

Description des plis

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Mémoires de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles**

Band (Jahr): **12 (1958-1961)**

Heft 4

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

celle de SPRECHER (1917). Ce travail ne manque pas de mérite si l'on songe que l'auteur ne disposait guère à l'époque, que de cartes géologiques à petite échelle. Les observations nouvelles y abondent; mais, confinées dans un espace étroit le long de la trace, elles ne pouvaient aboutir à une représentation réelle de l'accident. Ce travail souffre aussi d'une idée préconçue selon laquelle le décrochement serait le résultat d'une compression longitudinale, dont l'auteur croit retrouver les effets dans l'existence de nombreux plis transversaux.

C'est aux magistrales publications d'ALBERT HEIM (1915, 1921), que le décrochement doit d'être considéré comme le type de ce genre d'accidents dans les régions plissées. C'est aussi l'opinion du même auteur concernant son origine, qui est acceptée le plus souvent. Elle admet que les décrochements jurassiens ont été causés par l'étirement longitudinal de la chaîne en relation avec sa courbure. On la retrouve, à quelques nuances près, chez la plupart des auteurs, DE MARGERIE (1936), M. BERTRAND (Légende F. Pontarlier), ainsi que dans le traité de tectonique de GOGUEL (1952). Cette explication s'accorde avec le fait relevé en 1887 déjà par DOLLFUSS, que les plis des deux lèvres ne correspondent pas, ceux du secteur oriental paraissant avoir subi un rejet d'environ 2 km vers le N par rapport aux autres.

Dans un autre ordre d'idées, COLLOT (1909) s'est demandé si le décrochement de la couverture ne coïncide pas avec un accident du substratum primaire, tandis que SCHARDT (1920) le considérait au contraire comme un accident superficiel, n'affectant que le sommet des plis, à l'emplacement d'une vallée du Rhône pliocène. Enfin pour PHILIPP (1942) l'accident de Pontarlier prend place dans le réseau de cassures de directions et d'âges différents qu'il distingue dans la chaîne jurassienne.

CHAPITRE 2

DESCRIPTION DES PLIS

Les planches et l'esquisse tectonique (fig. 1) permettent d'éviter de trop longues descriptions tectoniques, sans nous dispenser toutefois de les commenter et d'y relever les traits essentiels. Pour plus de détails on consultera les cartes géologiques à grande échelle et les études qui figurent dans la liste bibliographique, ainsi que Le Jura II de DE MARGERIE (1936).

Les caractères généraux du territoire envisagé sont déterminés par un réseau de dislocations, qui le découpent en un certain nombre de compartiments distincts. Le plus important de ces accidents est le *décrochement de Pontarlier*. Au S de Vallorbe il se divise en deux cassures parallèles, que nous appellerons, pour la commodité de la description, *faille du Pont E* et *faille du Pont W*. Dans l'ensem-

ble, le décrochement scinde le territoire en deux parties bien distinctes, le *secteur W* et le *secteur E*. A son tour, ce dernier est découpé en plusieurs compartiments par la *faille du Suchet* et la *faille d'Orbe*, l'une et l'autre parallèles à la principale ligne de dislocation, et par deux faisceaux de fractures obliques, les *failles des Fourgs* au N et les *failles de Vaulion* au S, dans le prolongement de celles du *Mormont*. Leur étude fera l'objet du chapitre suivant.

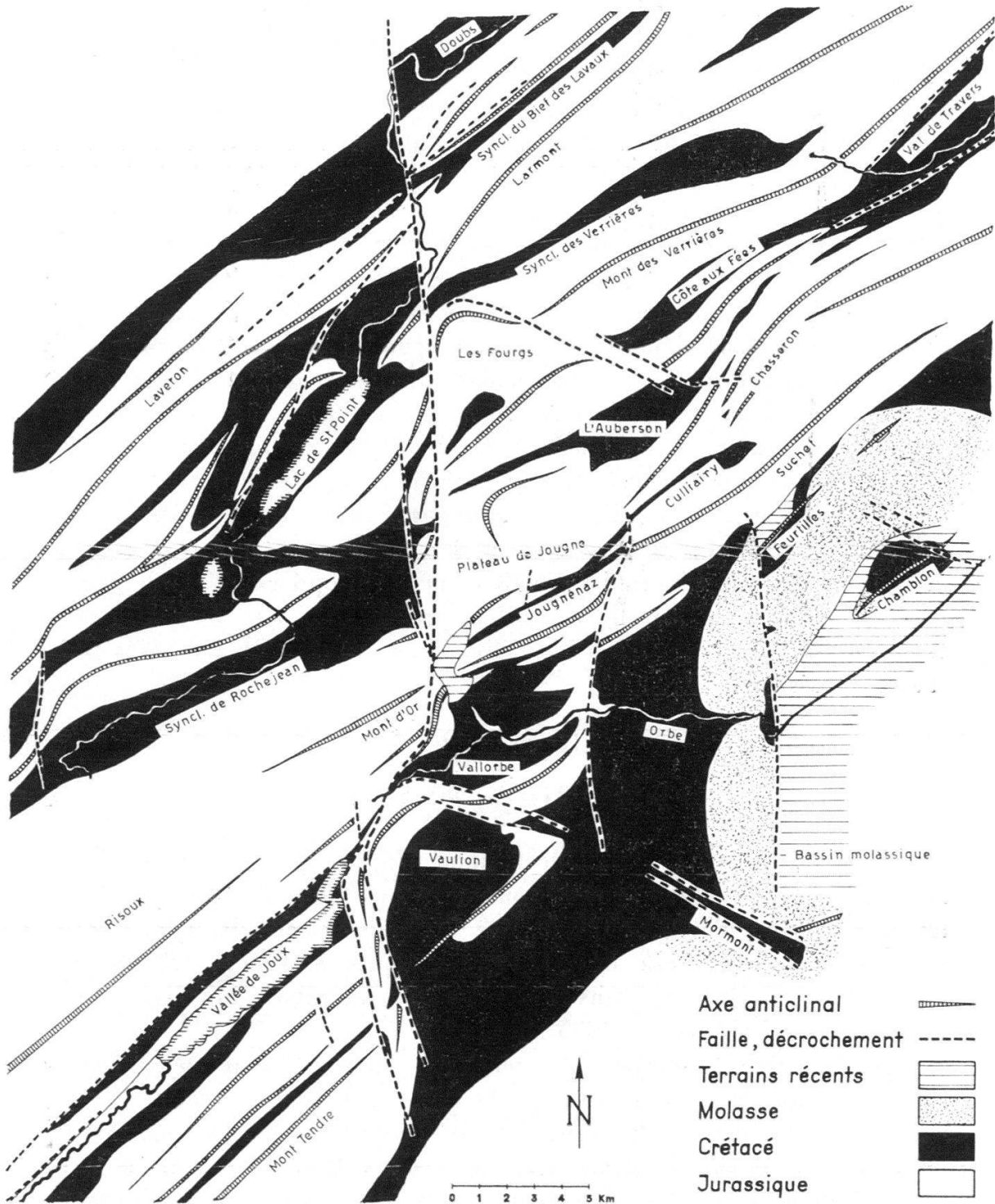


FIG. 1. — Esquisse tectonique régionale.

Ce réseau de dislocations est complété dans le sens longitudinal par un *faisceau oligocène* qui permet de distinguer une *zone interne* du côté molassique et une *zone externe* à l'opposé.

LE FAISCEAU OLIGOCÈNE.

Il comprend deux rides et le territoire intermédiaire, auxquels il faudrait ajouter des ébauches de plis de la zone interne, comme nous le verrons ultérieurement. La *première ride* a été décrite dans un précédent travail (AUBERT 1958). Dans le secteur W elle est constituée notamment par deux plis étroits, un anticlinal portlandien et un synclinal partiellement rempli de Crétacé, qui s'étendent sans discontinuité dans toute la longueur de la vallée de Joux, soit sur une trentaine de kilomètres. A la limite W de nos cartes, au bord NW du lac de Joux, nous en distinguons l'extrémité orientale qui s'effile, puis s'efface à l'E du lac Brenet, au contact du décrochement. Toutefois elle persiste, quoique très laminée, dans les escarpements du Mont d'Or où son existence est démontrée par deux pointements de Crétacé.

A l'E de la zone disloquée, la ride réapparaît dans la vallée de la Jougnenaz, où elle prend l'aspect d'un synclinal crétacé compliqué d'anticlinaux et d'écaillés jurassiques. Elle subit encore un étranglement et un rejet au passage de la faille du Suchet, au delà de laquelle elle prend fin dans le petit sillon de Culliairy, au pied N de l'anticlinal du Suchet.

Cet étroit faisceau de plis, long de plus de 50 km, est caractérisé à la fois par son style tectonique et par la présence de terrains tertiaires représentés sur la fig. 5. Ce sont des marnes (un *Helix* y a été trouvé), des molasses et surtout des conglomérats calcaires ou *gompholites*, qui ont pu être assimilés à la molasse rouge du pied du Jura¹. Leur âge est donc connu; c'est le Stampien moyen ou supérieur. Leur intérêt réside surtout dans leur situation tectonique, leurs bancs étant à la fois redressés et discordants sur des terrains crétacés ou portlandiens. Le cas le plus typique est celui du tunnel du lac Brenet (voir AUBERT 1943 ou notice explic. de la feuille Vallée de Joux), où une sorte de coussinet de marnes et de gompholites sépare la tranche d'un anticlinal de Portlandien d'un paquet charrié de Crétacé et de Jurassique supérieur. Aucun doute n'est donc permis quant à l'existence de deux phases de plissement: la première antérieure au Chattien qui paraît localisée dans la zone interne; la seconde qui se confond vraisemblablement avec le plissement général.

Outre la position des paquets de gompholite, la ride oligocène

¹ Dans une note parue en 1955, Mlle FRANÇOIS signale des gompholites dans la vallée de la Jougnenaz.

possède en propre l'empreinte des deux actions tectoniques qu'elle a subies. Contrairement à ce que l'on observe dans les plis ordinaires, le Crétacé du synclinal est disloqué, plissé ou réduit en écailles; les failles qui l'affectent ou le délimitent, irrégulières, rompues ou sinueuses, ont visiblement été déformées après coup, comme on peut le constater sur la figure 2. Dans l'ensemble, la ride oligocène se présente comme une sorte de cicatrice longitudinale, bien distincte des plis qui la bordent.

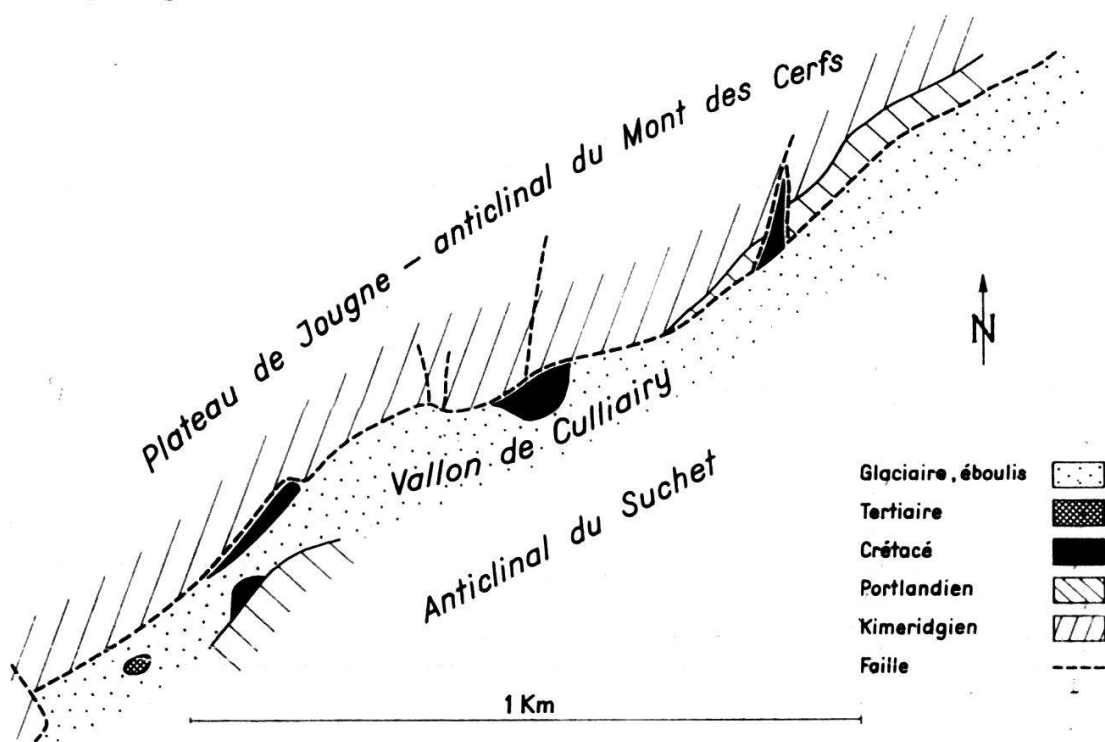


FIG. 2. — Carte géologique d'une partie du vallon de Culliairy, montrant la structure particulière de la 1^{re} ride oligocène.

Elle prend fin d'une manière confuse dans le petit bassin de Culliairy, au S de Ste-Croix, sous une couverture morainique. Il est certain cependant, qu'elle ne se prolonge pas au delà, et c'est ce qui importe, ainsi qu'on peut aisément le vérifier sur la carte structurale.

Au N de la première, s'étire une seconde ride oligocène. Elle est particulièrement nette dans la profonde coupure synclinale de Noirvaux, au N de Ste-Croix, à l'E de laquelle elle se prolonge bien au delà des limites de la carte, dans la zone complexe du val de Travers. Au moulin de Noirvaux existe un gros paquet de conglomérat et de marnes rouges à Hélicidés, attribués tantôt au Chattien, tantôt à l'Aquitaniens (DOUXAMI 1896 *a* et *b*; RITTENER 1892 et 1902), qui s'appuie au versant portlandien². D'autres formations semblables ont

² A ma connaissance, personne n'a signalé au sein du conglomérat la présence d'énormes blocs anguleux de Jurassique supérieur, ni le fait qu'au-dessus d'un niveau déterminé, tous les éléments appartiennent au Crétacé et sont soudés par un ciment grossier sans argile rouge.

été signalées plus à l'E, au Grand Suvagnier (RITTENER 1902; JEANNET 1926) et au pied du versant méridional du val de Travers jusqu'à Champ du Moulin (JEANNET 1934; THIEBAUT 1937). Partout ils reposent en discordance sur les calcaires mésozoïques et supportent la molasse.

A l'W des failles des Fourgs, la ride se retrouve dans la cuvette de l'Auberson, renfermant les mêmes argiles rouges, mais sans sédiments grossiers. Toujours dans la même direction elle se prolonge dans le petit vallon crétacé du Voirnon, puis après le rejet que lui applique le décrochement, dans le long *synclinal de Rochejean*. Or nous verrons plus loin que celui-ci est certainement antérieur au Burdigalien. Il existe donc de solides raisons de le considérer comme la partie occidentale de la ride oligocène de Noirvaux, bien qu'on n'y ait jamais signalé de gompholite.

L'existence et l'âge de ces deux rides implique nécessairement, dès l'Oligocène, la différenciation du territoire intermédiaire. Celui-ci comprend, à l'W l'*anticlinal du Risoux*, à l'E le *plateau de Jougne*; à l'origine tous deux devaient se trouver dans le même axe. L'un et l'autre ne sont pas de véritables plis, ni même des systèmes plissés. Ils ressemblent davantage à de grands plateaux de Malm, tabulaires ou faiblement inclinés, bosselés ou confusément plissés par endroits, avec une série de voussures secondaires à leur lisière SE. A l'W de la carte, cette structure indéfinie fait partiellement place à une large voûte dont la charnière coïncide à peu près avec la frontière (fig. 1).

De l'W à l'E le Risoux ne cesse de se rétrécir, sa largeur passant de plus de 10 km à la limite W de la feuille de Pontarlier, à moins de 4 km au travers de Vallorbe. En même temps l'extrémité orientale se soulève, comme le montre la carte structurale, pour aboutir à la culmination du Mont d'Or, sorte de bourrelet transversal, qui finit par s'abaisser au contact du décrochement.

Quant au plateau de Jougne, ses bancs s'inclinent aussi vers le grand accident transversal; dans la direction opposée la structure tend à se modifier. Le bord SE se relève pour former l'*anticlinal du Mont des Cerfs*, dont le profil symétrique et la forme régulière contrastent avec l'aspect cabossé du plateau. A la même hauteur, une large gouttière se dessine et rejoint le synclinal de l'Auberson (fig. 3). Remarquons encore que ces transformations, y compris le brusque élargissement de la cuvette de l'Auberson, se produisent dans le prolongement de la faille du Suchet.

Il est superflu de souligner l'importance de ce faisceau oligocène pour la compréhension de la tectonique de la haute chaîne jurassienne. Elle apparaîtra mieux encore par la suite, quand on aura relevé la dissemblance des plis qu'il délimite.

LES PLIS DE LA ZONE INTERNE.

La zone interne, comprise entre le faisceau oligocène et le bassin molassique, possède trois chaînons disposés en échelons refusés.

La *chaîne du Mont Tendre* n'est représentée sur nos planches que par son extrémité orientale. On y distingue les deux anticlinaux et le synclinal intermédiaire qui la constituent au voisinage de son interruption par les failles du Pont.

L'*anticlinal du Mont Tendre*, remarquable par sa structure parfaitement réglée et continue, bien visible sur la planche I, s'abaisse axialement à l'approche de la faille du Pont W, puis s'interrompt au contact de sa trace et d'un lambeau de Valanginien. Dans son prolongement, entre les deux failles, s'élève d'abord une sorte de bourrelet gauchi, puis au delà de la deuxième, l'anticlinal surbaissé du *Chalet Devant*, qui prend brusquement fin sous des amas morainiques, dans l'alignement des failles de Vaultion.

Le *synclinal de Vaultion*, très étroit, mais extrêmement continu dans le secteur W, s'efface par relèvement axial à l'approche de la faille du Pont W, puis réapparaît au delà de la zone broyée sous la forme d'un brachysynclinal elliptique, la cuvette de Vaultion. A l'E, il ne dépasse pas les failles de Vaultion.

L'*anticlinal de la Dent de Vaultion* (ou plus simplement de la Dent) subit des dislocations plus profondes. Large voûte à l'W, il franchit les failles du Pont presque sans s'abaisser, mais non sans se transformer radicalement. Son axe s'oriente droit au N tandis que son flanc W, entraîné par une violente torsion, chevauche les terrains crétacés de la vallée de Joux. Dans sa partie médiane, ce pli se comporte donc comme une petite nappe de charriage en forme de croissant, comprise entre les failles du Pont et celles de Vaultion. A l'E de ces dernières, il retrouve un profil à peu près symétrique, très abaissé, et se termine à son intersection avec la faille du Suchet.

Le *synclinal du lac de Joux*. Faisant suite à la chaîne du Mont Tendre au NW, ce large pli est presque entièrement dissimulé par des terrains superficiels. Au NE, à l'extrémité du lac de Joux, il est interrompu morphologiquement par le chevauchement de la Dent, sous lequel il doit continuer, ainsi que le démontre l'existence d'une fenêtre (1 km E du Pont) où pointe son flanc SE. Simultanément il subit, en profondeur, de violentes dislocations pour le détail desquelles on consultera la Monographie géologique de la vallée de Joux (AUBERT 1943). Ce doit être le même pli qui forme 250 m plus bas, au delà de la zone disloquée, le synclinal de Vallorbe, qui se prolonge en s'élargissant encore dans la vallée de l'Orbe et la région

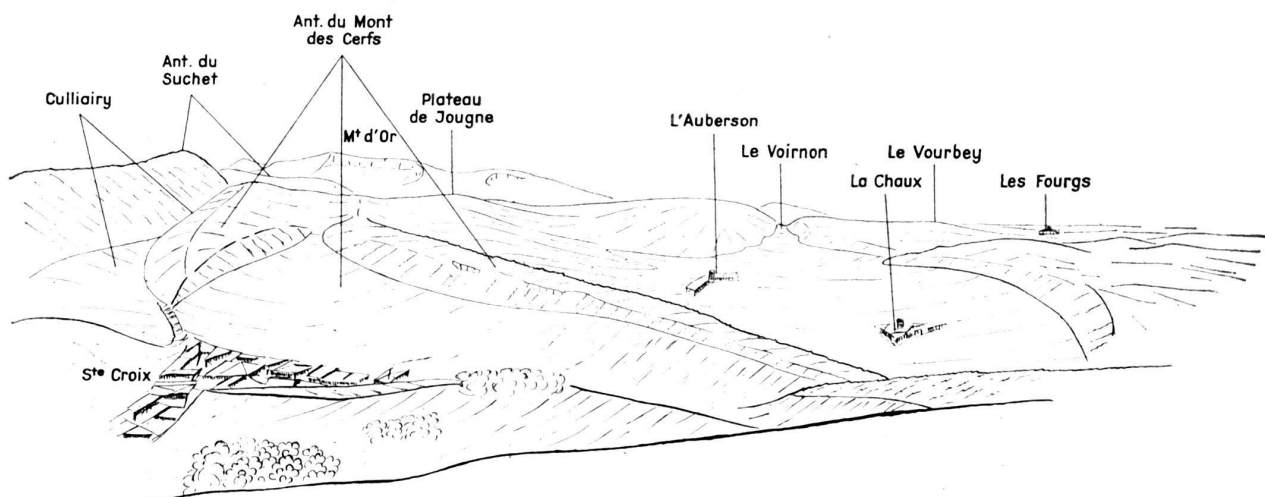


FIG. 3. — Le plateau de Jougne, vu des flancs du Chasseron vers l'W.

de Ballaigues, puis se relève et s'efface à la rencontre de la faille du Suchet.

La chaîne du Suchet. En consultant la carte structurale, on se rend compte que cette chaîne n'est formée que d'un anticlinal, celui du *Suchet*, et de quelques ondulations de son flanc SE. Ce pli a une origine exceptionnelle. Dans la vallée de la Jougne, au N de Vallorbe, on le voit surgir du placage morainique, puis par une formidable ascension axiale (500 m sur 1 km), acquérir un grand développement sur une courte distance (voir fig. 4). Nous reviendrons sur cet accident qui ne peut être que le résultat d'une dislocation inobservable en surface³.

A son intersection avec la faille du même nom, l'anticlinal subit un brusque exhaussement, accompagné d'un élargissement vers le N. Il prend alors la forme d'une large voûte entaillée jusqu'à la base par une vallée d'érosion. Au delà de cette culmination, le pli s'abaisse axialement et, dès la hauteur de Ste-Croix, se réduit à un palier du flanc méridional du Chasseron.

La chaîne du Chasseron. Cette large croupe qui sépare le sillon de Noirvaux, puis le val de Travers, du bassin molassique, n'est représentée sur nos planches que par son extrémité SW. Sur son flanc N vient se greffer un pli secondaire, l'*anticlinal du Mont des Cerfs*, qui le relie au plateau de Jougne. L'anticlinal du Chasseron prend naissance dans la cuvette de Ste-Croix. La partie septentrionale de celle-ci est une vallée d'érosion creusée dans l'anticlinal du Mont des Cerfs, tandis que son extrémité S correspond au petit bassin de Cullairy où se termine la 1^{re} ride oligocène. Son bord oriental est un versant de Jurassique supérieur festonné, dont l'un des angles rentrants est occupé par un lambeau de Valanginien figurant sur la carte géologique. Le saillant voisin s'accroît en direction de l'E, l'emporte sur les autres et finit par former la voûte anticlinale. C'est donc en bordure d'une dépression synclinale et par une forte ascension axiale, que prend naissance le Chasseron. L'analogie avec le Suchet est évidente, et dans les deux cas la cause doit être la même.

Le pied du Jura. Le pied de la chaîne est constitué dans les grandes lignes, par une dalle de Crétacé, faiblement inclinée et partiellement recouverte de molasse ou de moraine, que les failles découpent en plusieurs compartiments distincts. La principale ligne structurale de cette *rampe subjurassienne* est l'accident du Mormont,

³ Dans mon étude sur la tectonique du Mont d'Or (AUBERT 1953) je considérais cet anticlinal comme le prolongement d'un repli qui lui fait face sur le versant opposé de la vallée. Cette explication n'est plus valable du moment que sa montée axiale est connue.

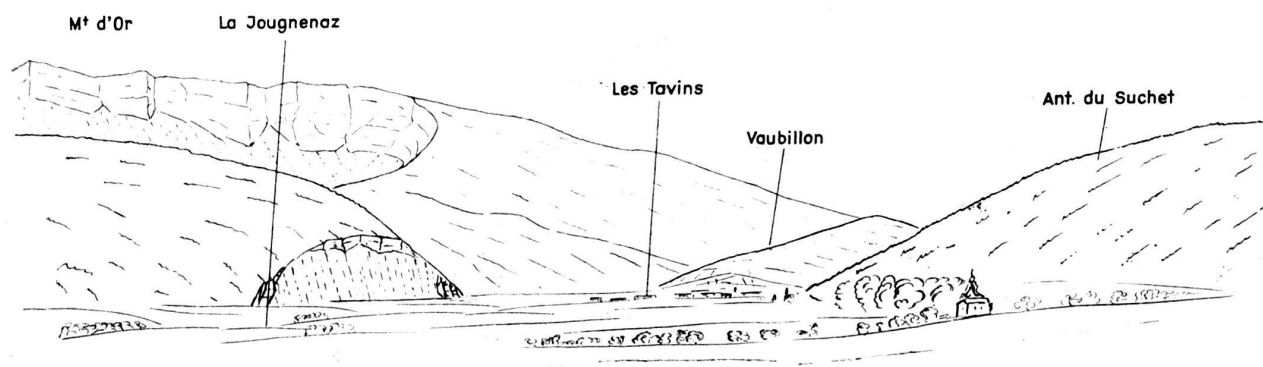


FIG. 4. — Le décrochement à son intersection avec la 1^{re} ride et l'anticlinal du Risoux. Vue au N.

La trace du décrochement suit le vallon de Vaubillon, passe par le hameau des Tavins, puis se prolonge à gauche, entre le contrefort du premier plan et le Mont d'Or. A droite, le bord du plateau de Jougne et l'extrémité de l'anticlinal du Suchet.

semblable à l'arête d'un dièdre, le long de laquelle se coupent deux plans structuraux orientés différemment : à l'W celui de *L'Isle* incliné au SE; au N celui de *Croy* qui descend doucement à l'E, entre les failles du Suchet et d'Orbe. A l'E de cette dernière, le secteur de *Rances* raccorde le Jura à la dépression de la plaine de l'Orbe. Il est interrompu par le petit anticlinal de *Feurtilles* près de Baulmes.

LES PLIS DE LA ZONE EXTERNE.

Secteur W. Les planches ne représentent que le bord oriental de ce compartiment, limité, à l'E par la trace du décrochement, au SE par la 2^e ride oligocène. Mais on en a une vue d'ensemble sur l'esquisse tectonique de la figure 1. Dans les grandes lignes, on y distingue une zone déprimée, comprise entre le Risoux et l'anticlinal du Laveron.

L'anticlinal du Laveron. Son extrémité NE rentre seule dans le cadre de notre étude. On peut constater sa complexité et son caractère disloqué à l'angle supérieur gauche des cartes. La figure 1 montre qu'il subit aussi une diminution de largeur, accompagnée cette fois d'une déviation au N, à l'approche du décrochement.

La zone déprimée. Le double rétrécissement du Risoux et du Laveron a pour conséquence l'épanouissement de la zone déprimée intermédiaire, dont la largeur passe du simple au double entre Mouthe et le lac de St-Point. Simultanément ses replis anticlinaux secondaires s'ennoient tout en se détournant légèrement vers le N (fig. 1). On voit l'extrémité de deux d'entre eux au bord W des deux cartes. Dans les intervalles apparaissent des brachyanticlinaux amygdaloïdes aux axes fortement redressés et très obliques par rapport à la direction du décrochement. La carte structurale le montre avec netteté. La carte géologique également, grâce au lambeau d'Haute-rivien découvert par SPRECHER (1917) sur la lèvre W du décrochement, 2,5 km au S de Mijoux. Dès lors, la structure de la région du lac de St-Point apparaît clairement. Au S nous avons, en bordure du Risoux, le *synclinal de Rochejean*. Le reste est une aire d'ennoyage déjà signalée par DE MARGERIE (1936, p. 937), interrompue le long du décrochement par un ourlet de brachyanticlinaux et de bourrelets, ménageant entre eux un réseau de dépressions tectoniques anastomosées.

Secteur E. Une partie du vaste territoire situé à l'E du décrochement occupe une place à part; c'est le *triangle des Fourgs*, délimité par la 1^{re} ride oligocène, le décrochement et les failles des Fourgs. Tous les plis y prennent une physionomie particulière. Le plateau de Jougne, la cuvette de l'Auberson et son prolongement dans le val-

lon du Voirnon, qui en constituent la partie méridionale, ont été décrits précédemment, en raison de leur appartenance au faisceau oligocène.

L'anticlinal du Vourbey - Vraconnaz. Dans le triangle des Fourgs, l'anticlinal du Vourbey est caractérisé par un profil presque rectangulaire, avec des flancs verticaux et une charnière à peine marquée. A l'W on le voit s'abaisser vers le décrochement, tandis qu'à l'E, après l'interruption de la faille des Fourgs, il réapparaît avec un rejet d'un km dans la voûte régulière de l'anticlinal de la Vraconnaz.

Le plateau des Fourgs - synclinal de la Côte-aux-Fées. Le village des Fourgs occupe à peu près le centre d'une grande dalle portlandienne, faiblement inclinée au S, puis brusquement redressée contre le Vourbey. On ne peut guère appeler synclinal cette région non plissée. En revanche au delà de la faille des Fourgs, elle se creuse tout en se rétrécissant pour donner le synclinal de la Côte-aux-Fées. Au bord du décrochement, la dalle portlandienne s'infléchit assez soudainement par endroits. On en trouve la preuve dans un pointement de Valanginien, à proximité immédiate du plan de faille, sur le chemin de la Chapelle de Mijoux.

L'anticlinal de Montpetot - Mont des Verrières. Au sommet du triangle des Fourgs, ce pli se réduit à une flexure qui ploie à la verticale le Malm du plateau des Fourgs, avec abaissement axial à l'approche du décrochement. Dans la direction opposée, étiré par la faille des Fourgs, l'anticlinal se prolonge par la voûte déjetée du Mont des Verrières.

Les synclinaux des Verrières et du Bief des Lavaux ; les anticlinaux du Larmont et de la Malmaison. Au delà de la faille des Fourgs, les derniers plis du secteur E parviennent jusqu'à la trace du décrochement, sans interruption préalable. La carte structurale illustre la façon dont ils s'en approchent, par un abaissement et un traînage axiaux parfaitement nets. Le plus typique est celui du Larmont dont les transformations axiales apparaissent admirablement dans la fameuse cluse de Mijoux.

CONCLUSIONS RELATIVES AUX PLIS.

Dans la région affectée par le décrochement, nous avons pu distinguer trois zones de plissement.

1. *Le faisceau oligocène*, première ébauche tectonique de la chaîne, formant une sorte d'armature longitudinale contre laquelle sont venus s'ordonner les plis plus récents. Ses deux rides sont des synclinaux complexes, plus ou moins déformés et écrasés. Le territoire intermédiaire, représenté par l'anticlinal du Risoux et le plateau de Jou-

gne, est une énorme masse inerte qui s'étend sur 50 km entre le décrochement de Morez et Ste-Croix. Il se distingue des anticlinaux ordinaires par sa structure indécise, tabulaire, bosselée ou localement plissée, ainsi que par ses changements de largeur.

2. *La zone interne* située en bordure du bassin molassique, comprend trois chaînons anticlinaux disposés en échelons refusés. Deux d'entre eux, le Suchet et le Chasseron, prennent naissance dans des zones disloquées par de brusques montées axiales. D'autre part, les anticlinaux de la zone interne sont caractérisés par leur vigueur et la déclivité de leurs flancs, fréquemment verticaux ou renversés. Ils sont les seuls à dépasser 2000 m au niveau du Purbeckien.

3. *La zone externe* se trouve au delà du faisceau oligocène. Ses plis diffèrent des précédents par leur profil surbaissé et leur altitude relativement faible; aucun ne dépasse 1700 m. Leur forme et leur amplitude varient du reste d'une région à l'autre. Dans le secteur E, au delà de la faille des Fourgs, ils ont l'aspect de larges voûtes symétriques ou déjetées au N. Dans le triangle des Fourgs, les mêmes plis s'atténuent et tendent à se transformer en plateaux peu accidentés.

La dissemblance des deux zones apparaît aussi dans leur topographie. Quand on contemple le haut Jura de l'un de ses points culminants, la zone interne se présente comme une simple file brisée et très étroite, de croupes et de sommets, dominant de près de 1000 m la plaine molassique. La surface topographique y est calquée sur la structure, à part quelques vallées anticlinales. Le contraste est frappant avec la zone externe qui, à distance, revêt l'aspect d'un plateau ondulé, tout en lignes fuyantes et en composantes horizontales. L'évolution du relief y paraît aussi plus avancée.

La même remarque est valable pour le réseau hydrographique. Celui de la zone interne correspond très exactement à la structure; les cours d'eau de drainage suivent sans exception les vallées synclinales et leurs cluses coïncident dans tous les cas avec des abaissements axiaux ou des zones broyées. On n'en peut dire autant de la zone externe où, à côté de cours d'eau de même type, il en existe d'autres comme le Doubs en amont du lac de St-Point, dont le tracé est indépendant de la tectonique. On y observe aussi des vallées sèches comme la cluse de Mijoux, telles qu'il n'en existe aucune en deça des rides oligocènes⁴.

A la fin de cette première partie, on s'étonne de découvrir une tectonique jurassienne d'une telle complexité. Au lieu du faisceau

⁴ Rappelons ce que nous avons dit dans un récent travail (AUBERT 1958) à propos des imprégnations d'asphalte, qui sont exceptionnelles dans la zone externe, tandis que dans la zone interne, on en observe un peu partout.

de plis uniformes que l'on imagine ordinairement, on distingue en réalité, dans la haute chaîne, plusieurs plissements, différant non seulement par leur position, mais aussi par leurs caractères et même par leur âge. Dans les chapitres suivants nous essaierons de découvrir les causes de cette diversité.

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES FAILLES

LE DÉCROCHEMENT DE PONTARLIER.

La tectonique régionale dépend, dans une large mesure, de cette grande dislocation, qui traverse toute la haute chaîne, de Pontarlier à Montricher, au pied du Jura. Au delà de la première de ces localités, on peut la suivre à travers le plateau et les rides du Jura central, jusqu'à la vallée du Doubs (GLANGEAUD 1949), tandis que dans la direction opposée, elle disparaît sans laisser de traces sous les terrains molassiques et morainiques du pied du Jura.

INTERSECTION AVEC LA ZONE EXTERNE.

De Pontarlier aux Hôpitaux, la trace du décrochement, presque rectiligne, conserve une direction méridienne, en dépit des déformations de ses deux lèvres. Chose étonnante pour un accident de cette importance, et relevée déjà par DE MARGERIE (1936), le plan de faille n'est visible nulle part. On se demande même s'il existe réellement ou s'il n'est pas remplacé par endroits par les zones broyées que l'on observe fréquemment.

Sur la plus grande partie de sa longueur, le décrochement est marqué dans la topographie par une coupure profondément encaissée, qui interrompt successivement tous les chaînons. En amont de Pontarlier, le Doubs y trouve un passage. Au N des Hôpitaux toutefois, la trace passe inaperçue dans un massif de Jurassique supérieur; mais sa présence y est attestée par la dissemblance tectonique des deux lèvres.

La plupart des auteurs qui ont étudié le décrochement se sont efforcés d'établir une concordance entre les plis des deux lèvres. Ainsi SPRECHER (1917) s'est donné beaucoup de peine pour démontrer que les plis du secteur W se retrouvent avec un certain décalage dans le secteur E. RAVEN (1932) en a fait autant dans son étude du décrochement des Rousses, tout en reconnaissant les difficultés de l'opération. HEIM (1921) admet aussi le raccord des plis, mais pas dans le même ordre que SPRECHER. Il est vraisemblable que c'est cette idée préconçue d'un simple décrochement, impliquant le rejet de la