

Contribution à l'étude du Diois occidental Tectonique de la forêt de Saou et des environs de Saillans (Drôme)

par Jean SARROT-REYNAULD

La région de Saillans, située dans l'angle Nord-Ouest de la feuille Die au 1/80 000^e a fait l'objet de travaux déjà anciens de W. KILIAN et de V. PAQUIER. Plus récemment, J. GOGUEL (1946, 1947) a décrit cette région dans le cadre d'une étude générale sur le Diois et les Baronnies et ses observations sont concrétisées par la 2^e édition de la feuille Die au 1/80 000^e.

Nous avons mis à profit les stages de terrain effectués en 1959, 1960, 1961 avec les élèves du Laboratoire de Géologie de Grenoble pour préciser les rapports des différents ensembles que l'on observe dans le secteur.

La région de Saillans, limitée à l'Est par le Dôme d'Aurel que la Drôme contourne par le Nord, comporte en effet au Sud de la Drôme une grande unité structurale : l'antioclinal des Rochers de Cresta, de direction Est-Ouest, auquel fait suite vers le Sud la zone synclinale de la Forêt de Saou. Succédant à cette unité un nouvel anticlinal, celui du Gourdon Grand Delmas, vient s'infléchir vers le Sud dans la région du Roc de Couspeau.

La vallée de la Rouanne marque la limite orientale de la zone étudiée tandis que vers l'Ouest nous avons poursuivi nos recherches sur la feuille Privas jusqu'à l'extrémité Ouest du synclinal de Saou.

Au Nord de la Drôme, on peut distinguer un ensemble à fort relief dû à une ossature jurassique dans le secteur Est et une région à morphologie assez monotone dans la partie Ouest qui est formée de Crétacé inférieur.

D'un point de vue plus général, la région de Saillans se situe entre le synclinal complexe de la Forêt de Saou, le Dôme d'Aurel et les derniers plis du Vercors méridional. Il en résulte l'interférence de directions tectoniques très variées : accidents Nord-Sud du Vercors, structures Est-Ouest de la Forêt de Saou, Dômes anticlinaux d'Aurel, de Die et de Brette.

Nous avons donc cherché quelles étaient les relations existantes entre les déformations de direction Nord-Sud et celles de direction Est-Ouest, et nous essaierons de montrer la succession des déformations qui ont conduit à la structure actuelle.

La carte structurale ci-jointe (fig. 1) matérialise les principaux traits tectoniques que nous avons pu observer.

On constate tout d'abord que le synclinal perché de la Forêt de Saou n'est pas un synclinal régulier et homogène de direction Est-Ouest, et ceci ressort de la simple étude de la surface du synclinal qui est loin de représenter une surface structurale simple, mais que d'une part de nombreux accidents, décrochements ou failles, le découpent en compartiments successifs déterminant une torsion complexe de son axe et une succession de culminations et d'ensellements de celui-ci, et que, d'autre part, des replis anticlinaux et synclinaux plus ou moins marqués, correspondant, au moins à l'origine, à des plis d'axe Est-Ouest, l'affectent surtout sur sa bordure Sud dans la région même de Saou et du Pertuis de la Forêt, mais aussi dans le secteur oriental au droit du Pradou.

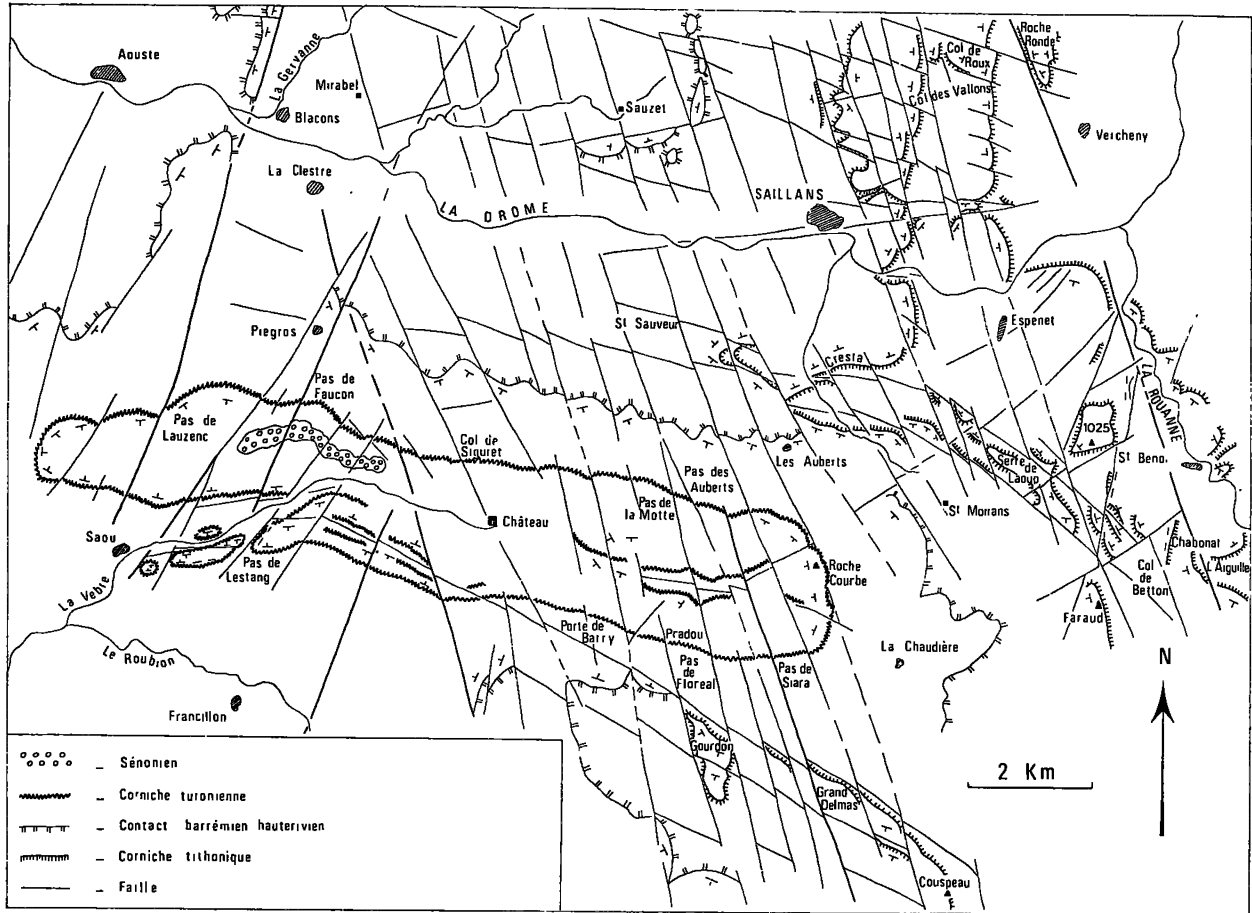


Fig. 1. — Carte structurale de la région de Saillans.

Les accidents les plus marquants sont ceux du Pas de Lauzens et de Saou qui, de direction N 30 à 45° E, correspondent vraisemblablement à des mouvements du type de ceux de la bordure Sud-Est du Massif Central et des Cévennes et se poursuivent par les accidents les plus externes des chaînes subalpines Vercors, Chartreuse.

Ils jouent un faible rôle de décrochement mais déterminent surtout l'ensellement du secteur Blacons Saou qui se traduit par un grand développement du synclinal de la Forêt de Saou dont la largeur est alors maxima.

L'ennoyage de l'axe synclinal de la Forêt de Saou d'Est en Ouest se fait d'ailleurs par gradins successifs et comporte des culminations telle celle du Pradou, mais les accidents responsables de ces décalages et décrochements parfois difficiles à

déterminer changent de direction au droit de Piégros et deviennent N 5 à 15° W.

Ces très grands accidents affectent les deux anticlinaux qui bordent, au Nord et au Sud, la Forêt de Saou et se prolongent même au Nord de la Drôme où ils semblent s'amortir dans les couches du Néocomien.

Les replis synclinaux que l'on observe dans les calcaires turoniens (selon SORNAY) entre Saou et le Pertuis de la Forêt sont affectés de failles de direction générale Est-Ouest qui ont fait éclater les anticlinaux qui les séparaient à l'origine, mais l'on assiste à une torsion importante de ces plis et des failles qui les accompagnent sous l'action des accidents transverses au synclinal principal de la Forêt de Saou.

Les axes de ces plis se tordent d'une part vers le Sud-Ouest et d'autre part vers le Sud-Est. Dans les deux cas, il se produit en même temps un relèvement des axes synclinaux vers l'Est et vers l'Ouest depuis le point bas constitué par la zone du Pertuis.

On constate alors que les replis du Pas de Lestang et du Pertuis vont faire place vers l'Est-Sud-Est à des structures analogues marquées successivement dans les grès sus-aptiens, le Barrémien, l'Hauterivien, le Berriasien et le Jurassique supérieur.

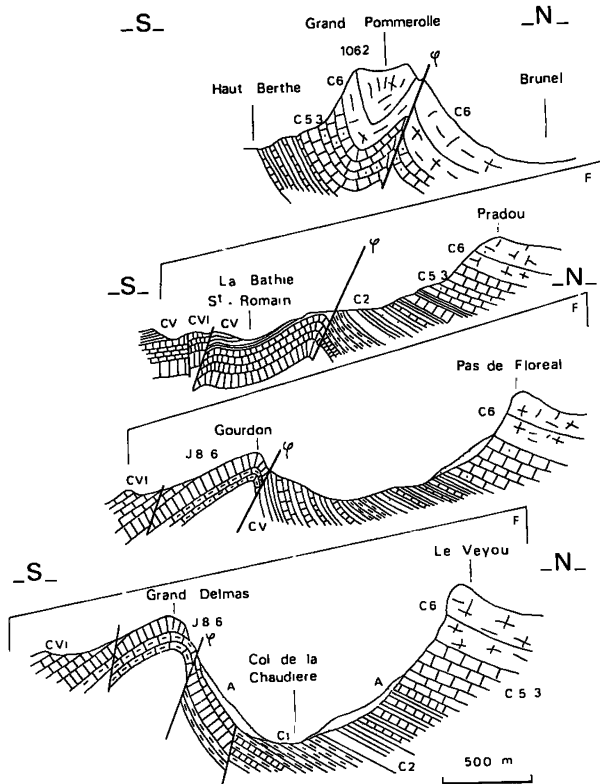


Fig. 2. — Coupes sériées au Sud de la forêt de Saou.

Le massif du Gourdon, extrémité occidentale du chaînon Grand Delmas - Roc de Couspeau, n'est en effet rien d'autre qu'un anticlinal incomplet mais complexe légèrement déversé, ou plus exactement écrasé contre le rebord Sud du synclinal turonien de la Forêt de Saou (fig. 2).

Son inflexion vers le Sud-Est se fait par une série de décalages relativement peu importants,

mais nombreux, n'excluant pas une certaine irrégularité dans le sens des rejets (col du Gourdon) qui facilitent la torsion progressive de ce chaînon et lui permettent de passer, parfois avec des déversements importants du flanc Nord de l'anticlinal à un pli sensiblement Nord-Sud au Sud du Roc de Couspeau.

Comme au voisinage de Saou, des accidents parallèles à l'axe du pli accompagnent et accentuent les déformations de la structure.

Sur le flanc Nord du synclinal de la Forêt de Saou, les observations sont plus délicates que sur le flanc Sud, du fait de l'abondance des éboulis et de la végétation, mais dès que l'on atteint la barre barrémienne, on retrouve les décrochements qui affectent le synclinal turonien et l'anticlinal du Grand Delmas et on suit assez aisément ces accidents à travers l'anticlinal des Rochers de Cresta - Saint-Sauveur.

Cet anticlinal, marqué dans la morphologie par la barre tithonique aux Rochers de Cresta, s'ennoie vers l'Ouest par une série d'accidents.

Aux Rechats, il est formé d'une voûte berriasienne et, au niveau de Saint Sauveur, le cœur de l'anticlinal faillé parallèlement à son axe est marqué dans le Valanginien.

Plus à l'Ouest, le cœur de l'anticlinal se situe dans l'Hauterivien, puis dans le Barrémien. Marqué dans les marnes du Gargasien au Sud de Blacons, il est à nouveau visible dans le Barrémien au Sud d'Aouste.

Au Nord de l'anticlinal Cresta Saint-Sauveur, la vallée de la Drôme correspond à une zone synclinale d'axe E-W faillée parallèlement à son axe au niveau de Saillans, et plus au Nord on ne voit plus de plis Est-Ouest, mais seulement des failles.

L'anticlinal de Saint-Sauveur est nettement décroché par rapport à celui des Rochers de Cresta par un grand accident qui passe à l'Est des Auberts, mais il lui fait suite vers l'Est toute une série d'accidents ayant pour un certain nombre la valeur de décrochements tandis que d'autres ne se comportent que comme des accidents à rejet vertical.

Comme l'a indiqué J. GOGUEL (1944), l'anticlinal des Rochers de Cresta subit alors une torsion importante vers le Sud-Est s'accompagnant d'étirements pour venir former le Serre de Laoup.

Cette torsion est facilitée par une série d'accidents dont un des plus importants est la faille de

Saint Moirans, et l'on peut penser que l'anticlinal de Cresta Serre de Laoup se retrouve après de nouveaux décalages dans le secteur de Chabanat et de l'Aiguille pour se poursuivre par l'anticlinal jurassique du col de Pennes (fig. 3).

Dans cette torsion de l'axe du pli, les accidents Est Ouest qui affectent l'anticlinal des Rochers de Cresta dans les Gorges de Saint-Moirans redoublant tantôt le Tithonique, tantôt le Séquanien, tantôt le Rauracien, s'infléchissent vers le Sud-Est



Fig. 3. — Montagnes de Faraud, col de Betton et anticlinal de Pennes vus des Clots.
Le Tithonique est souvent redressé à la verticale le long d'accidents très importants qui affectent les anticlinaux tel celui du Serre de Laoup-Pennes.

et jouent un rôle très important, comparable à celui des accidents qui bordent l'anticlinal Gourdon Grand Delmas.

Dans cette optique, les diverses écailles subverticales que l'on suit depuis le col d'Espenel jusqu'à l'Aiguille au Sud de Saint-Benoît en passant par les Rochers de Malvoisin correspondent à l'ancien flanc Nord du Rocher de Cresta déjà très redressé et qui peut se déverser comme on le constate au Sud d'Espenel. L'origine de ces déformations intenses peut être attribuée à la dissymétrie de l'anticlinal des Rochers de Cresta à flanc Nord subvertical, comparable à celle du Grand Delmas qui entraîne une évolution différente des deux flancs de la structure lors d'efforts ultérieurs. Le sommet coté 1 025 (ou 1 018), considéré par J. GOGUEL comme un lambeau isolé de l'anticlinal du Serre de Laoup, nous semble par contre ne pas devoir lui être rattaché mais pouvoir être interprété comme un compartiment surélevé d'une structure plus septentrionale et plus orientale à la fois que l'anticlinal Cresta-Laoup.

On constate, en effet, que la dalle tithonique à

l'Est et au Nord de Saillans est affectée par de multiples accidents tectoniques, tant Nord-Sud qu'Est-Ouest, qui déterminent encore des culminations ou des ensellements, mais il est logique de penser que ces divers éléments ont subi les mêmes torsions que les anticlinaux du Grand Delmas et de Cresta.

Il faut signaler par ailleurs que la zone désignée souvent sous le nom de faille de Saillans et située à l'Est de cette localité ne correspond très vraisemblablement pas à un accident rectiligne de direction méridienne, mais plutôt à une série d'accidents de direction N 10 à 15° W qui, recoupée par des failles voisines de la direction Est-Ouest, détermine un alignement apparent d'une série de falaises tithoniques qui n'est que fortuit. On retrouve une structure identique à l'Ouest de Vercheny où la barre tithonique extrêmement hachée dans le détail semble limitée par une faille méridienne. Nous signalerons pour terminer la description des principales structures, l'existence d'accidents dont la direction varie de N 60 à 80° E que l'on observe surtout dans le secteur à l'Est de Saillans.

Cette direction peut être liée à la présence du Dôme anticlinal d'Aurel, mais il est possible qu'elle corresponde au rejeu d'une direction ancienne comme le suggère son analogie avec celle de l'accident situé au Nord du village de Saou.

Lorsque l'on cherche à reconstituer l'histoire géologique de la région et la chronologie des diverses déformations, on se heurte à un certain nombre de difficultés d'ordre stratigraphique ou proprement tectonique.

On sait en effet que les calcaires gréseux et à silex qui forment les falaises du synclinal de la Forêt de Saou, attribués classiquement au Sénonien, ont été datés du Turonien par J. SORNAY (1950) et que les sables à lignite du centre du synclinal représentent pour cet auteur le Sénonien continental et non pas l'Eocène.

Selon que l'on admet ou non cette détermination, les interprétations se trouveront modifiées. C'est pourquoi, bien que les calcaires à silex rappellent beaucoup ceux du Dévoluy et que les sables à lignite aient un aspect bien proche de ceux de l'Eocène continental du Massif du Vercors, nous nous rangerons aux conclusions de J. SORNAY.

Une nouvelle difficulté apparaît alors pour dater les diverses déformations du fait de l'absence de tout sédiment tertiaire dans le secteur étudié.

La chronologie des diverses phases tectoniques ne sera donc que relative et basée sur les études des rejets mutuels que l'on peut observer entre les diverses structures.

On peut admettre que les premiers plis existants dans la région ont une direction Est Ouest et sont liés aux mouvements antésénoniens du Dévoluy, le Sénonien n'étant plus qu'à l'état résiduaire au centre du synclinal. Une première génération de failles Est-Ouest, probablement un peu postérieures à la formation des plis, est apparue lors d'une première phase de détente.

Peu après cette mise en place, des soulèvements peu intenses correspondant peut-être à l'ébauche des Dômes du Diois se traduisent par des dislocations diverses et en particulier par des failles de direction N 15° W qui affectent les structures existantes et provoquent l'ennoyage irrégulier du synclinal de la Forêt de Saou et des anticlinaux qui l'accompagnent vers l'Ouest.

Ultérieurement, une phase de compression, certainement postérieure au Sénonien et vraisemblablement à l'Eocène, provoque, sous l'effet de

poussées qui semblent convergentes, mais ne paraissent peut-être telles que par suite de la présence d'un môle résistant à l'extrémité Est du secteur étudié, une avancée vers le Nord des plis de la région de Saou et, par voie de conséquence, une déformation des plis anciens et des failles qui les accompagnent en les amenant à s'infléchir vers le Sud Est.

La poussée semble bien avoir été dirigée du Sud-Ouest vers le Nord-Est puisque l'on constate que tous les plis Est Ouest se déversent vers le Nord ou le Nord-Est, mais il est possible que les Dômes anticlinaux du Diois aient exagéré les mouvements en exerçant lors de leur surélévation une action de sens contraire.

A cette phase de compression intense ferait suite une phase de détente et de rajustement marquée par le rejeu des grands accidents voisins de la direction Nord-Sud pour donner des plis de même direction se mouvant sur les compartiments préexistants.

Ce n'est peut-être qu'à ce moment qu'un rejeu des vieilles directions de fracturation Est-Ouest primitives se traduirait par de nouvelles fractures. Si en effet toutes les failles de direction voisines d'Est-Ouest sont systématiquement décrochées par les directions voisines de Nord-Sud, les accidents N 60° E situés à l'Est et au Sud d'Espenel paraissent échapper à cette règle.

Quoi qu'il en soit, ce ne serait que lors des derniers mouvements tectoniques que seraient apparus les grands plis de direction Nord Sud qui viennent relayer les plis transverses tels que ceux du Grand Delmas - Couspeau et de Saint-Sauveur - Rochers de Cresta.

Pour J. GOGUEL, ces structures seraient d'ailleurs post-miocènes et, bien que nous n'ayons personnellement aucune preuve stratigraphique d'un tel âge, il semble bien que ce soit avec ces mouvements que la région prend sa configuration actuelle.

En résumé, dans la région de Saillans, les plis originellement de direction pyrénéoprovençale sont très tôt déformés par des accidents qui tronçonnent les structures tectoniques, sous l'influence de bossellements ou de gauchissements du tréfond puis par les rejeux successifs, soit verticaux, soit horizontaux de ces accidents et sous l'effet de poussées contraires venant d'une part du Sud-Ouest et d'autre part du Nord-Est la torsion des

structures principales s'amorce, pour se réaliser définitivement lors des derniers mouvements générateurs des plis du Vercors méridional.

Le caractère fondamental de la structure de la région de Saillans, qui se caractérise par l'existence de tectoniques superposées, est l'existence d'une infinité de fractures de directions apparemment très diverses qui permettent, par leurs jeux successifs, l'apparition de déformations souples dans leur ensemble.

On peut regretter l'imprécision de la chronologie établie ici dans l'ordre des déformations,

mais elle est due aux difficultés d'observation sur le terrain et à l'absence de Tertiaire dans la région.

Il semble que seule l'étude tectonique de toute la périphérie des Dômes d'Aurel, de Die et de Brette permettra de mieux connaître leur genèse et par suite l'histoire de la région dont nous n'avons pu donner qu'une esquisse. Ces Dômes, mal connus, ont eu en effet une longue évolution dont on observe les répercussions dans les divers termes de la série stratigraphique, mais leur véritable rôle dans la tectonique de ce secteur des chaînes subalpines reste à préciser.

BIBLIOGRAPHIE

- GOGUEL (J.) (1946). — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Diois (*Bull. Serv. Cart. Géol. France*, t. 46, n° 221).
- GOGUEL (J.) (1947). — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors (*Bull. Serv. Cart. Géol. France*, t. 46, n° 223).

- PAQUIER (V.) (1900). — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales (Thèse, Grenoble).
- SORNAY (J.) (1950). — Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 27, p. 35).

Laboratoire de Géologie
de la Faculté des Sciences de Grenoble
(Institut Dolomieu).
(Laboratoire de Géologie alpine associé au C.N.R.S.)

Manuscrit déposé le 30 mars 1967.