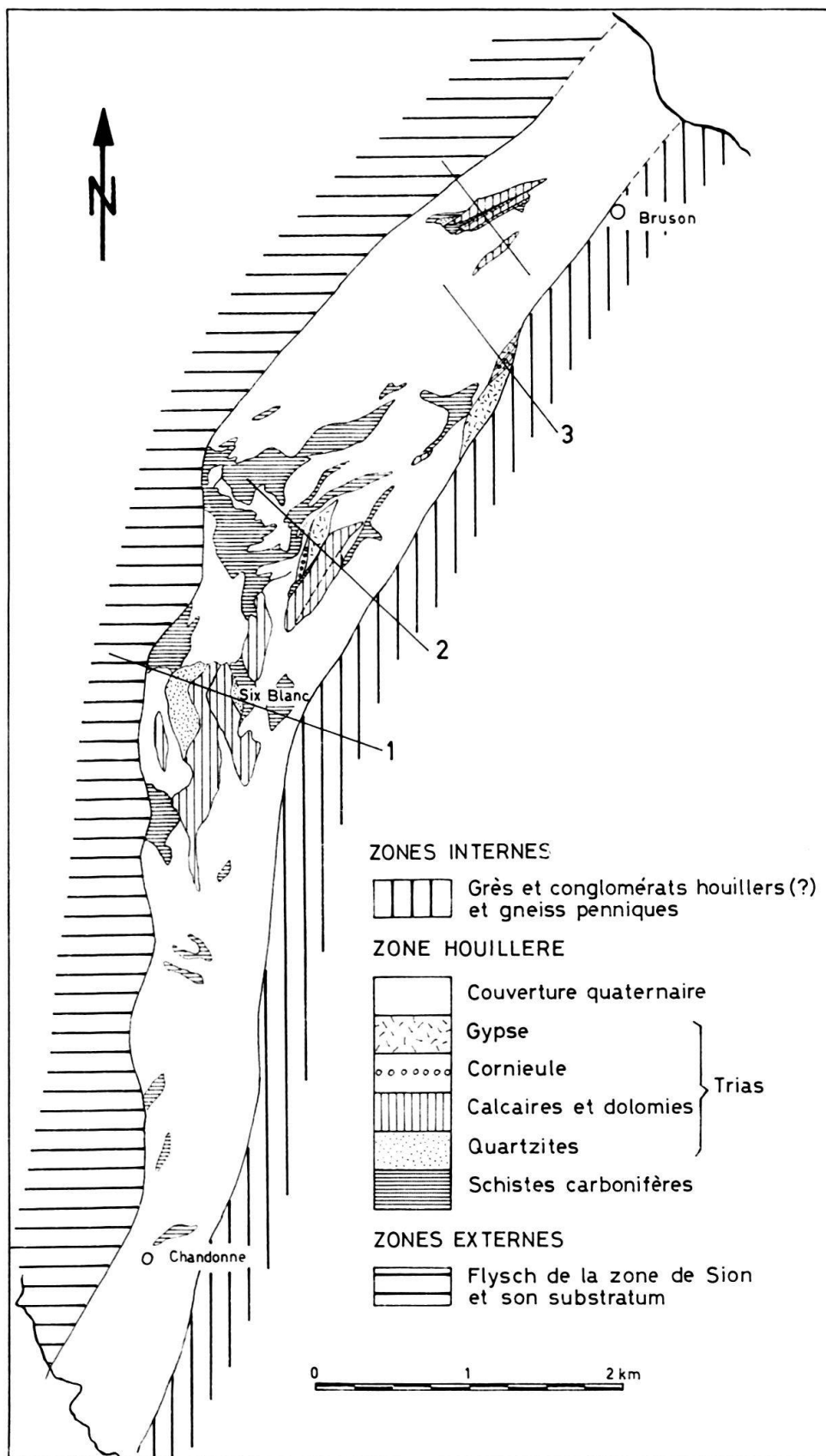


Fig. 10. Carte géologique de la zone houillère entre les Drances d'Entremont et de Bagnes (pour les coupes 1-3, voir fig. 11).

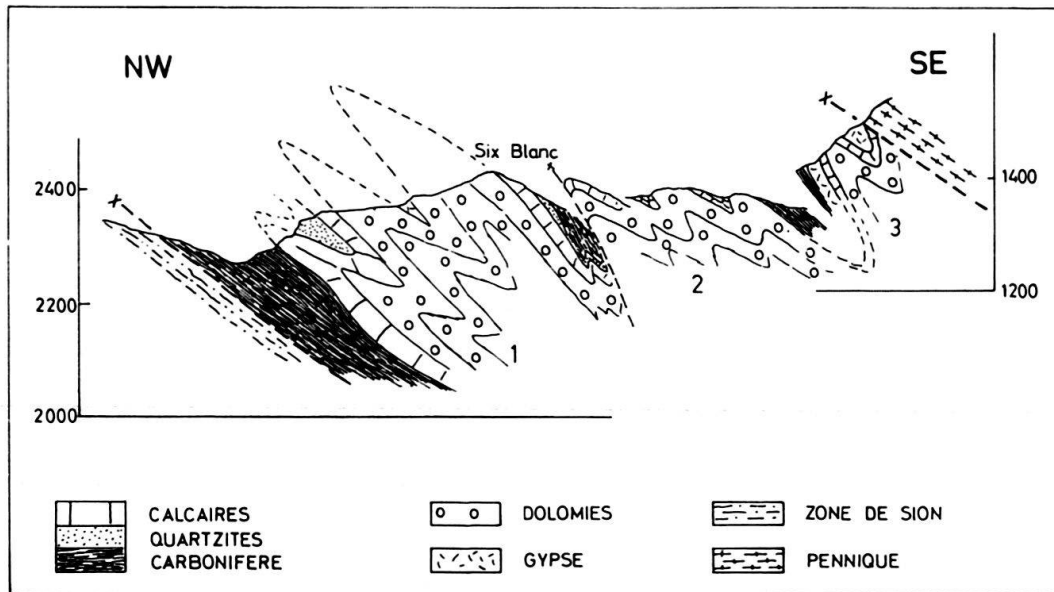


Fig. 11. Coupes tectoniques dans les Trias du Six Blanc. La position des coupes est indiquée sur la figure précédente.



Fig. 12. Plis de la phase NE (F<sub>4</sub>) tordant une ancienne linéation. Niveaux quartzitiques et albitiques du Carbonifère sous le sommet de Bec Rond (d'après photo).

zites. Les plis tordent visiblement les anciennes linéations (fig. 12). Le style des plis semble également changer en fonction de la position que la couche occupait au moment du plissement: ils sont beaucoup plus serrés et faillés dans les calcaires de la dalle principale, beaucoup plus ouverts dans les massifs plus externes, flanc renversé d'un pli plus ancien. Ces plis sont postérieurs à toute recristallisation.

### c) La phase de rétrocharriage (F<sub>3</sub>)

Les caractéristiques des plis de cette phase sont plus difficiles à préciser à cause des plissements qui les ont repris. Initialement, ils semblent avoir eu un plan axial appro-

ximativement N 20° E et incliné à l'E et les plis plongent d'environ 20° au SSE. Les petites structures repérables sont de type similaire avec un clivage de crénulation souvent spectaculaire.

L'observation au microscope de quelques charnières de petits plis montre que dans le plan de ce clivage ont crû de grandes paillettes de muscovite accompagnées d'un peu de chlorite. Quant aux albites très abondantes dans quelques niveaux du Carbonifère, elles sont encore postérieures: elles contiennent des impuretés plissées alors que leurs macles, à vrai dire rares, ne sont absolument pas déformées.

La schistosité masque les charnières des plis (fig.13) et les galets des conglomérats carbonifères sont fortement aplatis sur les plans de schistosité. Le contact Carbonifère-quartzites est rarement simple; il y a souvent alternance de quartzites feuilletés et de schistes noirs; il doit s'agir de plis qui datent de cette phase. Les quartzites sont également très feuilletés au S du Roc de l'Oiseau, où le Trias s'enfonce sous le Carbonifère.



Fig. 13. Charnière d'un pli de phase  $F_3$  dans les niveaux conglomératiques du Carbonifère. Le clivage axial masque presque complètement le pli et les galets du conglomérat sont fortement aplatis sur le plan de clivage (schistosité?). Entre Bec Rond et la Tour de Bavon (d'après photo).

#### d) *Les phases plus anciennes*

Il n'y a que peu de certitude au sujet de ces déformations anciennes. C'est le temps de cristallisation des principaux phyllosilicates: muscovite et chlorite. Leurs paillettes sont quelquefois nettement ployées par les plis suivants; dans d'autres cas, elles semblent avoir partiellement recristallisé et sont arrangées en une succession de paillettes rectilignes dans les plans de schistosité ployés.

Le problème qui reste en suspens est celui d'une linéation raide perpendiculaire aux structures générales (50° vers 100°-110°), bien visible dans les dalles calcaires et assez ubiquiste. En un seul endroit des plis sont liés à cette linéation, un peu au-dessus de l'alpage de la Tsissette. Ce sont des plis dans les calcaires, de 1 à 5 m de rayon, et dont le déversement n'a pas pu être observé faute de niveau repère dans ces roches homogènes. Vu la composition de ces roches, la nature même de cette linéation est douteuse: linéation d'intersection ou linéation minérale.

A titre hypothétique, je considère que ces plis appartiennent à une phase de déformation spéciale ( $F_2$ ) postérieure à la phase de mise en place des unités ( $F_1$ ). Mais il pourrait s'agir de structures liées à la mise en place des unités, voire de structures de la phase de rétrocharriage ( $F_3$ ) basculées par la phase suivante ( $F_4$ ). Cette phase  $F_2$  reste donc douteuse.

### Conclusions

Il ne fait guère de doute que des structures assez identiques existent dans la même région. TRÜMPY (1954, p. 342) note des plis «aberrants» dont la localisation apparaît sur la feuille Grand St-Bernard. Le même auteur (dans BURRI & TRÜMPY 1960) signale l'existence de «faux-anticlinaux» au-dessus de Verbier, tout en suggérant de chercher une autre mécanisme que celui d'ARGAND. Cependant, à ma connaissance, aucune phase de rétrocharriage n'a été décrite dans une zone aussi externe. Les études portant sur les régions limitrophes en Italie (ELTER 1960, CABY 1968) signalent les plis de rétrocharriage, connus depuis longtemps, et les décrivent comme des mouvements très tardifs. Les mêmes mouvements sont connus en Valais dans le haut Val de Bagnes, mais ne peuvent être corrélés avec ceux de la Combe de l'A.

En fait, il est actuellement très difficile, voire impossible de localiser dans le temps et l'espace les phases de plissements des diverses régions. La première difficulté surgit déjà avec la zone la plus voisine, la zone de Sion-Courmayeur sous le massif du Six-Blanc (BURRI 1969). Les plissements de phase 2 de cette zone (env.  $50^\circ$  vers  $90^\circ$  à  $110^\circ$ ) ne se retrouvent plus dans la zone houillère et la chose est très frappante sur le terrain déjà. Tout au plus peut-on noter que les derniers plissements de la zone Sion-Courmayeur sont les mêmes que nos plissements NE ( $F_4$ ).

Toute comparaison de phénomènes plus anciens est conjecturale. A plus forte raison est-il impossible de déterminer la position chronologique de ces plissements dans le cadre des synthèses récentes (FREY et al. 1974, AYRTON & RAMSAY 1974).

Dans l'état actuel de nos connaissances, contentons-nous des remarques suivantes:

1. Le métamorphisme est le plus ancien témoin de déformation repérable. Il a duré assez longtemps pour accompagner des phases de plissement assez tardives. Des plis contemporains du métamorphisme initial n'ont pas été décelés.
2. Des plis de rétrocharriage importants se sont développés alors que le métamorphisme durait encore et, s'ils ont vraiment l'importance qui leur est attribuée ici, le Trias de la partie externe de la zone houillère n'apparaît plus comme un chaquet de lentilles plus ou moins chaotique, mais comme la couverture simple et relativement continue du Carbonifère. Chose curieuse, le contact zone houillère-zone de Sion-Courmayeur ne semble pas affecté par les plis de rétrocharriage.
3. Les plis de rétrocharriage sont suivis de déformations nécessitant un chevauchement des parties internes sur les parties externes ( $F_4$ ) et enfin de plis perpendiculaires ( $F_5$ ) montrant, en terme de coulissage, un mouvement dextre.
4. Remarquons enfin que toutes les structures assez importantes pour être cartographiées sont le résultat de plissements tardifs; elles n'ont rien à voir, dans leur détail, avec la mise en place des grandes unités.

## Remerciements

Les discussions nombreuses que j'ai eues avec mes collègues m'ont été d'une aide certaine. S. Ayrton et H. Masson m'ont éclairé de leurs connaissances tectoniques, M. Weidmann et A. Baud, de leurs grandes connaissances de la stratigraphie du Trias. Que tous trouvent ici l'expression de ma reconnaissance, de même de P. Fricker qui a mis à ma disposition tous les documents originaux dont il disposait.

## BIBLIOGRAPHIE

- ARGAND, E. (1911): *Sur la tectonique de la grande zone permo-carbonifère du Valais à la Méditerranée*. – Actes Soc. helv. Sci. nat. 94.
- AYRTON, S., & RAMSAY, J. (1974): *Tectonic and Metamorphic Events in the Alps*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54, 609–639.
- BURRI, M. (1969): *La zone de Sion–Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais)*. – Eclogae geol. Helv. 62, 547–566.
- BURRI, M., & TRÜMPY, R. (1960): *Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Valais du 13 au 15 septembre 1959*. – Eclogae geol. Helv. 53, 133–141.
- CABY, R. (1968): *Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales: subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand St.-Bernard dans la partie Sud du Val d'Aoste*. – Géol. alp. (Grenoble) 44, 95–111.
- ELTER, G. (1960): *La zone penninica dell'alta valle d'Aosta e la unità limitrofe*. – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova 22, 1–103.
- FREY, M., HUNZIKER, J., et al. (1974): *Alpine metamorphism of the Alps. A review*. – Bull. suisse Minéral. Pétrogr. 54, 247–290.
- FRICKER, P. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A*. – Eclogae geol. Helv. 53, 33–132.
- TRÜMPY, R. (1954): *La zone de Sion–Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. – Eclogae geol. Helv. 47, 315–359.

