Clivage schisteux et déformations : analyse d'un secteur clef du bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes dauphinoises)

par Jean-Pierre GRATIER et Pierre VIALON*

RÉSUMÉ. — Description et interprétation des structures d'un secteur exemplaire et représentatif des déformations qui affectent le Jurassique inférieur du bassin de Bourg-d'Oisans : aplatissement, glissements et étirements superposés aux plis successifs et au clivage schisteux régional.

Dans les remarquables structures « synschisteuses » des calcaires et marnes du Jurassique inférieur du bassin de Bourg-d'Oisans existent des zones où, sur une surface restreinte, sont rassemblés plusieurs types de déformations superposées, très caractéristiques, particulièrement bien exposées et interprétables, parfois même spectaculaires.

Le but de la présente étude est de présenter l'une de ces zones. L'association des structures y est tout spécialement claire, typique des déformations de la région et digne de devenir un exemple.

Le secteur analysé occupe environ 500 mètres de long sur les falaises qui bordent la route en corniche menant à Oulles, depuis la route nationale n° 526 (près de la Paute, village situé à 2,5 km en aval de Bourg-d'Oisans). De part et d'autre du septième lacet de cette route vertigineuse, compté à partir de l'embranchement du fond de la vallée de la Lignarre, entre les altitudes 1 000 et 1 080 mètres (coordonnées Lambert : x = 888,40 - 888,60, et y =314,35 - 314,45; carte au 1/25 000 Vizille XXXIII - 35, n^{os} 7-8), on se trouve dans les calcaires fins et marnes, noirs et monotones, datés de l'Hettangien - Sinémurien - Carixien, et où peut se distinguer un niveau plus schisteux du Lotharingien (13a-2 - 14a-3, carte géologique Vizille au 1/50 000, n° 797, J.-C. BARFÉTY, 1972).

Ces formations sont affectées par des plis isoclinaux, droits, à axes sensiblement méridiens (N. 0°-20° E), à clivage schisteux de plan axial subvertical, bien développé. Le secteur étudié se situe plus précisément sur le flanc oriental d'un anticlinal serré, assez près de la charnière majeure, dans une zone de replis dissymétriques normaux (plis d'entraînement sur le flanc de la structure majeure) où les flancs courts déterminent un « regard » vers le haut (et vers l'Ouest).

En direction de l'Ouest, ces plis se resserrent et finissent par se laminer contre le cristallin du Taillefer (le long de la limite orientale de la

^{*} Institut Dolomieu, rue Maurice-Gignoux, 38000 Grenoble.

chaîne de Belledonne-Taillefer) : accident Allemont-Ornon (carte géologique Vizille).

Immédiatement à l'amont du 7^e lacet repère, la route est dans la direction du plan de clivage. C'est donc ce débit en feuillets qui frappe immédiatement l'observateur. Le plan est assez régulier, subvertical, bien que faiblement ondulé en larges vagues correspondant à la direction de l'intersection plan de stratification So sur le plan de clivage S2¹. Dans quelques cas cette intersection est mieux marquée : la ligne matérialisée est subhorizontale, faiblement plongeante vers le Sud = b.

Une autre linéation est gravée sur le plan de clivage : elle est subverticale, et donc presque perpendiculaire, en ce point, à l'intersection b : So/S2. Elle correspond à un étirement X de la roche, marquée par des alignements de fines traces ferrugineuses de teinte rouille : granules pyriteux altérés, souvent prolongés par des cristallisations fibreuses blanchâtres (pressure-shadows) de gypse, calcite et quartz. L'extension subverticale est assez fréquemment soulignée par des tronçonnements de bélemnites ; les remplissages fibreux (quartz et calcite) entre les tronçons sont dans la direction de la linéation X.

Parallèlement à la linéation d'étirement, et perpendiculairement au plan de clivage, la roche est débitée par des fractures sporadiques, parfois striées : le plan de longrain.

En remontant la route depuis cette première zone d'affleurement on se dirige vers le Sud, en direction axiale. On remarque un plongement accru de l'intersection b; la linéation X reste subverticale, partout parallèle à elle-même : l'orthogonale entre étirement et axe du pli est de moins en moins respectée.

La route tourne ensuite sur la droite et devient presque perpendiculaire aux directions des plans de clivage S2 et de stratification So. L'observation des structures par leur tranche permet alors le distinguer la réfraction du clivage et le découpage en microlithons des différents bancs. Dans les bancs marneux, S2 est parallèle à S0 ; dans les niveaux calcaires il y a obliquité : le clivage est plus raide que la stratification pentée vers l'Est : situation normale pour un flanc oriental d'anticlinal.

On remarque aussi que le très fin feuilletage (S2 confondu avec S0) des lits argileux paraît se résoudre en quelques fissures espacées dans les bancs plus calcaires. Dans ceux-ci pourtant, la structure de la roche est tout aussi finement orientée, mais certains plans du clivage S2 y sont mieux individualisés et emplis de calcite et de quartz fibreux. Du fait de la réfraction et de la localisation exclusive de ces fissures à minéraux clairs dans les bancs calcaires, cette disposition simule des réseaux de fissures d'extension en échelon. Cela est d'autant plus sensible que cette fracturation, comme les microlithons qu'elle isole, est sigmoïde. Mais aux extrémités des fissures, là où les cristallisations disparaissent, il y a passage continu au clivage banal : Le débit en microlithons est bien dû au clivage; dans l'aplatissement et les glissements consécutifs, postérieurs à la naissance de S2, les microlithons deviennent sigmoïdes, ne s'emboîtent plus parfaitement et ménagent des vides entre eux, occupés par des cristallisations (voir fig. 1). Le déplacement relatif des microlithons est d'ailleurs très bien marqué : il illustre parfaitement l'évolution du clivage dans un matériau hétérogène.

Les glissements se produisent selon la direction de l'étirement X : cela s'observe sur les plans du clivage réfracté où la linéation X a une orientation compatible avec ces déplacements ; mais ce type de déformation se traduit également dans les remplissages quartzo-calciteux intermicrolithons. Les cristaux sont en effet en fibres sigmoïdes dont l'orientation est cohérente avec le sens des glissements, et le remplissage dans son ensemble est boudiné.

Cette observation peut être faite par la tranche, où les étranglements successifs sont caractéristiques, mais également sur le plan même de la fissure emplie de quartz et calcite. L'aspect est en effet celui de « ripple marks », où les crêtes des vaguelettes du matériau correspondent aux renflements des boudins, les creux, aux étranglements (voir fig. 2).

Deux faits sont à souligner : dans les « creux » les cristallisations de remplissage sont très fibreuses et orientées comme l'étirement général X ; la direction des « crêtes » n'est pas très régulière. En effet, les crêtes s'anastomosent en un réseau qui définit lui-même des zones renflées. Cela correspond, sur une section de la fissure emplie à un autre boudinage, presque perpendiculaire à X. Il est possible d'établir une chronologie entre ces

¹ Cette numérotation est justifiée par le nombre des phases de déformations reconnues dans la région (voir J.-P. GRATIER et al., 1973, et P. VIALON, 1974).





Fig. 1. — Microlithons sur le flanc oriental d'un anticlinal N-S. Vue en direction du N.

Remarquer : le parallélisme So/S2 dans les lits marneux ; la réfraction de S2 ; la forme sigmoïde et le déplacement relatif des microlithons des bancs calcaires ; le remplissage clair (quartz + calcite) dans les défauts d'emboîtement des microlithons et son boudinage.





étirements successifs : celui qui se produit selon X vertical est certainement le plus important et son action essentielle est récente ; mais au cours de la déformation, une étape transitoire d'allongement parallèle à b (presque orthogonal) s'est sûrement produite.

Ces étirements et boudinages se retrouvent quelques mètres en amont sur des filonnets subverticaux



 Fig. 3. — Microlithons et boudinage des remplissages intermicrolithons dans la zone charnière d'un repli d'entraînement (flanc court subhorizontal) de flanc oriental d'anticlinal majeur, vue en direction du N.
Remarquer à droite le filon boudiné.

(parallèles à S2) qui recoupent les différentes strates. Mais on les rencontre aussi dans des remplissages intermicrolithons de la tête d'un repli parasite, assymétrique et à polarité structurale normale, qui se présente alors (voir fig. 3). Ce dernier fait est assez surprenant. Sur les flancs d'un pli, plans de clivage et de stratification sont obliques l'un sur l'autre, les glissements relatifs expliquent bien la création de vides par défaut d'emboîtement entre les corps sigmoïdes. Dans la zone charnière, S2 et So sont perpendiculaires, et les microlithons ont des formes d'amandes symétriques, dont le jeu ne peut, normalement, déterminer l'ouverture de fissures. En fait on peut penser que le pli d'entraînement ne s'est dessiné que tardivement, au cours du glissement et des étirements, à partir d'un matériau où les microlithons étaient déjà réalisés (plissement par écoulement et aplatissement); ou bien que la disposition primitive du clivage, en éventail convergent vers l'axe dans les bancs argileux, divergent dans les bancs plus calcaires, conduit dans l'aplatissement ultérieur (et les glissements corrélatifs marqués par la désorganisation du plan So) au même défaut de continuité entre microlithons de charnière ; ou enfin que la strate au début de la déformation par clivage n'était pas horizontale.

Quoi qu'il en soit, ces structures indiquent un fort aplatissement, un glissement et un étirement selon la direction générale X habituelle.

Les temps successifs de cette déformation sont discernables en plusieurs autres zones à quelques mètres en amont : des bancs minces parallèles à S2 sont également boudinés. On observe que les interboudins quartzo-calciteux sont fréquemment, et inhabituellement, plus renflés que le boudin luimême. Cela traduit l'évolution suivante : 1) étirement et tronçonnement du niveau dur, et remplissage des interboudins ; 2) ce remplissage étant devenu p'us résistant (quartz et calcite) que le calcaire tronçonné, l'étirement ultérieur se produit sur cette partie plus ductible. On a des « boudins boudinés » (fig. 4).



Fig. 4. — « Boudins boudinés » d'un banc dur mince parallèle au clivage, intercalé dans des marnes plus ductiles.

Sur une cinquantaine de mètres ces diverses observations peuvent être répétées. Dans la partie qui suit, où la route devient à peu près rectiligne et un peu oblique sur les plans de clivage, se repèrent plusieurs filonnets calciteux subverticaux et de direction moyenne E-W, c'est-à-dire perpendiculaire à S2 et S0. Ces filonnets sont plissés selon des axes verticaux admettant le clivage S2 comme plan axial. Il faut admettre que ces filons représentent la trace d'une déformation antérieure au plissement synschisteux; ce dernier a entraîné le plissement et l'étirement d'un repère primitivement plan. L'étirement se traduit par un boudinage du filonnet plissé selon l'axe des replis verticaux. Le résultat est l'apparition de corps cannelés fort comparables à des tiges de bambou, où le renflement des « nœuds » est constitué par le remplissage quartzocalciteux interboudin. En effet, comme pour les étirements décrits ci-dessus, l'évolution de l'allongement provoque également un « boudinage des boudins » : amincissement tardif de la partie du pli plus ductile parce que non « armée » par le remplissage quartzeux (fig. 5).





Fig. 5. — Filonnet transversal vertical, plissé (axes verticaux, S2 régionale de plan axial de ces plis) et doublement boudiné (aspect en tige de bambou).

La dernière centaine de mètres de cette zone de la route à l'amont du septième lacet montre une variation du plongement de l'intersection So/S2. Celle-ci est représentée par les larges ondulations du plan de clivage. Elles correspondent aux formes bombées des microlithons découpés dans les niveaux calcaires. Vers le virage repère, la crête de ces ondulations était horizontale ou faiblement plongeante vers le Sud. Là se dessine une arche dans le plongement de cette ligne b (fig. 6). Ce fait matérialise le changement de plongement des axes de plis liés à S2. Du fait des constants et importants étirements et glissements subverticaux, toujours marqués dans cette zone par la linéation X et le déplacement relatif des microlithons, on pourrait mettre à leur actif cette dispersion axiale (glissements différentiels, plus importants au sommet de la courbe dessinée par la ligne d'intersection b). Cette évolution a pu effectivement jouer un rôle, mais le

relevé systématique des linéations d'intersection de toute la région paraît indiquer qu'elle est insuffisante et n'a pu qu'accentuer une organisation primitive.

En effet, la répartition des différentes valeurs de plongement de la linéation b (So/S2) examinée sur tout le bassin de Bourg-d'Oisans (plongements vers le S, le N, ou horizontaux) dessine des zones orientées à peu près E-W (N 90° à N 70° E). Cela permet de penser que les plis synschisteux, les seuls directement observables dans les panoramas de la région, se sont superposés à des structures plissées préexistantes sensiblement perpendiculaires. L'amplitude et la longueur d'onde de ces plis primitifs ont certainement été perturbés par les aplatissements, glissements et étirements congénères du clivage S2. Mais il est douteux que ces derniers seuls aient pu réorienter avec une telle régularité une linéation d'intersection primitivement plus simple, par exemple horizontale (cf. AYRTON et RAMSAY, 1974).

A l'aval du lacet, en redescendant la route, les observations précédentes peuvent être répétées. Les structures sont toujours identiques, mais il faut toutefois souligner que l'on se déplace vers le Sud et que les plongements des linéations b (toujours marquées par les larges ondulations de S2) sont constamment vers le Sud, avec une valeur qui atteint 45°. La linéation d'étirement X reste au contraire régulière et verticale. Elle est soulignée par les fissures parallèles du longrain (subverticales et perpendiculaires à S2). L'allongement du matériau se traduit en plus par un réseau de fractures subhorizontales perpendiculaires à S2 et à X (fig. 7), qui était moins évident dans la partie amont du secteur étudié.

Les modalités de cette fracturation horizontale s'observent bien dans le secteur où la route est surplombée par les falaises, peu avant les excavations creusées pour la recherche de cristaux dans de larges fissures horizontales à quartz et calcite, et où est logé un petit oratoire.

On remarque d'abord que les fractures à cristaux sont en échelon, dans un système de cisaillement





Fig. 7. — Ondulations du clivage S2 : intersections So/S2 (bombements des microlithons) plongeantes vers le Sud (vue en direction de l'Ouest, aval du lacet n° 7). Remarquer les fissures du longrain parallèles à X (vertical) et les fractures horizontales.



Fig. 6. — Arche des ondulations b (intersection So/S2) indiquant la trace d'un axe P1 transversal (vue vers l'Ouest). horizontal dextre en faisant face à la falaise.. Un peu du-dessus, une famille de fissures T moins importantes, mais de même disposition, fournit une explication : le réseau se concentre uniquement sur la crête de l'ondulation due à l'intersection b(So/S2) plongeant vers le Sud. Cette direction bdoit être considérée comme l'orientation du cisaillement local du système. La direction de X, vertical, est à 65° environ de b, alors que les fissures T en échelon sont à 45°.

Ce dispositif suggère que les fissures T sont d'extension, normalement disposées sur le cisaillement b, dextre en raison de l'orientation de l'étirement X. Si celui-ci n'est pas normalement perpendiculaire aux fentes T, cela doit être dû à l'anisotropie existant dans le plan où a lieu l'allongement et donnée par l'intersection So/S2. Cette dernière, bombement (microlithon de banc calcaire) du plan S2 où agit l'étirement, détermine et préoriente la zone de cisaillement. La rotation qui en découle (dextre en regardant vers l'Ouest) entraîne un glissement en sens contraire le long des lèvres des fissures T. Il en résulte la création de fentes de Riedel (à 12-15° de T), en échelon, dont la coalescence constitue en fait l'apparente continuité des fissures T. Celles-ci sont en effet formées par de petits gradins jointifs particulièrement nets lorsque la rupture n'est pas complète, aux extrémités_des fissures T (voir fig. 8).



Fig. 8. — Disposition en échelon des fissures T horizontales sur une ondulation b du cli vage S2. Remarquer les traces verticales de l'étirement X. Le cliché B montre le détail d'une fissure T à son extrémité : elle se résoud en un alignement de fissures de Riedel R1 en échelon, indiquant un glissement senestre selon T, inverse de la rotation dextre du système en échelon des fissures T.





Interprétation générale.

En replaçant ces déformations dans le cadre régional et dans leur chronologie, on déduit la suite d'événements suivants :

- formation de plis P1 à peu près E-W, à relier sans doute aux plissements Dévoluy et / ou Arvinche;
- --- plissements N-S, précédant le clivage. A cette période doit se rapporter une fracturation, avec remplissage calciteux consécutif, perpendiculaire aux axes. Ces filons pourraient appartenir aux déformations P1 antérieures. Cependant leur orientation E-W paraît plus compatible avec une étape précoce du plissement méridien P2, avec extension axiale ;
- accentuation de la contraction, naissance du clivage S2 ; plissement selon des axes verticaux des filonnets calciteux transversaux antérieurs.

Cette étape évolue avec l'aplatissement progressif, par étirement et glissement sur S2 essentiellement vertical, surtout en fin d'évolution : réfraction de S2 entre bancs de compétence différente, déplacements relatifs entre microlithons, remplissage quartzo-calciteux dans les défauts d'emboîtement et

Travail réalisé grâce à l'aide apportée par l'I.N.A.G. (contrat A.T.P. 32-20).

boudinage immédiat de ces cristallisations, boudinage des filons et strates parallèles à S2, boudinage des plis verticaux des filonnets précoces...

Les modalités de cette déformation par glissement sont soumises aux particularités dues à une géométrie déjà complexe de la stratification (inclinaisons dues aux P1) : microlithons non jointifs même aux charnières des plis P2, fissuration en échelon sur les ondulations du clivage obliques par rapport à X et jouant en cisaillement... Mais en outre l'étirement paraît agir en plusieurs temps : « reboudinage » des boudins dans des conditions différentes (remplissage interboudins primitifs devenant à leur tour résistants), étape transitoire d'allongement selon l'axe des plis P2 avec achèvement sur une extension verticale.

Cet historique relativement continu des déformations après création des plis P1 paraît donc pouvoir se subdiviser en deux périodes. Dans le cadre régional l'allongement majeur vertical final se relie à la création d'un clivage ultime S3, déformant S2 (strain slip). Dans le cas particulier de la route d'Oulles, S3 n'apparaît pas car il se confond avec S2 et le déplacement qu'il implique s'engage dans ce plan préexistant, ici dans une position convenable particulière (voir P. VIALON, 1974).

RÉFÉRENCES

- AYRTON (S.N.) et RAMSAY (J.G.) (1974). Tectonic and metamorphic events in the Alps (Bull. suisse Min. Pétr., vol. 54, 2/3, p. 609-639).
- GRATIER (J.-P.), LEJEUNE (B.) et VERGNE (J.-L.) (1973). Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (*Thèse 3^e Cycle*, Grenoble).
- VIALON (J.) (1968). Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de

Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné) (Géol. Alpine, Grenoble, t. 44, p. 353-366).

VIALON (P.) (1974). — Les déformations « synschisteuses » superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales (Bull. suisse Min. Pétr., vol. 54, 2/3, p. 663-690).

Manuscrit déposé le 20 février 1975.

ERRATA

Concerne la publication de Roger JAN DU CHENE, Georges GORIN et Jan VAN STUIJVENBERG, Géologie Alpine 51 (1975), 51-78 :

"Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France)".

<u>Remarque</u> : A la suite du départ à l'étranger et du changement d'adresse des auteurs, les corrections des épreuves n'ont pu être faites que partiellement. De nombreuses fautes n'ont été remarquées qu'à la réception des tirés à part.

Page	Au lieu de	lire
51/4	Palogène	Paléogène
52/g.26	Bera	Berra
52/g.30	zone des cols du Pillon	"Zone des Cols" (p.e. Col
	et Mosses (Vaud, Suisse)	du Pillon, Vaud, Suisse)
52/g.32	Bera	Berra
52/dr.9	KAPPELOS	KAPELLOS
52/dr.10	maestrichtien	maastrichtien
57/6	étape s	étages
57/11	Dinophysées	Dinophycées
58/g.37	NP 15	NP 5
58/g.38 + 40	Fasciculithes	Fasciculithus
58/dr.15	D. gemmeus	D. mohleri
63/g.2	KAPPELOS	KAPELLOS
63/dr.6	péalpin	préalpin
63/dr.20	Halicopontosphaera	Helicopontosphaera
64/dr.6	Egelhardtia	Engelhardtia
65/g.6	Fasciculithes	Fasciculithus
65/dr.8	germeus	mohleri
66/dr.8	Thanétine	Thanétien
67/g.20	Fasciculithes	Fasciculithus
67/g.32	Maestrichtien	Maastrichtien
70/g.21	KAPPELOS	KAPELLOS
71/g.21 + 41	Id.	Id.
71/dr.30	(J.VAN STUIJVENBERGJ	(J.VAN STUIJVENBERG)
72/dr.21	das	dans
72,bibliographie	ajouter	BADOUX, H. (1965) : Atlas
		géologique de la Suisse
		1:25'000, feuille 47, Mon-
		treux. Comm. géol. Suisse.
73/dr.18	um	im
74/dr.5	Bera	Berra
75/1	nichols	nicols
75/2	Fasciculithes	Fasciculithus

 Pour information, nouvelles adresses des auteurs :
- R. JAN DU CHENE : Department of Geology, University of Ife, ILE IFE, Nigeria.
- G. GORIN : Petroleum Development (OMAN) Ltd., P.O.Box 81, MUSCAT,

Sultanate of OMAN. - J. VAN STUIJVENBERG : Institut de Géologie, Pérolles, 1700 Fribourg, Suisse.