TERTIAIRE

ÉOCÈNE

Je rapporte à l'Éocène, mais sous toutes réserves, l'amas d'argiles rouges que j'ai rencontré dans la vallée de Rosans, au Nord de Lépine, près du hameau de la Villette.

Ce sont des argiles d'un rouge vif, qui présentent de manifestes analogies avec celles que renferment les sables bigarrés éocènes, mais plus encore avec les sédiments à ossements de la Grive-Saint-Alban. Elles remplissent une vaste cavité, une poche creusée dans les calcaires du Bedoulien, et malgré d'attentives recherches je n'ai su y découvrir aucun fossile.

OLIGOCÈNE D'EYGALAYES

Le lambeau oligocène d'Eygalayes était, par ses gypses et ses lignites, connu de Sc. Gras qui le rapportait au Crétacé.

Ch. Lory n'en fait aucune mention et c'est seulement en 1895 [1] que je pus donner quelques détails sur son âge et sa constitution.

Il repose sur les calcaires très gréseux rapportés avec doute à la base du Crétacé supérieur, et les ravine.

Voici d'ailleurs le détail des assises que l'on rencontre dans une coupe relevée de bas en haut, le long de la route de Séderon à Eygalayes :

Deux mètres de *conglomérat* ravinant les calcaires gréseux du Crétacé sous-jacent, auquel il emprunte des éléments qui atteignent parfois la dimension de la tête.

---

[1] *B. C. G. Fr*, C. R. des Collab., n° 44, t. VII.

Grès blanchâtre marqué de points glauconieux, avec des parties lie de vin ou rougeâtres.

Trois mètres de couches marneuses lie de vin avec rognons calcaires.

Soixante centimètres de *calcaire lacustre,* bien caractérisé, avec petits silex blonds et galets de grès sous-jacents.

(Petite interruption.)

Marnes lie de vin et vertes (plusieurs mètres).

Calcaires à Limnées dont voici le détail :

Quatre mètres de calcaire blanchâtre sans silex ni fossiles.

Cinq mètres de calcaire à silex à *Limnées* et *Nystia.*

Trois mètres de calcaire en bancs minces, pas de fossiles.

Huit mètres de marnes lie de vin et vertes.

Six mètres de calcaires noduleux, à silex, *Limnées* et *Nystia.*

Six à huit mètres de marnes rouges et vertes, avec du *gypse* fibreux et des rognons de *Célestine.*

Dix mètres de marnes grises avec quelques bancs d'un calcaire brunâtre montrant de vagues traces de fossiles.

Soixante mètres de marnes grises ou jaunâtres passant dans le haut à des grès en bancs de trente centimètres, séparés par d'épais lits marneux.

Quarante centimètres de calcaire brun clair.

Cinquante centimètres d'argile noire, lignitifère.

Huit mètres de marne sableuse bleuâtre ou jaunâtre passant à des grès avec sables à morceaux de bois de *Conifères* [1].

Six mètres de marnes sableuses grises.

Trente-cinq mètres de marnes gris clair, se patinant en blanc sale, avec d'épais cordons de cailloux de la grosseur du poing et provenant en général du Crétacé moyen comme l'attestent les nombreux silex roulés.

Ces différents termes peuvent se répartir en deux groupes, à la base des marnes bariolées à gypse, Célestine et calcaires lacustres, au sommet des marnes sableuses et des cailloutis.

---

[1] Je dois cette indication à M. P. Lachmann, professeur de botanique à l'Université de Grenoble, à qui je présente ici tous mes remerciements.

A la base le facies lagunaire alterne avec le facies limnique, au sommet c'est le régime torrentiel qui s'établit.

Comme on le voit, les assises inférieures présentent une grande analogie avec l'Oligocène du ravin du Vanson près Saint-Geniez (Basses-Alpes) [1]. Les fossiles sont malheureusement tous indéterminables, ce sont des limnées plus ou moins déformées, et des moules internes de *Nystia*. Néanmoins, par analogie avec Saint-Geniez et Gignac, on est conduit à rapporter l'ensemble des couches tertiaires d'Eygalayes à l'Oligocène inférieur sans pouvoir affirmer qu'il n'empiète pas sur l'Aquitanien.

J'ai cité plus haut des rognons de Célestine. Ici cette substance se présente avec une apparence tout à fait analogue à celle qu'on lui connaît aux environs de Paris. Ce sont des masses verdâtres à cassure finement grenue.

MOLLASSE ROUGE DE BONNEVAL

Sous la désignation incorrecte mais fort commode, de *mollasse rouge,* je groupe, à l'instar de MM. Haug et P. Lory, un ensemble de conglomérats, de grès et de marnes généralement lie de vin qui affleurent dans le Diois oriental suivant une étroite bande aux environs Est de Bonneval, dans un synclinal étiré, ce qui rend parfois incertain l'ordre de succession des assises. Quoi qu'il en soit, entre le col de Terre-Rouge et le hameau de ce nom, on peut relever la succession suivante :

Sur la tranche des calcaires à silex du Valanginien supérieur reposent deux mètres d'un *conglomérat* renfermant de nombreux silex du Sénonien et du Valanginien associés à des galets d'Urgonien. Il est surmonté par des *marnes lie de vin* qui vont à l'Est butter par faille contre l'Aptien inférieur très réduit par l'étirement (v. fig. 9).

A l'extrémité méridionale de ce lambeau tertiaire, au Nord de la ferme de Merdarel, on peut relever la succession suivante :

Sur les derniers bancs du Tithonique et sans discordance bien

---

[1] *B. S. G. Fr.*, 3e série, t. XXIII, *Sisteron, passim*, et Note de MM. Depéret et Sayn.

appréciable, quoique le contact, masqué par des éboulis, puisse s'opérer à la faveur d'une ligne de contact anormal, on voit des calcaires lacustres à silex sans fossiles, blanc verdâtre, bien lités, puis des bancs de conglomérats (deux à trois mètres) et enfin des *marnes lie de vin et vertes*, tout à fait pareilles à celles de Terre-Rouge. Ici elles occupent une surface assez considérable, mais en continuant vers l'Est on trouve légèrement renversés sur ce niveau des marnes noirâtres et des grès sus-aptiens qui eux-mêmes buttent par faille (Pli-faille de Bonneval) contre l'Oxfordien.

MOLLASSE BURDIGALIENNE

Abstraction faite de la bordure tertiaire du Tricastin et du Valentinois, dont l'étude sortirait du cadre de cette monographie, à part les affleurements de Miocène inférieur de la vallée du Jabron décrits par M. Kilian et ceux des Baronnies occidentales (Montbrun, etc.) qu'a fait connaître M. Léenhardt, je ne vois à signaler que le lambeau de Mollasse à *Pecten præscabriusculus*[1] de Montaulieu.

Il affleure dans une région disloquée qui l'a préservé de l'érosion. De dimensions très restreintes, il repose sur le Berriasien et butte par faille contre du Néocomien tout à fait altéré. C'est un grès jaunâtre assez fin, mais manifestement altéré, ce qui n'a rien de surprenant puisqu'il se trouve dans le voisinage d'une masse de cargneules qui attestent de l'importance des phénomènes d'altération en ces points.

Pecten præscabriusculus Font. y est fréquent, mais je n'ai pu y découvrir d'autre fossile.

---

[1] Je dois la détermination de ce fossile à M. Depéret à qui je suis heureux d'offrir ici tous mes remerciements.

TECTONIQUE

HISTORIQUE

Les premières notions tant soit peu précises sur les plissements du Diois et des Baronnies orientales sont dues à Sc. Gras[1] qui, imbu des idées théoriques d'E. de Beaumont, reconnaît huit systèmes de soulèvements de la Drôme et en donne la direction. L'énumération n'en présente pas grand intérêt. Le premier système, Nord-8°-Est, est celui du Vercors méridional et de la bordure orientale du Désert, tandis que le cinquième, Nord-76°-Ouest, correspondant à l'axe de la forêt de Saou, celui auquel se rattachent aussi les dislocations Est-Ouest des Baronnies, du Diois et du Valentinois, est parallélisé avec les Pyrénées. Les aires synclinales ont également attiré l'attention de Sc. Gras, qui explique leur formation par la coexistence d'axes de soulèvement juxtaposés de façon à former un polygone. Enfin, dans les considérations générales qui terminent son ouvrage, de l'absence de mollasse miocène dans le Diois et les Baronnies septentrionales et du redressement de ses assises sur le pourtour de celles-ci à Nyons, il conclut à l'existence de deux soulèvements d'époques très distinctes, le premier antérieur aux dépôts tertiaires, le deuxième postérieur.

Les diverses notes de Ch. Lory, à partir de 1852, donnent parfois quelques indications sur les plis du Diois, notamment sur la structure des environs de la Charce, mais comme ces notions éparses ont

[1] *Stat. min. de la Drôme*, pp. 26 et suivantes.

été réunies dans la *Description géologique du Dauphiné*, c'est à l'analyse de la description orographique que l'on peut se borner.

Le savant géologue distingue dans les *chaînes secondaires du Dauphiné* une division du Sud correspondant au Valentinois méridional, au Diois et aux Baronnies, en les faisant s'étendre jusqu'à la Durance. Cette surface, comme on voit, correspond, sauf pour le Sud Ouest, exactement à mon champ d'étude. Elle était caractérisée notamment par l'absence de calcaires urgoniens et l'absence de marnes aptiennes. Également sous l'influence dominatrice des idées d'E. de Beaumont, il passe à l'étude des directions de soulèvements.

La direction des chaînes étant plutôt Est-Ouest que Nord-Sud, les traits principaux de la configuration du sol se coordonnent au système pyrénéo alpin ou au système des Alpes orientales.

Pour l'auteur, ces systèmes de dislocations rattachent étroitement la structure orographique du Midi de la Drôme à celle de la Provence ; « ces dislocations ne semblent être que les résultats de la terminaison lointaine des grandes ondulations dont les principales actions soulevantes se sont produites dans les Pyrénées, dans les chaînes de la Provence, dans les Alpes maritimes et dans les Alpes orientales. De la combinaison des directions Nord-Sud du Vercors et Est-Ouest des Pyrénées, l'auteur déduit l'allure de ce réseau de chaînes et de fractures de cette partie du Dauphiné qu'il qualifie de *champ de fractures*.

Cet aperçu, vraiment remarquable par la sagacité de l'observation et la justesse des vues qui en sont déduites, se termine par des tentatives de rapprochement entre les directions des principaux plissements des montagnes de la Drôme et certains systèmes de soulèvements d'E. de Beaumont.

Ch. Lory étudie également les *vallées elliptiques*, qu'il rapproche des *vallées de plissement* du Jura, et dont il note la direction Est-Ouest. Abordant ensuite l'étude du Valentinois, au bassin du Roubion, il y signale les aires de Saou et de Dieulefit, séparées par le dôme de Pont-de-Barret. Le Diois est étudié à son tour ; la présence du large bombement anticlinal jurassique dans lequel coule la Drôme, en amont et en aval de Die, est indiquée brièvement. Puis les principales aires du Diois et des Baronnies sont sommairement indiquées, mais sans indications sur leurs particularités.

Parmi les coupes qui accompagnent cet ouvrage, il en est une

(Dauphiné, pl. III, fig. 5), de Châtillon-en-Diois à Lus-la-Croix-Haute, dans laquelle le large synclinal de Creyers est assez exactement figuré. La figure 6, d'Establet par la Charce à la crête de Lépine, donne une idée assez exacte de l'anticlinal d'Establet ; mais à partir de l'affleurement du Crétacé supérieur, la coupe perd beaucoup en précision ; l'inclinaison du pli-faille n'est pas figurée, et les deux lèvres sont constituées par du Jurassique.

Le profil d'Aouste à la Roche-Saint-Secret (figure 7) figure assez fidèlement l'aire synclinale de la forêt de Saou ; par contre, le brusque plongement des couches néocomiennes du pourtour du dôme de Pont-de Barret n'est pas indiqué ; néanmoins cette succession donne une idée assez juste de l'allure des dislocations du Valentinois méridional.

Les notes de Reynès, Hébert, Dieulafait, M. Velain, consacrées à la Paléontologie stratigraphique, ne renferment qu'accidentellement des données relatives à la Tectonique. Il en est de même de la Thèse de M. Fallot.

L'*Essai sur l'Orographie des Alpes occidentales*, de Ch. Lory, ne contient pas de détails nouveaux sur les chaînes subalpines de la Drôme, qui y sont traitées en peu de lignes.

En 1889, M. Kilian [1] a décrit l'anticlinal du Nord dans sa partie méridionale, et fourni quelques détails sur l'allure générale des plis de chaînes de la Drôme.

Dans sa remarquable *Étude sur les régions naturelles des Alpes* [2], M. Haug a admis la continuation des plis méridionaux du Diois au delà du Rhône, le long du Plateau central, au voisinage duquel ils s'infléchissaient de façon à lui devenir parallèles. Cet ensemble était le faisceau des *plis ardesciens*. Plus loin, l'auteur essaie une délimitation du Diois d'avec le Vercors, et signale comme trait caractéristique du premier la prédominaison des bassins elliptiques.

L'année suivante, cet auteur, dans une intéressante note [3], a montré que, sur la rive gauche du Buech, on avait la trace de plissements préoligocènes auxquels se superposaient des plis perpendiculaires de la fin du Miocène.

---

[1] *Lure, passim.*

[2] *Ann. de Géographie*, 1894.

[3] Coexistence dans le bassin de la Durance de deux systèmes de plis conjugués, d'âge différent (*C. R. Acad. des Sc.*, 1895).

Cette même année, lors de la Réunion de la Société géologique à Sisteron, M. Kilian a résumé les connaissances acquises sur le Diois et les Baronnies, et a notamment fait observer que la présence de mollasse marine miocène pincée dans les plis méridionaux de cette région attestait des efforts qu'ils avaient subis après le dépôt de ces sédiments, contrairement à l'opinion de quelques-uns pour lesquels ces dislocations étaient d'âge préoligocène.

Enfin j'ai eu l'occasion de faire connaître chaque année, dans le *Bulletin du Service de la Carte géologique* (C. R. des Collaborateurs), les principaux résultats de mes explorations, que l'on trouvera reproduits dans la description qui va suivre. Là aussi trouveront leur place certaines mentions qui, à cause de leur importance secondaire, n'ont pu figurer dans un exposé historique général.

BARONNIES

(Pl. I [1])

Comme on l'a vu dans les pages consacrées à l'orographie, le trait caractéristique de la topographie du Diois et des Baronnies est la présence de ces vallées elliptiques qui, au point de vue tectonique, correspondent à des aires synclinales. Ces dépressions, donnant ainsi à l'oroplastique de la contrée sa physionomie, vont devenir les centres autour desquels seront groupés tous les accidents tectoniques, de telle façon que l'aire synclinale est en quelque sorte l'élément tectonique au même titre que la vallée elliptique représentait l'élément orographique.

Dans les pages qui vont suivre, je me bornerai donc à décrire chacune de ces aires synclinales, à mentionner les accidents qui les affectent, ainsi que leur bordure, et, à la suite de cette description, aussi brève que possible, j'essaierai de présenter une tentative de synthèse des faits dont la succession aura été ainsi déroulée.

Dans cet exposé, je ne m'écarterai point de l'ordre suivi dans le chapitre affecté à l'orographie, et c'est par l'aire synclinale de la Méouge que je commencerai.

VALLÉE DE LA MÉOUGE

Anticlinal du Nord de Lure. **A**[4]. — Je conserverai à ce pli la dénomination sous laquelle M. Kilian[2] puis M. Haug[3] l'ont désigné.

En 1888, M. Kilian (*l. c.*) en a donné d'abord une coupe complète

---

[1] L'échelle des longueurs est le 80,000e, celle des hauteurs le 60,000e.

Autant que possible les coupes ont été groupées de façon à se succéder de l'E. à l'O. et du S. au N.

[2] *Lure*, pp. 349 et suiv. et p. 379.

[3] *Thèse*, pp. 179 et suiv.

[4] Les majuscules sont réservées aux anticlinaux, les minuscules aux synclinaux, et cette notation est reproduite sur les planches de coupes et la carte des dislocations.

à la hauteur de la cluse de Séderon ; on y voit figurer les accidents qui affectent son flanc Sud, mettent en contact notamment le Néocomien avec l'Oxfordien de l'axe de ce pli et isolent sur ce même flanc un anticlinal secondaire jurassique.

Plus loin, page 370, il a donné du même pli une coupe complète à la hauteur du col de Macuègne et de la montagne de Barges; on y voit toujours un déversement vers le Sud, et cette tendance est beaucoup plus marquée dans la coupe du bassin de Séderon, à la hauteur du Goure, où tout le flanc Sud est morcelé par des plis-failles (p. 371). Enfin (p. 372), une nouvelle coupe, passant à l'Est de Séderon, montre le pli-faille de Lure amenant en contact l'Hauterivien contre le Tithonique du flanc Sud.

En outre, le même auteur a figuré les aspects successifs de sa retombée Sud (pp. 350 et 351), comprise entre Séderon et Sisteron, et a conclu à l'âge pré-miocène de son premier ridement (pp. 395 et 409). M. Haug en a suivi la continuité jusqu'au sommet des Mouges, et il a surtout précisé l'âge d'un fait de grande importance, non seulement pour l'histoire de ce pli, mais même pour celle de la région, en montrant (Thèse, pp. 135, 136) que cet anticlinal, ainsi que les synclinaux de Reynier et de Feissal qui le flanquent, était ébauché non seulement avant le dépôt de la mollasse helvétienne, mais avant même celui de la mollasse rouge oligocène.

Il nous reste maintenant, toujours d'après MM. Kilian et Haug, à rappeler brièvement de quelle façon se terminent, à l'Est, ces accidents. Le lecteur trouvera dans la *Note sur la structure de la montagne de Lure et des environs de Sisteron* [1], un exposé très complet et très fidèle de la question ; il me suffira de rappeler que, d'après ces auteurs, le système des plis de Lure et du Jabron s'incurve vers le Nord-Est et se trouve alors recouvert par la lèvre occidentale d'une série de plis-failles inverses, couchés vers l'Ouest et dirigés Nord-Ouest Sud-Est. « Le phénomène des *Écailles* ou chevauchements vers l'Ouest se reproduit, ainsi que l'a fait voir M. Haug, un certain nombre de fois en arrière de ce premier refoulement, et des plis différents se relayent parfois pour constituer le bord déversé. Il y a donc eu dans cette région, à la fin de l'époque tertiaire, une puissante ma-

---

[1] *B. S. G. Fr.*, 3e sér. t. XXIII, 1896, p. 642 (Sisteron).

nifestation orogénique qui est venue masquer partiellement les plissements subalpins, également post-miocènes, en en occasionnant le recouvrement ».

Tels sont les termes dans lesquels M. Kilian a magistralement retracé les rapports des plis des Baronnies méridionales et du bord occidental refoulé de la « zone du Gapençais », qui appartient déjà aux chaînes alpines.

Je vais maintenant présenter une description de l'anticlinal du Nord en commençant par la cluse de Séderon. Comme l'indiquent les tracés de la feuille le Buis, l'anticlinal du Nord, à la hauteur de ce village, se présente comme un anticlinal oxfordien sur les flancs duquel le Berriasien au Nord et le Néocomien au Sud viennent butter par contact anormal. Au Nord, il s'agit d'une dislocation locale qui cesse bientôt, tandis qu'au Sud on est en présence d'une zone faillée, le pli-faille de la montagne de Lure, qui vient ici intéresser l'anticlinal du Nord.

Au sommet de la Pare, la boutonnière oxfordienne se referme, et tandis que la retombée Nord se présente avec une faible inclinaison, la retombée Sud, très redressée, est légèrement brouillée par la terminaison de la ligne de fracture dépendant du pli-faille de Lure et passant près de Montfroc. En outre, la ride anticlinale, simple jusque-là, va dégénérer en une véritable zone anticlinale complexe par l'apparition successive de plissements secondaires. Sur son flanc toujours déversé vers le Sud, le premier et le plus méridional d'entre ces plis est l'anticlinal tithonique qui commence à quelques kilomètres à l'Est de Montfroc (pl. I, fig. 1), il constitue le sommet coté 1003, forme les escarpements que l'on voit au-dessus de Curel et vient enfin se terminer par un bombement berriasien au Nord de Saint-Vincent-de-Noyers. Comme structure, ce pli nous représente un anticlinal isoclinal vertical ou déversé vers le Sud et dont le flanc méridional est étiré au point que le calcaire à *Phylloceras Loryi* vient affleurer par suite de l'amincissement extrême du Tithonique.

Au Nord et parallèlement à ce dernier pli, mais moins long, naît vers le sommet 1540 un nouvel anticlinal tithonique qui constitue le sommet 1394, au-dessus du col de Lachau, puis passe au point 1435 pour aller enfin finir plus au delà du hameau de Mourières. L'étroit synclinal qui sépare ces deux saillies jurassiques ne renferme que des marnes valanginiennes parfois méconnaissables.

Le synclinal qui accompagne le flanc Nord du deuxième anticlinal jurassique ne montre également que des marnes valanginiennes jusqu'au col de Lachau, côté Est, mais en ce point surviennent de singulières complications. Le pli s'élargit et renferme alors toute la série néocomienne jusqu'aux marnes aptiennes ; mais en même temps un étirement local amène en contact l'Aptien supérieur à *Belemnites semicanaliculatus* avec les marnes valanginiennes qui, devenues noirâtres, seraient difficilement discernables des précédentes si on n'y rencontrait *Hoplites neocomiensis*. Cette série néocomienne se poursuit dans le fond de la vallée du château de Montauban, toujours déversée vers le Sud comme les accidents précédents, puis, au col dominé par le sommet 1435, cesse brusquement pour n'être plus représentée que par du Valanginien, dans lequel se creusent les ravins de Mourières. Enfin, au Nord de Saint-Vincent-de-Noyers, au quartier nommé « sous les Roches », se dessine un synclinal néocomien qui paraît n'être autre chose que la continuation du précédent ; son noyau est constitué par des marnes aptiennes, mais, détail singulier, il cesse très brusquement vers l'Est, au moment où il atteint son maximum d'amplitude. Cette disposition rappelle celle qu'offre le synclinal aptien qui s'étend entre Saint-Vincent-de-Noyers et Noyers-sur-Jabron (*Lure*, p. 376) ; on y voit également, sur le flanc Ouest, le Néocomien inférieur réapparaître brusquement à la faveur d'un pli-faille qui fait butter les marnes aptiennes contre le Valanginien.

Avant de reprendre l'étude du pli principal, je suis obligé de mentionner pour mémoire, au Nord des deux précédents, un troisième anticlinal tithonique beaucoup moins important ; il commence au col des Chaux, où sur son flanc Sud le calcaire à *Am. Loryi* butte un instant contre le Berriasien, et cesse au col de Lachau après une durée de trois kilomètres.

Du sommet de la Pare à la montagne Nauturière, sur le flanc Nord de l'anticlinal principal, se montre une vaste surface peu inclinée, blanchâtre et dénudée, de calcaires berriasiens, dans laquelle le ruisseau du col de Lachau a creusé jusqu'au Rauracien une étroite cluse ; néanmoins, au Sud de Lachau, ce même Berriasien, peu avant de disparaître sous la série néocomienne, s'entr'ouvre encore pour laisser apercevoir le Tithonique qui montre une tendance au déversement vers le Nord. Cette disposition, déjà bien nette à l'issue de la

cluse de la cascade des Chanaux, s'exacerbe au point que bientôt les calcaires à *Phylloceras Loryi* surplombent, à la faveur d'une petite faille, le Valanginien et toute la série néocomienne renversée (fig. 2). Sous cette longitude, le profil complexe qui nous occupe est celui d'un anticlinal déversé au Nord et au Sud sur les synclinaux qui le bordent. Cette apparence d'éventail ne dure d'ailleurs pas longtemps, et à la hauteur de la tour ruinée qui domine Lachau, le flanc Nord a repris son inclinaison normale, et l'anticlinal principal est de nouveau ouvert jusqu'à l'Oxfordien qui constitue une dépression dominée par la montagne Nauturière (fig. 3). En ce point, sur son flanc Nord, naissent des plis accessoires assez courts mais aigus et déversés vers le Sud ; on observe d'abord, au Sud du château de Montauban, un synclinal berriasien qui va se terminer au sommet 1543, et qui est séparé du synclinal aptien décrit plus haut par un anticlinal du Tithonique constituant l'arête de la montagne du Pré-du-Muou. C'est ainsi que, sous cette longitude (fig. 4), l'anticlinal du Nord se compose en réalité d'un ensemble de *quatre anticlinaux jurassiques* séparés par *trois synclinaux néocomiens*, éléments tous isoclinaux parfois très étirés et tous déversés vers le Sud. Cette structure se simplifie rapidement vers l'Est et à la hauteur d'Eourres, un profil montre une large boutonnière oxfordienne représentant l'élément principal, tandis que sur le flanc Sud persistent les deux anticlinaux jurassiques les plus méridionaux ; néanmoins ils ne tardent pas à s'éteindre, et une coupe passant à la hauteur de Couais et de Saint-Vincent n'offre plus qu'un large anticlinal jurassique béant, sur le flanc Sud duquel s'étale le synclinal aptien de Sous-les-Roches qui cesse bientôt. L'anticlinal du Nord, après nous avoir présenté une structure assez complexe, n'est plus alors constitué que par un pli unique et d'allures très tranquilles ; c'est d'ailleurs sous cet aspect qu'on peut l'étudier à l'Est de Ribiers.

Synclinal de la Méouge. a.

Au pied de l'arête que constitue l'anticlinal du Nord dont je viens d'esquisser les caractères s'étale le large synclinal de la vallée de la Méouge, dont l'axe est dirigé du Nord au Sud. Il passe par les hauteurs de Mévouillon, Lachau, et à partir de l'entrée des gorges de la Méouge, est suivi approximativement par la rivière de ce nom.

Le terrain le plus récent qu'il renferme est la mollasse à *Pecten præscabriusculus* (M. Léenhardt), qui constitue une petite butte à l'Ouest de Mévouillon et repose directement sur le Cénomanien, mais l'affleurement tertiaire le plus étendu est celui de l'Oligocène d'Eygalayes, reposant en concordance sur les grès blanchâtres à silex qui représentent la partie terminale du Cénomanien ou l'extrême base du Turonien. Il butte à l'Est par faille contre le Cénomanien moyen ; c'est à cette dénivellation que les sédiments en question doivent de n'avoir pas été plus réduits par l'érosion. Tout le fond de la vallée, qui en est d'ailleurs la seule partie cultivable, est ainsi occupé par le Cénomanien et le Tertiaire ; avec les assises de l'Aptien inférieur commencent les pentes des flancs de la vallée qui se terminent par des crêtes tithoniques. Comme le montre la coupe (fig. 2), l'allure de ce synclinal de Mévouillon est assez tranquille jusqu'à Lachau, sauf le léger accident transversal indiqué plus haut ; néanmoins son flanc Nord est parfois légèrement étiré.

En réalité, le synclinal de Mévouillon-Lachau, brusquement rétréci à Gresse, et isolé sur chaque flanc par des failles preque continues, se prolonge, indiqué par les affleurements gargasiens de la Rochette, jusqu'au Sud de Sainte-Euphémie, et dans son ensemble décrit donc un arc de courbure assez douce, à concavité tournée vers le Nord.

Anticlinal de Chanteduc. **A'**.

A l'Est de Lachau, le synclinal jusqu'ici unique se dédouble ; la branche Nord, qui a été considérée plus haut comme la principale, se continue par les affleurements néocomiens de Salerans et de Barret ; quant à la branche Sud, c'est un synclinal néocomien d'allures assez tranquilles qui borde le flanc Nord de l'anticlinal du Nord et va se terminer par les affleurements valanginiens de Rougnouse. Entre ces deux plis s'étend l'anticlinal jurassique de Chanteduc, qui, du mont Burlet au sommet de Chanteduc, montre une boutonnière ouverte jusqu'aux marno-calcaires rauraciens, affecte ensuite la série néocomienne et vient cesser à Lachau.

Anticlinal de Chabre. **B**.

Sous cette désignation on peut décrire le pli qui sépare le synclinal de la Méouge de celui d'Orpierre. Depuis Laragne jusqu'au

hameau de Chevalet (fig. 4), nous n'en connaissons que le flanc Sud, constitué par la portion Est de la crête tithonique de Chabre, et sur lequel s'étalent les larges collines néocomiennes de Barret-le-Haut et de Salerans. Son front Nord domine la vaste surface de marnes oxfordiennes et calloviennes de la basse vallée de Céans. A la hauteur de Chevalet-le-Haut (fig. 5), les étages supérieurs du Jurassique de la retombée Sud du pli ont résisté à l'érosion, ils constituent une crête parallèle à l'arête de Chabre et séparée d'elle par une boutonnière oxfordienne qui ne cesse qu'au delà du synclinal de Ballons. L'anticlinal s'est alors refermé et son affleurement tithonique se continue jusqu'au col Saint-Jean où, de nouveau, une large ouverture fait affleurer les marnes oxfordiennes jusque sous l'escarpement Est de Chamouse. Le Tithonique du flanc Nord constitue alors la montagne d'Herc; quant au flanc Sud, il devient le siège de plissements accessoires très intenses tout à fait comparables à ceux de l'anticlinal du Nord, mais infiniment plus courts. Le village d'Izon étant bâti sur l'un des affleurements tithoniques qui jalonnent ces plis, je désignerai cette singulière surface, où se sont accumulées les rides, sous le nom de *zone plissée d'Izon*. Ces accidents n'ont d'ailleurs qu'une importance tout à fait secondaire, je ne m'attarderai pas à les décrire tous en détail, la coupe (fig. 1) en donnant une idée bien suffisante. Il s'agit en effet d'un faisceau de huit plis accessoires dont les axes anticlinaux sont ouverts jusqu'à l'Oxfordien, tandis que les synclinaux renferment la série infra-néocomienne jusqu'à l'Hauterivien. Comme la striction a été intense, ces divers termes de la série y sont parfois devenus méconnaissables à la suite des efforts qu'ils ont supportés ; les étirements y sont fréquents, les disparitions complètes d'étages entiers s'y observent et, fait assez singulier, c'est parfois la partie calcaire du Jurassique supérieur qui se trouve totalement éliminée par etirement, de façon que les marnes oxfordiennes sont en contact avec les assises du valanginien devenues noirâtres et schisteuses comme elles.

Si donc on remonte le ruisseau d'Izon à partir d'Eygalayes, après avoir traversé successivement les différents termes de la série crétacée, on rencontre à sa gauche, avec une assez forte inclinaison, la barre tithonique du flanc Sud de l'anticlinal de Chabre. Sur l'autre rive du torrent, au lieu de la continuation de la même barre, la berge est constituée par le Barrémien et l'Aptien renversés ; pour retrouver le Tithonique il faut parcourir encore neuf cents mètres.

Bien que des éboulis et des alluvions masquent presque complètement l'accident lui-même, il est aisé de voir qu'ici le flanc Sud de notre pli est intéressé par une sorte de décrochement qui naît à la hauteur d'Eygalayes et qui a été postérieurement suivi par le ruisseau d'Izon. Cet accident paraît commencer près d'Eygalayes et se poursuit manifestement jusqu'à deux kilomètres de là avec une orientation Nord-Est Sud-Est qui est exactement celle de la grande faille du col de Perty. Il est alors permis de se demander si ces deux lignes de contact anormal ne représentent pas le même accident transversal qui, entre Eygalayes et le col de Roubuouse, serait alors jalonné par l'extrémité de la zone plissée d'Izon, cessant en effet brusquement comme si une cassure, actuellement indiscernable au milieu des marnes oxfordiennes, avait préparé les voies à l'érosion.

Après avoir franchi l'étroit du ruisseau d'Izon, on rencontre sous la barre calcaire jurassique, les marnes oxfordiennes sur lesquelles est bâtie la maison Julien, puis bientôt se montre, renversée, une nouvelle barre de calcaire comprenant du Séquanien au Tithonique ; c'est le premier pli d'Izon. Sous ce Tithonique s'observent des marnes noirâtres dans lesquelles on reconnaît quelques vestiges de *Hoplites ;* c'est le synclinal valanginien de la maison Jarjaye ; non loin de là réapparaît un petit anticlinal jurassique dont le flanc Nord a été complètement étiré, puisque l'Oxfordien en est en contact avec le Néocomien du synclinal suivant. De nouveau le Jurassique affleure, cette fois moins malmené par l'étirement, et assez complet pour constituer une première barre verticale qui traverse comme un mur le torrent et va se raccorder sur l'autre rive avec les mêmes assises, seulement ondulées.

Dans l'étroite combe oxfordienne qui s'ouvre dans son sein se trouve l'ancien village d'Izon, abrité contre une nouvelle barre déchiquetée en immenses dents d'une grande âpreté de lignes ; c'est le Kiméridgien et le Portlandien de la retombée Nord. Derrière lui, nouveau synclinal néocomien (l'Hauterivien y a persisté), puis sur la pente de marnes qui descend jusqu'à Herc, succède brusquement au Crétacé une boucle d'Oxfordien ; le Néocomien reparaît ensuite et enfin l'Oxfordien occupant le fond de la petite vallée d'Herc qui est alors dominée par le Jurassique supérieur du flanc Nord de l'anticlinal de Chabre. Cette succession anormale de l'Oxfordien au Néocomien montre combien intenses et irréguliers ont été les efforts de striction,

puisque, à quelques centaines de mètres de là, plus à l'Est, on voit réapparaître, très réduits, entre l'Oxfordien et le Néocomien, les termes absents du Jurassique, qui viennent ainsi compléter la série. Telle est, dans les points de complication maxima, la zone plissée d'Izon. A l'Ouest, sur la rive gauche du torrent, la plupart de ces plis franchissent la rivière et montrent encore un instant sur l'autre rive leurs noyaux valanginien et oxfordien, mais ils s'éteignent bientôt après n'avoir plus été indiqués que par les ondulations du Jurassique.

A l'Est, comme il est indiqué plus haut, l'érosion a partout nivelé le sol jusqu'à l'Oxfordien, dans lequel il est impossible de retrouver la trace de nos plis qui, d'ailleurs, devaient bientôt cesser de ce côté-là aussi, puisqu'à quelques centaines de mètres se rencontre déjà, au pied de la falaise jurassique de Chamouse, la continuation de la faille du col de Perty qui ici, d'après M. Léenhardt, met en contact le Séquanien avec l'Oxfordien. Remarquons en terminant que la zone d'Izon est constamment déversée vers le Nord, comme d'ailleurs l'anticlinal de Chabre, sur lequel elle a pris naissance et qui doit, d'après ce qui précède, être considérée comme une ride anticlinale simple jusqu'au col Saint-Jean. Elle se recourbe alors vers le Nord-Ouest et dégénère ensuite en un faisceau de plis secondaires qui, à l'Est, se terminent pour la plus grande part, assez brusquement sous la zone déversée vers l'extérieur de la montagne de Chamouse. Néanmoins, comme il est aisé de suivre sans interruption autre que le décrochement de la gorge d'Eygalayes, le flanc Sud de notre pli par la montagne de Croc et de l'Astouraye, celle de Lirette et le col Laurat; l'anticlinal de Chabre, malgré les accidents dont il est affecté au voisinage de la montagne de Chamouse, se continue néanmoins, selon toute apparence, au delà de ce point, par l'anticlinal de Bois-Rége, Astouraye, Lirette, et va se terminer un peu à l'Ouest du col Laurat avec le bombement valanginien qui finit par s'éteindre sous l'Hauterivien.

Pour résumer la description qui précède, le synclinal de la Méouge doit être envisagé comme un vaste pli dont la largeur va décroissant de l'Est à l'Ouest, comme si les efforts orogéniques avaient eu une plus grande intensité dans la région du Ventoux que dans celle de Lure. Du flanc Est de ce bassin se détache un anticlinal, celui de Chanteduc, qui cesse assez tôt, l'axe synclinal n'est affecté que par un léger accident transversal qui abaisse l'Oligocène d'Eyga-

layes ; au Sud, c'est l'anticlinal du Nord qui le délimite, pli assez complexe déversé vers le Sud, mais, sur quelques kilomètres, nettement en éventail, *caractères qui peuvent être en relation avec son origine nettement préoligocène.* La limite Nord est faite par l'anticlinal de Chabre, grande ride déjetée vers le Nord, de telle façon qu'une coupe Nord-Sud de la vallée de la Méouge, relevée entre Curel et Sainte-Colombe (fig. 3-5), est celle d'un *synclinal flanqué de deux anticlinaux déversés vers l'extérieur.* Vers le milieu de son parcours, l'anticlinal de Chabre s'élargit et se complique d'une série de rides accessoires très pressées (Izon) qui cessent brusquement au voisinage du massif résistant et faillé de Chamouse, au Sud duquel, et malgré un léger décrochement, notre pli se continue pour aller s'éteindre tranquillement dans une aire synclinale voisine.

AIRE SYNCLINALE D'ORPIERRE.

Au Nord du synclinal de la Méouge s'étend celui d'Orpierre qui n'en est séparé que par le tronçon Est de l'anticlinal de Chabre. A l'Est il y a à décrire les plis du Suillet ; au Nord la ride anticlinale qui individualise le bassin d'Orpierre de celui de Rosans est celle de Saint-Cyrice-Lemps ; enfin au Sud-Ouest c'est le pli-faille du col de Perty, de Roussieux et de Lemps.

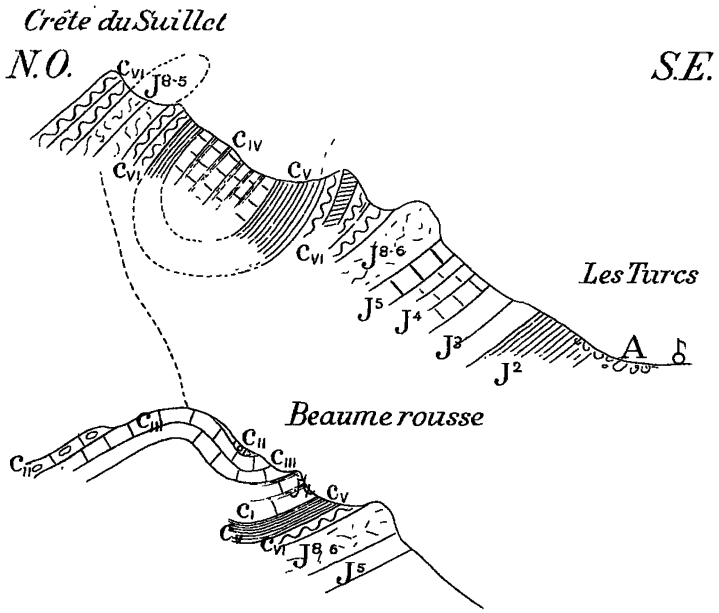
Il reste peu de chose à ajouter pour terminer la description du flanc Nord du pli de Chabre ; au village de Sainte-Colombe il est manifestement étiré et le Valanginien butte par faille contre le Berriasien (fig. 5). En outre, un accident transversal de peu d'importance se manifeste à l'Ouest de cette localité ; une faille locale met en contact le Néocomien des collines qui dominent à l'Ouest Sainte-Colombe avec les marnes oxfordiennes. Cet accident tourne ensuite de façon à se trouver dans l'axe du pli et à y finir au-dessus de Chabrel. Près de Sainte-Colombe, cette ligne d'étirement est marquée par d'énormes filons de Calcite qui ont donné lieu à une exploitation actuellement abandonnée. L'anticlinal, jusque-là ouvert jusqu'à l'Oxfordien, se referme et sur son flanc Nord, depuis Chabrel jusque près de Laborel, l'érosion en mettant à nu le Berriasien, a découpé des lambeaux de forme digitée dans le revêtement valanginien qui est parfois assez fossilifère. Au col de Saint-Jean (fig. 6) notre an-

ticlinal est encore simple, et son flanc Nord qui est la montagne d'Herc, se continue très tranquillement jusqu'en face des grands escarpements Est de Chamouse, au col de Roubuouse, où le banc jurassique cesse brusquement. Le fond de la dépression béante entre ces saillies est occupé par un affleurement de Néocomien à *Desmoceras* (?) *ligatum* (Hauterivien supérieur et Barrémien) presque horizontal, buttant à l'Est contre le Jurassique supérieur d'Herc, à l'Ouest contre le Séquanien de Chamouse, reposant au Sud sur l'Oxfordien d'Herc près Izon, et au Nord sur les marnes aptiennes de la haute vallée de Laborel. La position même de ce lambeau fort inattendu et néanmoins considérable (2 kil. de long sur 1 de large), rend sa présence assez difficile à expliquer; il n'est évidemment pas en place, mais il y a toutefois deux hypothèses soutenables à son sujet : dans la première, il s'agirait d'un lambeau de Néocomien éboulé de la crête de Chamouse, qui d'ailleurs est aujourd'hui en ce point dénudée jusqu'au Séquanien, hypothèse tout à fait invraisemblable, vu les dimensions de l'affleurement. La deuxième consiste à considérer comme un lambeau de recouvrement l'intercalation en question. Sans qu'on puisse écarter d'une façon péremptoire cette solution, il est néanmoins aisé de montrer combien la conception de plis de grande amplitude est peu en harmonie avec l'allure des accidents de cet ordre dans les Baronnies ; le lambeau du col de Roubuouse proviendrait alors du flanc normal d'un pli couché dont il est actuellement impossible d'établir l'emplacement et même l'existence. Pour ma part je préfère y voir un lambeau circonscrit par une ligne de contact anormal continue, et affaissé entre les deux saillies jurassiques. De tels accidents sont d'ailleurs fréquents dans les Baronnies, et il n'est pas un champ de fracture comme les environs du Buis, de Montbrun ou de Gigondas qui n'en offre d'exemple bien caractérisé.

A l'Est, ou plus exactement au Sud-Est, le synclinal d'Orpierre est délimité par le relèvement des assises jurassiques supérieures dans lesquelles le Céans a creusé la cluse d'Orpierre ; la crête qui en résulte domine les surfaces ravinées d'Oxfordien et de Callovien qui s'étendent jusqu'au Buech. D'Orpierre au sommet Nord de la côte de Suillet (point coté 1085), la structure est plus compliquée; c'est une zone anticlinale *déversée vers l'intérieur des chaînes alpines,* fait auquel je n'aurai pas d'analogue à signaler dans le Diois et les

Baronnies, mais qui se retrouvera à Esparron, et de là se poursuivra sur toute la bordure Est du Vercors jusqu'à Grenoble.

Les plissements de la cluse Nord d'Orpierre se réduisent à deux anticlinaux qui semblent, vers Orpierre, avoir dégénéré en failles.



Gîte calaminaire.

Fig. 6. — Coupes dans la zone anticlinale du Suillet.

Anticlinal de Saint-Cyrice-Lemps. **C.**

Sur le flanc Ouest du signal de Suillet vient mourir une ride anticlinale qui affecte le Néocomien et dont on trouve la première indication bien nette sur la droite du chemin conduisant de la montagne d'Orpierre à Trescléoux ; on voit alors les calcaires bedouliens dessiner un genou bien net à convexité tournée vers le Sud. Cette disposition s'exagère au point de se résoudre en pli-faille qui amène les marnes aptiennes presque horizontales à butter contre

l'Aptien inférieur vertical. De cette dislocation s'écoule d'ailleurs une source.

Dans la colline de Charouille, sur l'autre rive du torrent, le chevauchement s'est accentué au point que le Berriasien s'étend par-dessus les différents niveaux intermédiaires du Néocomien pour venir en contact avec l'Aptien inférieur qui plonge en sens inverse vers Saint-Cyrice.

Dans la cluse à l'issue de laquelle se trouve Saint-Cyrice, une coupe naturelle fort nette montre alors une barre de Jurassique supérieur plongeant vers le Nord et les calcaires à *Phylloceras Loryi* s'avancent sur la tranche des sédiments barrémiens et aptiens qui sont légèrement retroussés ; il s'agit manifestement d'un anticlinal jurassique déversé vers le Sud et résolu en pli-faille, avec suppression de tout le flanc inverse (fig. 5).

Dans la ligne de hauteurs qui de ce passage s'étend jusqu'aux granges de Villebois, notamment au-dessus d'Étoile, le Berriasien réapparaît et chevauche sur les derniers termes du Néocomien avec lequel il semble en continuité ; néanmoins, au col qui conduit d'Étoile à Villebois (fig. 6), on n'observe plus qu'un léger froissement entre le Barrémien et l'Aptien inférieur. Par contre, sur le flanc de la colline, au Sud-Ouest des Granges, les marnes aptiennes sont en contact avec l'Hauterivien, mais, bientôt après, la succession normale se rétablit et l'axe de notre anticlinal se trouve marqué par l'affleurement valanginien de Villebois et au col qui conduit de cette localité à Laus, l'Hauterivien, redressé jusqu'à la verticale, témoigne du déversement du pli vers le Sud. En suivant la crête qui domine les sources de l'Eygues, on rencontre bientôt un large affleurement berriasien au centre duquel, à partir du hameau de la Rivière, se montre, sur quatre kilomètres de longueur, le Tithonique qui, ployé en genou (fig. 7), dessine ainsi une bande continue sur les pentes berriasiennes ; son déversement vers le Sud s'accentue suffisamment pour qu'à la Rivière un léger pli-faille local amène en contact le Valanginien contre la tranche du Tithonique.

C'est ensuite l'affleurement hauterivien de la vallée de Roussieux qui indique l'axe du large anticlinal néocomien que nous allons suivre toujours asymétrique dans le même sens, jusqu'à la montagne de Soubeyrand. La coupe (fig. 9) relevée entre les Rollands et Montferrand rend bien compte de cette disposition. Entre le Collet et

Verclause la boutonnière s'est un instant refermée et les calcaires bedouliens passent d'un flanc à l'autre, mais bientôt elle se rouvre, et notre anticlinal, qui n'est plus alors indiqué que par un bombement d'Hauterivien, vient en somme s'éteindre contre la faille de Clermont, dont il sera question plus loin. Pour terminer l'étude de la bordure de la vallée synclinale d'Orpierre, il reste à faire connaître la zone anticlinale du col de Perty, de la Clavelière, de Vanige et du Grèle qui la ferment au Sud.

Zone anticlinale du col de Perty. **D.**
(Fig. 13.)

Au Nord-Ouest du col de Roubuouse se prolonge le grand escarpement jurassique du col de Perty, et qui n'est autre chose que la bordure anticlinale du synclinal de Montauban, déversé sur celui d'Orpierre; en effet la faille du pied de l'escarpement de Chamouse, celle-là même qui amène le Néocomien en contact avec le Séquanien de ces escarpements, se poursuit rectiligne jusqu'à la pointe de l'Arsuc. Le fond du synclinal d'Orpierre est ici rempli par les marnes aptiennes sur lesquelles l'Oxfordien, le Rauracien [1] et le Séquanien chevauchent successivement.

Au pied de la montagne de l'Arsuc (fig. 7), les différents termes du Néocomien réapparaissent en constituant le court anticlinal de Laborel, dont les différents termes, depuis l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien, viennent butter contre le Séquanien; en ce point la direction de la ligne de contact anormal s'abaisse vers le Sud de façon à rester parallèle à la bordure Nord de la vallée de Montauban, c'est-à-dire au Serre de Chabuisse et de la Clavelière, elle se poursuit jusqu'au Pas-

---

[1] Sur ces marnes aptiennes et en vue du col de Perty, on observe, à l'un des tournants de la route, un lambeau de calcaire rauracien, horizontal et renfermant entre autres: *Duvalia Dumortieri* Opp. sp., *D. Lorioli* Gill. sp., *D. Didayi* d'Orb. sp, etc... C'est le plus beau gisement de Belemnites de cette zone que je connaisse dans les Baronnies. Faut il voir dans cet affleurement restreint (200 mètres environ de diamètre) le témoin d'un ancien recouvrement du Rauracien sur l'Aptien? Pour ma part je serais plutôt disposé à le considérer comme un débris de la nappe de chevauchement, mais ayant très probablement glissé postérieurement sur la pente des marnes aptiennes.

de-Corbière où elle vient s'éteindre. L'anticlinal dont elle mutilait le flanc Nord se reconstitue alors par réapparition de cette retombée (fig. 10), mais en s'élargissant et se compliquant de synclinaux secondaires étirés au point d'amener le Néocomien au contact de l'Oxfordien. Ces plis, très courts (fig. 12), sont d'ailleurs brusquement interrompus par une ligne de dislocation qui fait butter leur tranche contre le Néocomien et l'Aptien de l'extrémité Est de la vallée synclinale de Sainte-Jalle; quant à notre pli, un instant réduit à son aile méridionale, il se reconstitue et, quoique pris en écharpe par les légers décrochements de Vercoiran, il se poursuit toujours Est-Ouest jusqu'au col Dey, où il est prolongé, pourrait-on dire, par une nouvelle saillie anticlinale qui continue à border le bassin de Sainte-Jalle à l'Ouest, mais en dégénérant bien vite en un pli-faille qui gagne la zone cahotique de Montaulieu dont nous nous occuperons plus loin. Cette zone anticlinale complexe dont les éléments accessoires s'éteignent contre la bordure d'un synclinal et qui continue, représentée un instant par son seul flanc méridional, offre ainsi la plus étroite analogie avec l'anticlinal de Chabre, au voisinage de l'extrémité Est de la vallée synclinale de Montauban (montagne de Chamouse), et c'est d'ailleurs un rapprochement sur lequel je reviendrai plus loin; mais en terminant l'étude de l'anticlinal de la Clavelière, on peut néanmoins remarquer que le court anticlinal de Laborel, qui est pris en écharpe et supprimé en quelque sorte par le pli-faille de la Clavelière, n'est très vraisemblablement que la terminaison Est du grand pli décrit dans ce qui précède.

Zone synclinale d'Orpierre-Étoile-Tuen-Lemps. **b.**

Les calcaires de l'Aptien inférieur qui s'élèvent sur le flanc Ouest du Suillet, non loin du sommet, se creusent en synclinal de telle façon qu'au Nord-Est de la montagne d'Orpierre, ils renferment un lambeau assez étendu de marnes aptiennes qui indique nettement la position de l'axe de la grande vallée synclinale d'Orpierre. Bientôt après commence le pli-faille de Saint-Cyrice contre lequel notre axe synclinal vient se jeter, toujours indiqué par le large affleurement de marnes aptiennes de Saint-Cyrice-Étoile qui se resserre assez brusquement au col conduisant d'Étoile à Villebois, et ce rétrécissement, comme on va le voir, coïncide avec la présence de l'un

de ces accidents transversaux dont ces cuvettes synclinales sont parfois affectées. En effet, si de ce col on chemine à mi-côte de façon à rejoindre la crête de Jaumard, on voit qu'une faille courbe, née au col et se perdant au Sud, fait butter successivement, contre la tranche des sédiments de la série néocomienne, les marnes aptiennes du bassin de Saint-Cyrice. Au delà du Valanginien se montre un anticlinal de Berriasien au Sud duquel se retrouvent tous les termes de la série néocomienne, dont les derniers constituent la crête de Jaumard. Cet anticlinal local, que l'on pourrait dénommer anticlinal du Plan-de-Laborel, puisqu'il naît à un kilomètre au Nord de ce quartier, est donc brusquement tranché, pour ainsi dire, par une faille courbe qui limite à l'Ouest le bassin de Saint-Cyrice-Étoile et qui, après être née entre l'Aptien inférieur, finit dans les mêmes conditions sur le flanc de Jaumard, après avoir décrit une sorte de Z à angles très atténués [1].

Au Sud-Est de Villebois se dresse la montagne de Pierre-Avez, constituée par le Crétacé moyen et supérieur, qui va marquer l'axe de notre synclinal devenu, ici isoclinal. C'est au centre de ce large affleurement de calcaires à silex à *Micraster decipiens* qu'affleurent les grès de Chauvac qui terminent ici la série crétacée, le Cénomanien du flanc Sud est alors amené par le pli-faille Arsuc-Clavelière, en contact avec les calcaires séquaniens (fig. 8). L'éboulis du Grand-Bois dissimule malheureusement la continuité de cet accident, mais sitôt qu'à l'Ouest les couches reparaissent, la structure se complique. Au Nord on retrouve notre synclinal principal indiqué par un affleurement de calcaires à silex sénoniens, mais ici la faille se bifurque en quelque sorte et isole entre ses deux branches un synclinal de Valanginien et d'Hauterivien, sur le Nord duquel apparaît bientôt un anticlinal berriasien (fig. 9).

La branche méridionale suit toujours le pli de la Clavelière, c'est évidemment la continuation de celle que nous décrivons depuis l'Arsuc, mais ici elle touche à sa fin ; à la hauteur des Turcs, c'est

---

[1] Bien que j'emploie la désignation de faille pour désigner cette ligne de discontinuité, il ne s'ensuit pas que je songe à y voir un accident d''ordre radial ; la *faille* d'Étoile est bien au contraire due à un effort de striction et non d'effondrement.

le Valanginien qui butte contre le Séquanien, puis le Berriasien réapparaît ; enfin, au Pas-de-Corbière, le Jurassique supérieur. Le flanc étiré a totalement reparu et la ligne de contact anormal va cesser dans le flanc Sud du synclinal néocomien du flanc Ouest de Vanige, qui n'est que la terminaison occidentale du synclinal accessoire hauterivien né à la bifurcation de la faille, dont la branche Nord doit être considérée comme relayant la précédente le long du synclinal de Roussieux, dans sa partie orientale. Comme le montre la coupe des Viarrands (fig. 10), elle vient amener contre le flanc tithonique Nord du synclinal néocomien de Vanige les marnes aptiennes, au-dessous desquelles on retrouve le synclinal sénonien de Roussieux toujours isoclinal. Elle passe ensuite au pied de Vanige, faisant butter le Cénomanien contre le Séquanien de cette montagne qui doit être rattachée, à titre d'expansion, au flanc Nord de l'anticlinal jurassique de la Clavelière ; la bande cénomanienne vient ensuite se mettre en contact avec un court synclinal néoconien ouvert entre le flanc Ouest, plus ou moins faillé de Vanige, et le Jurassique de la montagne du Grèle.

Avec ce dernier, nous retrouvons un nouvel anticlinal dont le flanc Nord, d'abord mutilé par notre faille qui amène successivement en contact les niveaux crétacés, depuis l'Hauterivien jusqu'au Cénomanien de sa lèvre Nord, avec les différents termes jurassiques, depuis l'Oxfordien jusqu'au Tithonique, se complète ensuite dans sa lèvre Sud ; mais c'est alors la fin du pli-faille qui vient s'éteindre dans le flanc Nord de cet anticlinal du Grèle, entre le Tithonique et le Berriasien. Ce pli se continue, avec une direction presque Nord Sud, par l'aire anticlinale de Rémuzat et de la Motte-Chalançon, mais sa retombée, jusqu'ici très accidentée, est bientôt atteinte par un nouvel accident (fig. 14) que je désignerai sous le nom de *Faille de Clermont*, du nom du quartier où elle atteint son maximum d'amplitude. Elle naît sur le flanc du sommet du Casset, où elle se borne à mettre en contact le Valanginien avec l'Hauterivien. Se dirigeant presque Nord-Sud, c'est-à-dire perpendiculairement à l'axe du synclinal de Rosans dont elle affecte en somme la bordure, on la retrouve dans la vallée de l'Eygues, où elle se borne à occasionner un fort brouillage dans les couches du Kiméridgien supérieur et du Séquanien, et à supprimer même en un point le Tithonique ; de là on la suit jusqu'à l'Ouest des fermes de Clermont (voir fig. 14), non loin de Rémuzat.

Comme le montre la coupe, très nette en ce point, elle met en contact le Berriasien avec le Séquanien ; c'est une faille oblique inclinée vers l'Est et qui a ici tous les caractères d'un pli-faille à flanc inverse étiré. Toujours en la suivant vers le Nord, on la voit diminuer et finalement s'éteindre au rocher de l'Aiguille dans un plissement local du Tithonique du flanc Sud de l'anticlinal de Lépine.

Pour résumer la structure de *l'aire synclinale d'Orpierre-Étoile-Lemps*, on peut dire que, *large dans sa partie orientale, elle se rétrécit beaucoup dans sa région occidentale, qui montre les termes les plus récents et le maximum de complication dans sa structure.* Quant à sa surfaxe axiale, elle décrit une surface gauche, puisque dans la portion Est (Étoile) notre synclinal est déversé vers le Sud, tandis que dans la portion Ouest c'est l'inverse, Cela est dû à ce que sur le premier tronçon considéré se déverse l'anticlinal de la bordure du Nord, tandis que dans le deuxième, c'est la bordure Sud qui chevauche sur lui.

AIRE SYNCLINALE DE ROSANS. C.

L'aire synclinale de Rosans est la plus vaste de celle des Baronnies ; elle est également l'une des plus régulières et des moins disloquées. La zone anticlinale qui la limite au Sud nous est connue, c'est celle de Saint-Cyrice-Lemps, qui est constamment déversée vers le Sud ; à l'Ouest, c'est la zone anticlinale jurassique de la montagne du Grèle, qui s'incline ensuite et se continue par Rémuzat et Cornillon. Sur son flanc Est et parallèlement à son axe court la faille de Clermont décrite plus haut. Au Nord, une longue ligne anticlinale jurassique sépare l'aire de Rosans de celle de la Charce, c'est celle de Lépine (v. pl. II, fig. 1-3), dont le flanc Nord est presque constamment mutilé par un pli-faille déversé vers le Nord ; par contre, le flanc Sud, le seul dont il soit question ici, est d'allures très tranquilles. A l'Est enfin, c'est le flanc Ouest de la large aire anticlinale dans laquelle coule le Buech ; il s'en détache une saillie accessoire, l'anticlinal néocomien de Sorbiers, dirigé Est-Ouest, qui vient s'éteindre peu avant Rizou, où les deux synclinaux aptiens de Montjay et de Ribeyret viennent converger dans celui de Rosans, tout comme, dans la vallée de la Méouge, la saillie anticlinale de Chanteduc séparait les deux synclinaux d'Eourres et de Salerans. Dans

le prolongement de la terminaison de l'anticlinal de Sorbiers se trouve le seul lambeau de Crétacé supérieur de la vallée, celui de Rizou. Il forme le noyau d'un synclinal purement local orienté Nord-Sud. A part ces diverses particularités, je ne vois rien à signaler dans cette aire synclinale de Rosans.

AIRE SYNCLINALE DE SAINTE-JALLE. d.

Au Sud-Ouest de l'anticlinal de Grèle et à l'Ouest de Vanige s'étend l'aire synclinale de Sainte-Jalle, dont la terminaison orientale est assez accidentée ; néanmoins c'est l'affleurement hauterivien chevauché sur le Cénomanien de Lemps et pris entre les anticlinaux jurassiques de Vanige et de la montagne du Grèle qui nous représente la naissance de l'aire de Sainte-Jalle, débordant ainsi sur sa voisine de Lemps-Roussieux. La limite Nord est constituée par l'anticlinal jurassique de la montagne du Grèle, puis par l'anticlinal de Rémuzat qui lui fait suite. Au col de Soubeyrand, une légère faille altère la continuité du flanc Est en amenant le Berriasien en contact avec l'Hauterivien, et à partir de là, c'est le flanc Sud-Ouest de l'anticlinal jurassique de Montréal qui domine l'axe du synclinal de Sainte Jalle jusqu'à la cluse de l'Eygues à Sahune. Au Sud c'est notre anticlinal de l'Arsuc et de la Clavelière qui, au delà de Giffort, reconstitue pour un instant son flanc Nord jusqu'ici étiré et se poursuit toujours déversé vers le Nord et morcelé de loin en loin par des accidents transversaux jusqu'au col Dey qui conduit de la vallée de Sainte-Jalle dans l'aire synclinale de Montauban. Ici le Jurassique disparaît en profondeur et c'est une voûte du Valanginien qui indique l'axe du pli, mais bientôt le Jurassique supérieur reparaît et le pli s'exhausse mais en se déversant complètement sur le synclinal de Sainte-Jalle, au point que le Rauracien chevauche sur l'Hauterivien.

En outre, au col de la Fournas, la direction Est-Ouest que nous suivions depuis l'Arsuc change et devient ici Nord-Nord-Ouest Sud-Sud-Est ; en même temps notre anticlinal, qui n'est toujours représenté que par son flanc Sud-Sud-Est, chevauche l'affleurement cénomanien de Montaulieu (fig. 15), qui, bien que totalement entouré par des failles, pourrait être considéré comme le prolongement du synclinal de Montauban. Nous sommes ici près de la zone froissée

à laquelle cette dernière localité peut, par sa proximité, donner son nom et dont la description fera l'objet de paragraphes suivants. Pour le moment, je reprends l'énumération des saillies anticlinales de la périphérie de l'aire de Sainte-Jalle.

Après avoir franchi l'affleurement hauterivien qui est la terminaison occidentale réelle du synclinal de Sainte Jalle et qui butte par faille contre le Cénomanien (fig. 16), on retrouve le flanc Nord de l'anticlinal de Montaulieu, qui est traversé par une faille presque perpendiculaire à son axe ; cet accident naît près de Rochebrune, passe tout près du village de Montaulieu et met en contact le Valanginien avec le Callovien, et finalement va se perdre dans le champ de dislocation de Montaulieu (voir fig. 15).

L'aire synclinale de Sainte-Jalle est enfin fermée au Nord-Ouest par un seuil anticlinal jnrassique érodé jusqu'àl'Oxfordien et peu accentué, qui se raccorde, à Sahune, à la large aire anticlinale de Rémuzat-Montréal. Son axe suivra d'ailleurs assez exactement le cours de l'Eygues jusqu'à Curnier. L'aire de Sainte-Jalle doit donc être considérée comme chevauchée, au Sud et à l'Est, par son anticlinal de bordure. Entre cette entité et la bordure supracrétacée et tertiaire de Nyons se place la zone anticlinale complexe laminée de Propiac-Montaulieu, qui est l'une des régions les plus singulières des Baronnies ; mais comme, sur cette surface, se presse l'extrémité de la plupart des plis situés immédiatement au Nord du Ventoux, un rapide coup d'œil sur ces éléments est nécessaire.

Au Nord de la montagne de Lure se place l'anticlinal jurassique désigné par MM. Kilian et Haug sous le nom d'*Anticlinal du Nord* A. Au début du chapitre, j'en ai donné une description et j'ai signalé ses rapports avec l'écaille des Traverses près Saint-Geniez, actuellement il s'agit de le suivre à l'Est. Au delà de Séderon, on le retrouve constituant la montagne du Buc, dans laquelle la cluse d'Aulan met à nu le Jurassique supérieur jusqu'au Séquanien. A la latitude d'Aiguières, il est affecté par plusieurs dislocations ; perpendiculairement à son axe se montre une faille dont la lèvre Ouest est abaissée au point d'amener l'Oxfordien en contact avec le Berriasien des flancs de la lèvre Est. On le suit encore par l'affleurement oxfordien des Sias, la Rochette, et l'on arrive ainsi jusqu'au Buis. Pendant ce trajet, le flanc Sud se complique, d'après M. Léenhardt, d'un pli accessoire fortement déversé vers l'extérieur, à la montagne de la

Geine notamment. Du Buis à Propiac, c'est le Callovien qui affleure dans l'axe de la voûte, toujours Est-Ouest, mais immédiatement au Nord de cette dernière localité, autour de Bénivay, un synclinal miocène surgit, de telle sorte que notre anticlinal se bifurque ; la branche Est, qui me paraît être la principale, va, *en décrivant un quart de cercle, s'écraser contre la bordure néocomiennne très épaisse du Crétacé supérieur de Nyons.* A ce moment, outre qu'une partie considérable de l'axe de l'anticlinal, depuis Mérindol, est en partie transformée en gypses et cargneules (Formations de Suzette de M. Léenhardt), les deux flancs Est Ouest du pli sont mutilés par des lignes de contact anormal, au point qu'au delà d'Ollon il n'est plus représenté que par *une étroite bande d'Oxfordien* faisant hernie entre deux lèvres variant depuis le Cénomanien, et même, en un point, la mollasse burdigalienne, jusqu'au Séquanien, et continuant à rester parallèle au contour du Crétacé supérieur du Sud de Nyons.

Ici nous arrivons à la latitude par laquelle passe la coupe des Vieillards (fig. 16), pour l'intelligence de laquelle il est nécessaire de reprendre, dans les Baronnies méridionales, l'examen rapide des plis qui viennent se resserrer ici.

Au Nord de l'anticlinal du Nord, à la hauteur d'Aulan, naît le synclinal du Poët en Percip, séparé de celui de la Méouge par une zone anticlinale qui dégénère rapidement près de Gresse, non loin de Mévouillon, en pli-faille ; il tourne ensuite, devient presque Est-Ouest, constitue la montagne des Tunes où le Jurassique est curieusement déversé vers le Sud et vient se raccorder avec l'anticlinal du Nord à la hauteur de la Roche-sur-le-Buis, après avoir ainsi circonscrit à l'Est et au Nord l'aire synclinale de Poët en Percip. Au Nord de cette bordure on trouve, très serrée, la terminaison occidentale de l'aire synclinale de la Méouge qui vient se raccorder avec celle de Montauban, beaucoup plus importante. De celle-ci on connaît déjà la bordure Nord-Est, c'est l'anticlinal jurassique de Chamouse l'Arsuc, la Clavelière, qui ensuite borne au Sud Sainte-Jalle et qui a été étudié à propos de cette dernière contrée. Au Sud enfin, de Chamouse à Sainte-Euphémie, c'est une saillie anticlinale jurassique déversée vers l'Est, et décrite d'ailleurs à propos de l'anticlinal de Chabre dont elle n'est que la continuation. Elle cesse près de Vercoiran, et c'est alors l'anticlinal du Nord qui limite au Sud cette aire de Montauban large à l'Est, mais rétrécie vers l'Ouest où

elle partage alors l'incurvation de tous les éléments voisins en devenant Nord-Sud.

On peut enfin remarquer que dans toute sa partie orientale et centrale, jusqu'à la latitude de Sainte-Euphémie, sa bordure anticlinale montre *un constant et intense déversement périphérique*, fait sur lequel nous reviendrons à propos des aires synclinales.

Ainsi, pour résumer la composition du faisceau des Baronnies à partir de l'anticlinal du Nord et considéré dans sa partie occidentale, on trouve, du Sud au Nord :

1. A. — L'anticlinal du Nord de Lure.

2. L'aire synclinale du Poët qui n'atteint pas la zone d'inflexion.

3. L'anticlinal de Gresse-Tunes qui se raccorde avec celui du Nord.

4. *a.* — La terminaison de l'aire synclinale de la vallée de la Méouge, qui se raccorde avec celle de Montauban.

5. B. — La terminaison occidentale de l'anticlinal de Chabre (l'Astouraye, etc...) qui cesse dans l'aire synclinale suivante et n'atteint pas non plus la zone de rebroussement.

6. *e.* — L'aire synclinale de Montauban.

7. D. — L'anticlinal de Perty, l'Arsuc, la Clavelière, qui sépare 6 de 8.

8. *d.* — L'aire synclinale de Sainte-Jalle.

Or, de ces huit éléments, 2, 3, 4 et 5 s'éteignent sans atteindre la zone d'inflexion ; il ne persiste donc du faisceau que *l'anticlinal du Nord, l'aire synclinale de Montauban, celle de Sainte-Jalle ;* en outre deux éléments nouveaux y naissent, l'aire synclinale de Bénivay et l'anticlinal de Beauvoisin.

Suivant une ligne Nord-Est Sud-Ouest passant par Sainte Jalle, tous les éléments tectoniques des Baronnies, sauf l'aire synclinale de Sainte-Jalle, jusque-là approximativement Est-Ouest, s'incurvent à angle droit, se resserrent considérablement et viennent se modeler en quelque sorte contre la bordure néocomienne du Crétacé supérieur de Nyons.

On a vu plus haut que l'anticlinal du Nord, après s'être avancé au Sud de Châteauneuf-de-Bordette, accomplissait un véritable rebroussement et remontait ainsi vers le Nord en subissant d'énormes étirements sur ses flancs ; les coupes de la pl. I et la carte au 80,000e montrent que les autres plis sont également laminés, mais que *la*

flexion est d'autant moins brusque qu'ils sont plus éloignés du Crétacé supérieur, jusqu'à celui de Sainte-Jalle dont la bordure occidentale est seule atteinte. La coupe des Vieillards (fig. 16) nous montre ce que deviennent les plis après avoir franchi la ligne Sud-Ouest Nord-Est dont il a été question plus haut.

Le faisceau s'est considérablement resserré, l'anticlinal du Nord est réduit à une bande d'Oxfordien flanqué d'un peu de Séquanien, le tout pincé dans du Néocomien presque vertical. Le synclinal de Bénivay est indiqué par du Berriasien qu'une mince lame tithonique, représentant l'anticlinal de Beauvoisin, sépare d'un nouvel affleurement de Valanginien, puis le Jurassique supérieur reparaît; c'est l'anticlinal D que nous avons suivi depuis l'Arsuc par la Clavelière ; contre son flanc Est s'applique, avec le même pendage, le Cénomanien du lambeau de Montaulieu, à rattacher vraisemblablement au synclinal de Sainte Jalle ; enfin une nouvelle ligne de contact anormal ramène l'Hauterivien de l'aire synclinale de Sainte-Jalle **d.**

La coupe suivante (fig. 15), relevée parallèlement à la précédente, et à un kilomètre au Nord, montre la disparition du synclinal de Bénivay.

Sur le flanc Est de l'Oxfordien, marquant toujours l'axe de l'anticlinal du Nord, se montre le Tithonique, puis immédiatement après un synclinal valanginien correspondant à celui de Montauban ; quant à l'anticlinal de la Clavelière, il se complète jusqu'au Séquanien, mais son flanc Est est entièrement étiré, et c'est toujours le Cénomanien qui entre en contact avec les divers termes du Jurassique. Le synclinal de Bénivay n'arrive donc pas jusqu'ici : le Cénomanien se trouve ensuite ramené en contact, par la faille de Montaulieu, avec les marnes oxfordiennes au-dessus desquelles se superposent les termes supérieurs du Jurassique qui supportent le Néocomien de l'aire de Sainte Jalle.

En continuant vers le Nord on voit, à la latitude de la montagne d'Autuche, les flancs de l'anticlinal du Nord se compléter ; de même le synclinal de Montauban s'élargit pour aller bientôt se terminer contre les tranches du Callovien à la faveur de la faille de Montaulieu et tout près de ce village ; l'anticlinal disparaît sous des éboulis en vue du champ de dislocations de Montaulieu dans lequel il cesse peut être. Enfin, au Nord de l'affleurement cénomanien plusieurs fois cité, apparaît le Néocomien sur lequel est bâti Montaulieu ; il est

retroussé par la faille et butte contre le Callovien. Telle est la terminaison de l'aire synclinale de Sainte-Jalle, qui finit d'ailleurs tout comme sa voisine, celle de Montauban.

CHAMP DE DISLOCATION DE MONTAULIEU

Entre la rivière de l'Eygues et Montaulieu, dominée à l'Est et à l'Ouest par des crêtes tithoniques, s'étend une surface dans laquelle des accidents tectoniques aussi intenses que limités ont réalisé un véritable chaos ; tous les terrains en effet s'y rencontrent en une série continue depuis le Callovien jusqu'au Santonien. On trouve en outre des conglomérats, des sables et des calcaires éocènes, de la mollasse miocène, et, comme pour ajouter encore à cette complexité, on voit apparaître des gypses et des cargneules dont l'origine a été fort discutée. Il semble néanmoins que l'on soit en présence d'une zone anticlinale complexe dont les deux flancs de Jurassique supérieur sont exempts de dislocations et entre lesquels les efforts de striction spécialement intenses aient engendré cette zone de brouillage dans laquelle il est impossible de démêler un accident de quelque continuité.

Si après avoir franchi le pont des Pilles, on s'engage dans le ravin de Vigne-Tonne, on trouve, succédant immédiatement aux marnes calloviennes (fig. 17), le Valanginien inférieur très laminé, puis le Berriasien et enfin le Tithonique dont quelques bancs sont altérés. En suivant à l'Est le Tithonique, qui n'est alors séparé des cargneules que par une mince épaisseur de marnes oxfordiennes, on le voit changer de direction et former la bordure d'un synclinal de Néocomien ; puis apparaît un nouvel anticlinal jurassique suivi d'un synclinal renfermant toute la série, jusqu'aux grès rougeâtres qui avoisinent les couches à Hippurites de Nyons et qui ont conservé eux-mêmes un témoin des couches éocènes, mais alors une faille ramène les marnes oxfordiennes.

Non loin de là, vers l'Est, sur la rive droite du ruisseau, le Tithonique très étiré supporte le Berriasien, sur les tranches duquel repose, en discordance, la mollasse burdigalienne à *Pecten præscabriusculus* , puis une faille ramène le Berriasien et le Valanginien très altérés ; ils sont presque verticaux, et une nouvelle disloca-

tion fait reparaître des marnes brunâtres, évidemment altérées, dans lesquelles abondent des cristaux de gypse. Ce sont probablement des marnes oxfordiennes et calloviennes et enfin elles supportent une épaisse masse de cargneules dans lesquelles on reconnaît quelques fragments de Tithonique.

Ces exemples, qu'il serait aisé de multiplier, montrent combien est disloquée cette vallée ; aussi les tracés géologiques de la feuille le Buis, quoique déjà fort compliqués, n'ont que la prétention de donner une idée de cette structure, impossible à figurer exactement au 80,000^{e}, et non plus possible à représenter dans des coupes d'ensemble, puisque les couches, tordues dans tous les sens, changent plusieurs fois d'inclinaison et de direction sur un très faible parcours.

Anticlinal de la Lance. **E.**

Si, avant de dépasser la vallée de l'Eygues, on examine la bordure néocomienne du Crétacé supérieur de Nyons, au Nord de Châteauneuf-de-Bordette (fig. 17), on voit, près des Perdigons, l'Aptien inférieur, primitivement incliné vers l'Ouest, se bomber en un anticlinal Nord-Sud qui croît rapidement, au point que non loin de là, dans la cluse de l'Eygues, son centre montre les calcaires de l'Hauterivien qui d'ailleurs figurent nettement un pli déjà observé, en 1872, par M. Vélain. Sur la rive droite de l'Eygues on retrouve deux retombées de Jurassique supérieur qui enserrent le champ de dislocation et, dans la continuité de celui-ci, le vaste affleurement de Callovien qui constitue la vallée de Condorcet et s'étend jusqu'à Saint-Pont. Actuellement il est bien difficile de reconstituer les dislocations subies par cette zone, car l'érosion a fait disparaître, sauf en un point, les derniers affleurements des niveaux supérieurs au Callovien ; néanmoins, la présence de gypses et de cargneules, d'épais filons de célestine ou de galène en divers points de ces surfaces arides et ravinées, permet de croire que la zone de dislocation de Montaulieu se continue au delà de l'Eygues jusqu'au Nord de Condorcet. Le périmètre jurassique supérieur qui borde cette vaste boutonnière porte d'ailleurs les traces de nombreux accidents tectoniques ; sur son flanc E., au delà du village ruiné de Condorcet, les niveaux supérieurs du Jurassique, très amincis par l'étirement, sont froissés en plus d'un point. En outre, la bordure du synclinal

de Crétacé supérieur de Vallouse est affectée de dislocations sur lesquelles nous reviendrons plus loin.

La zone anticlinale de Condorcet vient se terminer contre la partie orientale de l'aire synclinale de Dieulefit, au Nord de ce village, sous le mont Reyssas, en délimitant ainsi une sorte d'avancée jurassique dans la bordure néocomienne de Vallouse. Cette vallée de Condorcet était comprise entre les masses puissantes de Crétacé de Nyons et de Vallouse, espace dans lequel les résultats de la striction se sont localisés et ont, par ce fait, acquis une intensité considérable. Désormais, la seule ride anticlinale des Baronnies qui persiste est le bombement néocomien naissant aux Perdigons, et que nous avons laissé à la cluse de l'Eygues (fig. 17).

On le retrouve sur la rive droite, où MM. Kilian et Léenhardt l'ont remarqué et ont rencontré aux Rolands son noyau tithonique (fig. 18); mais à peu de distance de là, toujours dans la direction du Nord-Ouest, un accident transversal (fig. 19) a pour effet de surélever brusquement l'axe de ce pli, de telle sorte que les différents niveaux du Jurassique supérieur du flanc oriental sont en contact avec le Berriasien et le Valanginien ; quant au flanc Ouest il est érodé jusqu'au Callovien, mais à trois kilomètres de là, près de Saint-Pont, il se reconstitue, mutilé il est vrai par un pli-faille jalonné par un lambeau de calcaire à débris de l'Aptien inférieur reposant sur le Callovien, au pied de la falaise tithonique qui domine ensuite les marnes aptiennes, pour disparaître en profondeur ; dès lors l'amplitude du rejet diminue rapidement. A la hauteur du village de Teyssières, les marnes aptiennes viennent butter contre la muraille de Bedoulien qui domine l'ancienne église ; le flanc Ouest est au contraire très régulier ; ce sont les étages supérieurs du Néocomien, très puissants, qui constituent la montagne de Lance sur le versant occidental de laquelle s'appuient successivement le Crétacé supérieur, puis la mollasse du Haut-Tricastin. La dénivellation s'atténue progressivement, et bientôt le flanc Est ne montre plus qu'un simple déjètement vers les Baronnies. Il s'incurve alors assez régulièrement de façon à rester parallèle au bord Sud-Ouest du Crétacé supérieur de l'aire de Dieulefit, vers l'intérieur de laquelle il tend à se déverser, mais son acuité diminue rapidement ; on le retrouve encore, presque Est-Ouest, au Nord de la Roche-Saint-Secret, puis à partir de la cluse du Lez il s'efface et, sur le plateau d'Aleyrac, il a complètement cessé, et avec lui s'éteint à l'Ouest le dernier pli du faisceau des Baronnies.

LIMITE DU DIOIS ET DES BARONNIES

Le faisceau de plis Est-Ouest qui se succèdent depuis la chaîne Ventoux-Lure jusqu'à la latitude de Creyers et la forêt de Saou au Nord, constitue un ensemble assez homogène dans lequel, à première vue, ne se révèle aucune particularité permettant d'y établir des divisions ; aussi a-t-il été désigné sous le nom de faisceau du Diois. En effet, du Sud au Nord, on rencontre des aires synclinales autour desquelles se dessine un réseau d'anticlinaux primitivement Nord-Sud, qui, à l'Ouest, finissent par s'incurver en tendant à prendre une direction sensiblement perpendiculaire à la première. Néanmoins, depuis Serres jusque contre le bord méridional de l'aire synclinale de la forêt de Saou, on suit, sur une *longueur d'une soixantaine de kilomètres, une ligne d'étirement presque continue* mutilant le flanc Nord de l'anticlinal de Lépine, celui d'Angèle et de Couspeau. et à la faveur de laquelle le pays du Sud et de l'Est *chevauche continuellement* celui du Nord-Ouest. En outre, les plis situés au Sud de cet accident sont recouverts à l'Est par les plis-failles inverses ou « écailles » de la rive gauche de la Durance, tandis que ceux du Nord, sauf les plus méridionaux, se terminent vers l'Ouest sous un nouvel accident de même nature que les précédents mais plus occidental. Le Diois, tel qu'on l'entendait dans les anciennes divisions administratives, correspondait assez fidèlement à la surface limitée, à l'Est, à la ligne de hauteurs de la rive droite du Buech, au Sud et à l'Est, à la ligne de hauteur Lépine, Angèle, Couspeau ; aussi je conserverai à la région comprise entre les lignes d'étirement qui suivent le pourtour interne de ces saillies longitudinales en dessinant une sorte de quadrilatère, la dénomination de **Diois**, laissant celle de **Baronnies** à la contrée qui, depuis Lure et le Ventoux, l'entoure jusque vers la latitude de Serres.

DIOIS

(Pl. II-III).

AIRE SYNCLINALE DE SERRES. e.

La vallée de Buech, depuis Sisteron jusqu'à Serres, est constamment creusée dans les marnes calloviennes et oxfordiennes. A Montrond et à Eyguians affleurent deux petits dômes de calcaires du Degger, indiquant qu'il s'agit d'une zone anticlinale probablement complexe, comme semblent d'ailleurs l'indiquer la présence inattendue du rocher tithonique du pont des environs de Laragne et les dislocations de Montrond, mais dont l'axe ne devait pas s'écarter beaucoup du cours du Buech. En vue de Serres (fig. 7 *a*), la physionomie du pli se précise, il tourne vers l'Ouest ; son axe est représenté par l'affleurement oxfordien compris entre Serres et Montclus, et les crêtes tithoniques du roc de Jardanne et de Serres indiquent ses flancs, mais à la latitude du col de Jardanne, un pli-faille amène en contact, sous un angle aigu, les divers termes des deux flancs de l'anticlinal jurassique contre le Néocomien du synclinal de Serres (fig. 7, *c d e*). Le Tithonique et le Séquanien du flanc normal continuent à s'incurver vers l'Ouest et donnent naissance à la longue crête jurassique du flanc Sud de l'anticlinal faillé de Lépine F. dont l'origine doit être cherchée dans la zone anticlinale de la vallée du Buech, en aval de Serres, et qui, à partir du col du Roc-de-Jardanne, devient Est-Ouest. En même temps le flanc Nord de Lépine est supprimé par un pli-faille constamment incliné vers le Sud, que nous suivrons dans cette situation sur plus de vingt-cinq kilomètres de longueur, jusque près de la Motte-Chalançon à la pointe de l'Oule. La ligne de contact anormal entre le Jurassique et le Néocomien est le plus souvent masquée par les éboulis du bois du Travers.

A l'extrémité Est du synclinal de Serres, à la hauteur du col d'Arron, la succession complète se rétablit dans le flanc Nord de l'anticlinal, à tel point qu'au col, ouvert entre lui et les pentes de Duffre,

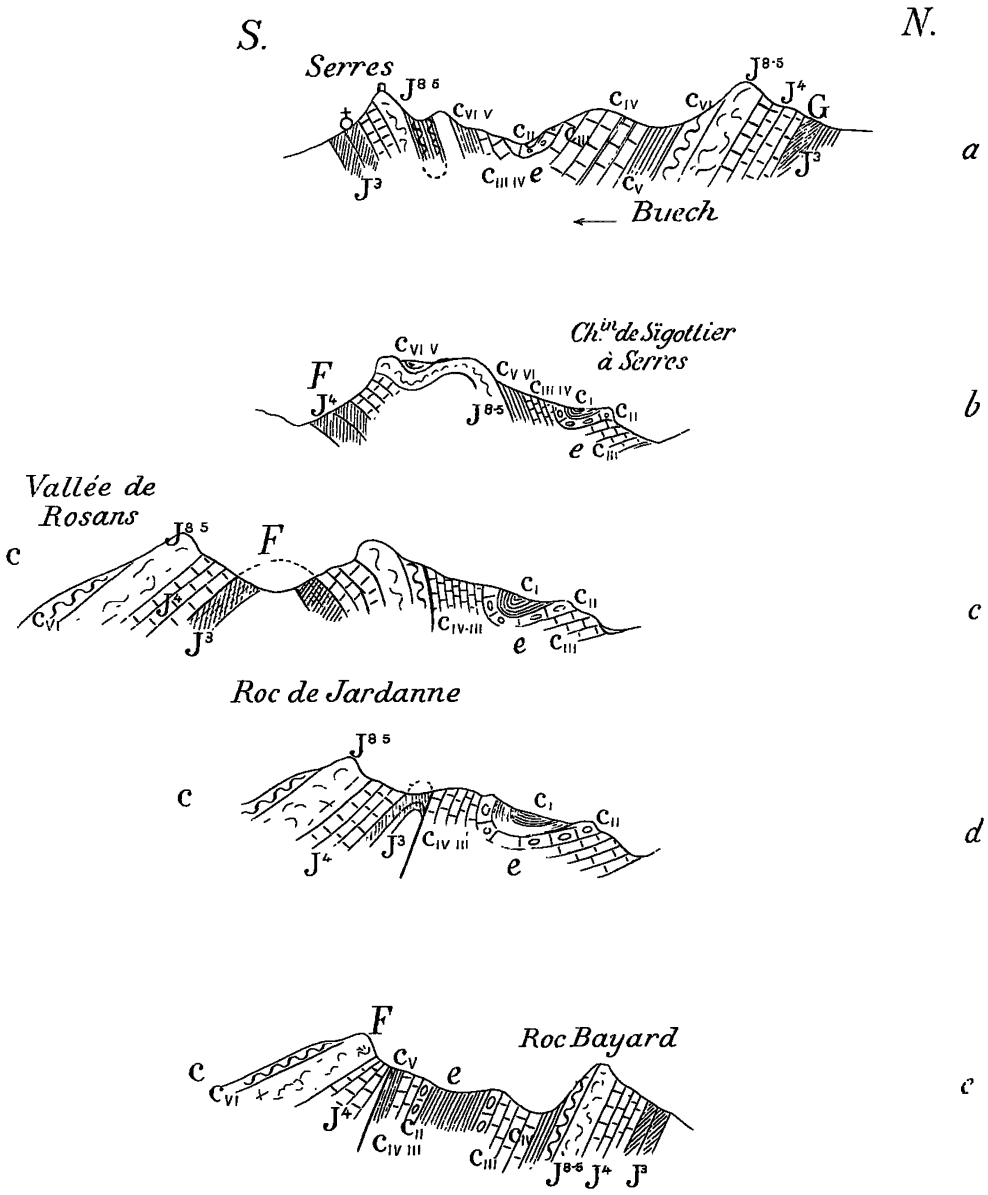


Fig. 7 (*a b c d e*). — Coupes successives relevées dans le Synclinal de Serres **e**, de l'Est à l'Ouest.

et constituant le seuil qui sépare la vallée de Serres de celle de la Charce, il semble ne plus y avoir qu'un synclinal valanginien assez régulier. Au Nord, c'est l'anticlinal jurassique de Duffre G, qui, érodé jusqu'à montrer son noyau oxfordien, se suit par la Piarre, à travers la vallée du Buech, passe au Sud du synclinal du Rocher-de-l'Aigle de Savournon (M. Kilian), puis est encore indiqué par la dépression callovienne qui sépare la crête jurassique de Salles, du Roc-de-l'Écuyer de Saint-Genis. Il devient ensuite indiscernable dans les vastes aires de Callovien des bords de la Durance, quoiqu'il soit rationnel de supposer que ce pli soit interrompu et recouvert par l'écaille qui des environs de Saint-Geniez se poursuit jusque près de Barcillonette de Vitrolles, en faisant ainsi chevaucher les chaînes alpines sur les subalpines. L'axe du synclinal de Serres est indiqué par un affleurement de marnes noires, parfois sableuses, correspondant au Gargasien et à l'Albien inférieur. Il est, comme je l'ai dit, chevauché par l'anticlinal de la bordure Sud qui se déverse sur lui en s'accompagnant, entre la cluse de Serres et le col de Jardanne, d'un synclinal accessoire de marnes valanginiennes dont les coupes ci-contre donnent une idée exacte.

AIRE SYNCLINALE DE LA CHARCE. f.

Dans le prolongement de l'aire synclinale de Serres qui, à la rigueur, pourrait y être rattachée à titre de dépendance, se trouve l'*aire synclinale de la Charce.*

Comme on le sait déjà, c'est la ride anticlinale de Lépine F qui la sépare de la vallée de Rosans. A la hauteur du col d'Arron, où la description précédente l'a laissée, elle se présente toujours déversée vers le Nord, c'est-à-dire sur l'aire synclinale de la Charce, mais son flanc Nord, que nous avions trouvé totalement étiré, est ici laminé mais à peu près complet. En le suivant vers l'Ouest, peu avant le col des Tourettes, la crête tithonique du flanc Sud montre une brusque interruption; c'est un synclinal local néocomien qui s'intercale, puis à la latitude du col des Tourettes, les phénomènes d'étirement se manifestent de nouveau comme le montre la coupe (pl. II, fig. 1).

La bordure néocomienne s'amincit, le Valanginien et le Berriasien

se réduisent à quelques mètres ; quant au flanc Sud, il est déversé et laminé au point que le Néocomien, froissé, disparaît bientôt et laisse par places, les marnes aptiennes en contact avec le Tithonique. Puis c'est le tour du Jurassique supérieur de disparaître progressivement jusqu'à ce que l'Oxfordien, qui représente le noyau de l'anticlinal, vienne lui-même chevaucher sur les derniers termes du Néocomien ; cette disposition se poursuit jusqu'à la Fromagère (fig. 3), où le flanc Nord de l'anticlinal reparaît sur deux kilomètres, quoique mutilé et réduit à une faible épaisseur de Kiméridgien et de Tithonique pincé entre l'Oxfordien et le Valanginien.

A partir de ce lieu jusqu'au delà du col du Faux, c'est entre le Rauracien et le Valanginien que passe la ligne d'étirement, mais l'anticlinal s'élargit considérablement, laissant apparaître l'Oxfordien, le Callovien, et même au centre, à Cornillac, des calcaires noirs qui pourraient représenter le Bathonien ; il va donc se raccorder à angle droit avec l'aire anticlinale Nord que nous avons précédemment décrite jusqu'à Rémuzat, et qui, de là, se suit, par la Motte-Chalançon, jusqu'au col de la Motte. En même temps le flanc Nord se complète; bientôt c'est le Tithonique, presque horizontal, qui est poussé sur le Néocomien, puis réapparaissent les calcaires à *Phylloceras Loryi* et le Séquanien qui chevauchent sur les marnes aptiennes et ne sont plus séparés que par une très faible distance de la pointe de l'Oule, formée de le Crétacé supérieur (fig. 8). En ce point, qui représente l'extrémité Ouest du synclinal de la Charce, d'épais éboulis dérobent absolument le substratum, et si, continuant vers l'Ouest, on dépasse leur

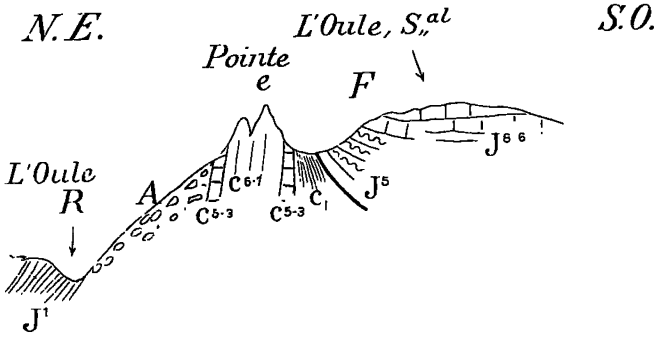


Fig. 8. — Coupe à travers la Pointe de l'Oule.

limite inférieure, c'est l'Oxfordien qui affleure, et enfin dans l'axe de la vallée, près de la Motte-Chalançon, le Callovien, qui marque l'axe de l'aire anticlinale de cette localité. Telle est la terminaison occidentale visible de la ligne d'étirement de l'anticlinal de Lépine, accident que nous avons suivi, toujours déversé vers le Nord, avec des variations d'intensité, mais sans de notables discontinuités, depuis les environs de Serres, c'est-à-dire sur une longueur d'environ vingt kilomètres.

SYNCLINAL DE LA CHARCE-MONTMORIN. f.

La terminaison Est du synclinal de la Charce au col d'Arron n'est pas observable à cause des éboulis descendus du flanc Nord de l'anticlinal de Lépine, qui en dissimule les assises supérieures ; néanmoins dès son origine ce pli est asymétrique et fortement déversé vers le Nord. A la hauteur de la route du col de la Tourette à Montmorin, on peut relever une coupe (fig. 1), qui montre l'axe de ce pli indiqué par un étroit affleurement de marnes aptiennes ; mais bientôt, en continuant vers l'Ouest, l'Albien puis le Cénomanien apparaissent en même temps que le synclinal s'élargit brusquement. Dès lors le noyau de notre pli va être indiqué par le large affleurement des calcaires à silex du Crétacé supérieur, qui constitue une ligne de hauteurs dont les sommets sont : la Dent du Passet, la montagne de Pied-Gros, Saint-Roman (1340) et la Pointe d'Oule (fig. 1-3).

La bordure néocomienne méridionale est généralement redressée jusqu'à la verticale ou même renversée ; c'est très souvent le Valanginien qui, à la faveur du pli-faille décrit précédemment, butte contre le Rauracien de la base de la pente jurassique ; néanmoins, à deux kilomètres à l'Est de la montagne de l'Oule, les divers termes du Néocomien s'étirent et ce sont désormais les marnes aptiennes qui buttent contre le Jurassique supérieur, et il en est ainsi jusqu'à la Pointe de l'Oule (v. fig. 8), au delà de laquelle les éboulis des des pentes qui dominent la Motte-Chalançon masquent la terminaison du synclinal de la Charce. Quant au flanc Nord, il est très régulier ; sur les pentes de l'anticlinal de la Pigne H qui le limite au Nord, le Néocomien affleure, découpé par les torrents, suivant des

collines au profil caractéristique. Enfin c'est dans les marnes aptiennes depuis Serre-Boyer jusqu'au delà de Sainte-Marie, que se trouve le thalweg.

AIRE SYNCLINALE DE VALDRÔME. g.

Au Nord-Ouest de l'anticlinal de Duffre s'étend la large vallée synclinale de Valdrôme (pl. II, fig. 9) dont l'axe, quoique approximativement Est-Ouest, tend, dans sa partie orientale, à devenir plutôt Nord-Sud. Le Jurassique, qui formait la crête du Duffre, s'abaisse et disparaît sous le Valanginien entre la source des Préaux et Valdrôme ; sa continuation à travers les assises néocomiennes, un instant difficile à saisir, reparaît nettement sur la route de Valdrôme, à Saint-Dizier, près de Roussas, où l'on voit nettement le Valanginien dessiner un anticlinal qui sépare ainsi l'aire de Valdrôme de celle de Saint-Dizier. Ce pli va ensuite rejoindre l'aire anticlinale de Tarsinoure dont l'axe est indiqué, dans la cluse de la Drôme, vers l'issue des gorges du Chouet, par un pointement de Rauracien. Il finit d'ailleurs non loin de là, dans l'aire anticlinale de Beaurières, dont la crête de l'Archier n'est que la retombée méridionale. Dans l'alignement de cette dernière saillie se place l'anticlinal du roc de Beauvent I dont le flanc Ouest montre une tendance au déjètement vers le Diois; il est flanqué d'un synclinal signalé par M. Kilian; c'est l'affleurement kiméridgien du bois de Larra qui en indique l'axe, puis il se continue sur l'autre rive du Buech par le rocher de l'Aigle, près Savournon. Nous aurons d'ailleurs l'occasion de revenir sur ce pli et sa terminaison Nord.

AIRE SYNCLINALE DE SAINT-DIZIER. h.

La tendance des éléments tectoniques originellement Est-Ouest, à devenir ensuite Nord-Sud, déjà indiquée dans le bassin de Valdrôme, se trouve ici presque totalement réalisé. Du col de Rossas jusqu'au delà de Saint-Dizier, l'axe du synclinal h est presque Est-Ouest, tandis que d'Establet à Bellegarde, il est très près de se trouver Nord-Sud. Il est vrai qu'au point de rencontre de ces deux

orientations, presque orthogonales, on voit surgir un léger bombement anticlinal de Valanginien qui pourrait faire croire à deux synclinaux distincts ; mais il ne semble pas qu'un élément de si faible importance suffise à réaliser l'individualité de ces deux parties qui paraissent bien plutôt constituer une aire synclinale dont la partie occidentale s'incurve à angle droit sur la partie orientale. L'origine de cette dernière doit être recherchée jusque dans l'extrémité Est de l'aire de la Çharce, sur la bordure valanginienne de laquelle elle vient se greffer à l'Adour d'Oule. On la suit par le synclinal valanginien du col des Préaux (pl. II, fig. 3, **h**), à ce moment elle est chevauchée par l'anticlinal de Peyre-Grosse qui se déverse au point que le Séquanien est en contact avec le Néocomien à la faveur d'un pli-faille supprimant localement le flanc inverse.

Un large éboulis descendu de la crête jurassique cache ensuite l'apparition successive des divers termes du Néocomien, et l'on rencontre, peu avant le col de Rossas, les marnes aptiennes de Saint-Dizier qui marquent le centre de l'aire synclinale. Jusqu'à la cluse d'Establet, c'est l'anticlinal de la Pigne qui délimite notre vallée, mais au delà, c'est celui de la montagne de la Ruelle qui, beaucoup moins accentué, vient finir au col de la Motte. A partir de ce passage la vallée de Bellegarde est dominée à l'Est par la haute falaise jurassique du Désert, au pied de laquelle passe une faille qui met en contact l'Oxfordien avec le Berriasien, puis à Jonchères avec le Tithonique. Sans nous appesantir sur un fait qui trouvera sa place à propos de la bordure de la région du Désert, il en faut retenir que cette dernière *chevauche sur l'aire synclinale de Bellegarde*. La limite orientale est constituée par le flanc Sud Ouest de l'aire anticlinale jurrassique **J** de Beaumont qui, elle aussi, en deux points montre une tendance au déversement périphérique. Au dessus de Montlahuc, on voit les calcaires tithoniques en contact avec le Valanginien, la succession se rétablit, mais ensuite, au col de la Caille, le Tithonique revient de nouveau en contact avec le Valanginien et même l'Hauterivien, accusant ainsi, pour l'anticlinal de Beaumont, une tendance au déversement périphérique.

Enfin c'est dans le voisinage de ce dernier pli-faille local que vient aboutir l'anticlinal néocomien, qui ferme ainsi l'aire de Saint-Dizier en la séparant de celle de Valdrôme.

Ainsi, indépendamment de l'incurvation Nord-Sud indiquée plus

haut, l'aire synclinale de Saint-Dizier-Bellegarde doit être considérée comme plutôt chevauchée, à des différents degrés, par les entités tectoniques voisines ; les unes, comme la bordure anticlinale du Désert, s'y déversant franchement, les autres, comme l'aire anticlinale de Beaumont, montrant un simple déjètement accompagné parfois d'étirement.

AIRE ANTICLINALE DE BEAUMONT. J.

Je rappelle que nous avons trouvé dans la cluse de la Drôme, aux Prés, un pointement de Rauracien qui représente la terminaison Est de l'anticlinal de Beaumont. La crête tithonique qui aboutit à Tarsinoure en représente la continuation, mais, à partir de ce point, notre anticlinal occupe une surface beaucoup plus considérable, et l'érosion fait largement apparaître l'Oxfordien entre Bas-Charens et le col de la Caille. Les flancs sont assez étirés et montrent tous les deux une *manifeste tendance au déversement périphérique*. Le flanc Sud-Ouest a été décrit plus haut ; quant à son homologue Nord-Est (pl. II, fig. 3), il se lamine et dégénère en pli-faille qui amène le Valanginien de Charens en contact avec le Rauracien. Les niveaux supérieurs du Jurassique reparaissent ensuite pour former une étroite crête, puis de nouveau l'érosion fait affleurer l'Oxfordien sur les grandes surfaces ravinées qui dominent Beaumont ; la largeur du pli atteint ici son maximum, mais elle diminue bientôt et c'est l'étroit affleurement de marnes oxfordiennes entre Beaumont et Poyols qui marque son axe. A la hauteur de ce dernier village, il est influencé par l'anticlinal périphérique **K** du Désert et c'est cette disposition qui va être étudiée (pl. III, fig. 2).

Comme je l'ai signalé plus haut, l'imposante crête de Jurassique supérieur qui, à partir du col de la Motte, se dirige Nord-Sud, représente le flanc Ouest de l'anticlinal de bordure de la région du Désert **K**. Courant au pied de cette saillie et presque parallèlement à elle s'étend un pli-faille dont la lèvre Ouest est constituée par l'Oxfordien et le Callovien de notre anticlinal, tandis que ce sont les divers éléments tectoniques de Bellegarde et de Beaumont qui successivement forment la lèvre orientale. On a déjà vu que du col de la Motte au village de Jonchères, c'était le Berriasien du bord Est du

synclinal de Bellegarde puis le Tithonique lui-même qui venaient butter contre l'Oxfordien ; or ces terrains représentent la bordure Ouest de l'aire synclinale de Bellegarde, mais au-dessus de Jonchères un nouvel élément tectonique prend naissance ; c'est un synclinal de Rauracien que nous allons d'ailleurs suivre assez loin sous le nom de *synclinal de Poyols* **i** (pl. III, fig. 1-2). Il prend naissance contre le pli-faille de Jonchères, et une nouvelle ligne de dislocation qui se greffe sur lui mutile le flanc Sud-Ouest de l'anticlinal de Beaumont en faisant disparaître le Tithonique, de telle façon que sans un témoin de Kiméridgien qui les sépare, les calcaires rauraciens du synclinal de Poyols et ceux du flanc méridional de l'anticlinal de Beaumont seraient impossibles à se séparer.

De cette analyse il faut donc retenir que *l'anticlinal faillé Nord-Sud de la bordure du Désert* **K** *a une tendance à chevaucher sur les plis orientaux adjacents.* Nous verrons d'ailleurs que ce fait n'est pas isolé dans le Diois, et qu'en particulier le pli de Couspeau fournit un exemple bien plus accentué du même phénomène.

SYNCLINAL DE CHARENS. j.

Au pied du flanc Nord-Est de l'anticlinal de Beaumont et séparé de lui par un pli-faille précédemment examiné, s'étend un affleurement de Valanginien presque horizontal qui marque le noyau du synclinal de Charens (pl. II, fig. 3). Il est, comme on voit, très asymétrique. A l'Est, il est indiqué par l'affleurement valanginien du Chouet, et il cesse au Nord de Banestier, mais si l'intérêt qu'il présente est secondaire, il n'en est pas de même de l'anticlinal de Beaurières qui le limite au Nord et sur lequel nous aurons davantage à nous étendre.

AIRE ANTICLINALE DE BEAURIÈRES. L.

Au Nord de la crête tithonique du Laupet vient se raccorder avec l'aire de Beaumont un anticlinal jurassique qui sépare les aires synclinales de Charens et de Valdrôme de celle de Lesches-Fourcinet.

Au début c'est un anticlinal au centre duquel affleure le Rauracien. Dès son origine, il est nettement déjeté vers le Nord au point

que, tandis que le flanc méridional est très peu incliné, le septentrional, d'abord vertical, se déverse vers le Nord sur le bassin de Lesches, comme le montre la figure 3 (pl. II) relevée dans la vallée de la Drôme, aux Tours. Cette disposition s'accentue et bientôt un pli-faille amène en contact le Rauracien avec l'Hauterivien. C'est ainsi que, dans la gorge de la Maravelle, tout près de Beaurières, on voit les marnes oxfordiennes de l'axe du pli butter contre le Barrémien. Sur la rive gauche du torrent, à cause de la même ligne de contact anormal, ce sont les divers termes du Jurassique inférieur, depuis le Rauracien, qui successivement prennent contact avec l'Aptien de la Bâtie-Crémezin. Il en est ainsi jusqu'au sommet du roc de Coulobre, à partir d'où, l'intensité de l'étirement diminuant, on voit, entre le Tithonique et l'Aptien, réapparaître successivement les divers termes de la série néocomienne et c'est ainsi, par atténuation progressive, que le pli-faille de Beaurières prend fin à la base des pentes du col du Gaud qui *représentent le flanc occidental d'une nouvelle saillie anticlinale perpendiculaire à la précédente.* Si de Beaurières on suit vers l'Est l'affleurement oxfordien qui marque l'axe de l'anticlinal, on le voit occuper sans cesse le fond de la vallée jusque près du col de Cabre ; ce sont alors les calcaires rauraciens qui entre deux crêtes tithoniques l'indiquent très nettement, et de là il allait se souder à la large zone anticlinale aujourd'hui indiquée par les affleurements callovo-oxfordiens de Saint-Pierre-d'Argenson, Aspres-sur-Buech, Aspremont. Entre l'axe oxfordien des pentes occidentales du col de Cabre et le pli-faille, à la latitude de la Bâtie-Crémezin, s'étend une surface triangulaire plissée, affectée de plis Est-Ouest qui viennent, comme le pli-faille, se terminer au pied de la pente constituée par le flanc Ouest de l'anticlinal jurassique Nord-Sud du col du Gaud ; ce sont donc là deux directions orthogonales dont il y aura à chercher la signification. Sur les pentes Est de cette crête jurassique et jusqu'au delà de la Beaume-des-Arnauds, on rencontre des plis pressés, parfois accompagnés de plis-failles ; c'est, en effet, là que les plis de la vallée du Buech entrent en rapport avec le Diois ; aussi l'étude de cette zone est-elle d'un grand intérêt.

Dans une coupe Nord-Sud relevée par M. Kilian [1] à la hauteur

---

[1] *B. C. G. Fr.*, C. R. des Collab , 1898.

de la Beaume-des-Arnauds, on distingue, du Nord au Sud, un premier anticlinal jurassique (celui qui renferme la grotte) ; c'est l'anticlinal jurassique de Montbrand qui finit non loin d'ici ; puis un léger synclinal auquel fait suite un nouvel anticlinal jurassique contre le Tithonique duquel butte le Rauracien à la faveur d'un pli-faille. Dans le fond de la vallée, au niveau de la rivière, on retrouve l'Oxfordien, puis, en continuant vers le Sud, on gravirait les pentes du sommet de Laup qui appartiennent déjà à la bordure de l'aire synclinale de Valdrôme, et cette ascension serait réalisée sur le flanc Sud du large anticlinal jurassique dont le noyau oxfordien affleure dans le thalweg. Tels sont les éléments tectoniques du Buech que nous allons suivre à l'Ouest. Le premier, l'anticlinal de Montbrand, et celui qui l'accompagne, d'après M. Kilian (*l. c.*), s'étirent le long d'une ligne de dislocation qui sépare le faisceau constitué par eux de l'Oxfordien du col de Cabre. Cet affleurement oxfordien marque l'axe d'un anticlinal Nord-Sud que nous désignerons sous le nom d'*anticlinal du col du Gaud* **S** (pl. III, fig. 1) et dont les pentes tithoniques et berriasiennes qui terminent à l'Est la zone anticlinale de Beaumont et le synclinal de la Bâtie-Crémezin ne sont que le flanc occidental. Son axe est d'abord indiqué par l'Oxfordien des pentes Est du col de Cabre, puis c'est ensuite le Rauracien jusqu'au Nord du col du Gaud, et enfin il se termine, à la latitude de Pilhon, par un bombement de Berriasien ; son flanc Est est complètement mutilé par une ligne de contact anormal qui n'est autre que celle indiquée par M. Kilian.

L'origine de ce pli doit être cherchée dans l'un *des diverticules qu'envoie la large zone anticlinale de Saint-Pierre-d'Argençon, la Beaume-des-Arnauds*. De même l'anticlinal du col de Cabre et de Beaurières se rattache manifestement à ce même élément tectonique, mais, *par exception, il n'est point dévié et continue en Diois avec sa direction presque Est-Ouest.*

Les plis du Beauchaîne, situés au Nord de la Beaume des Arnauds, s'incurvent donc autour de l'aire néocomienne de la Haute-Beaume, sont refoulés vers le Diois et viennent finir dans le pli-faille accompagnant le flanc Est de l'anticlinal du Gaud, qui se trouve ainsi marquer la limite entre le Beauchaîne et le Diois. Nous verrons plus loin comment cette ligne de contact anormal, qui cesse à un kilomètre au Nord du col du Gaud, *est relayée par un autre accident de même*

nature qui, parti du col du Gaud, se poursuit jusqu'au delà du col de Lus, témoignant ainsi du refoulement de la région du Buech ou Beauchaîne sur le Diois.

AIRE SYNCLINALE DE LESCHES-FOURCINET [1]. y.

(Pl. III, fig. 1.)

La bordure méridionale de l'aire de Lesches-Fourcinet est déjà connue; c'est, à l'Ouest, l'anticlinal de Beaumont, puis, à partir de la crête de Laupet, l'anticlinal de Beaurières qui, comme il a été dit plus haut, est constamment refoulé vers le Nord, c'est-à-dire vers l'intérieur de la surface en question.

A l'Est, on trouve l'extrémité Sud de la large aire anticlinale Nord de la vallée de la Drôme; au Nord, c'est encore cette même entité qui envoie une expansion latérale dont l'axe est indiqué par l'affleurement oxfordien de Miscon et qui vient finir au milieu du Valanginien par un bombement berriasien au dessus de Taravel, de telle sorte que l'aire de Lesches-Fourcinet n'est pas close au Nord-Est. Nous reviendrons d'ailleurs plus loin sur l'anticlinal Ouest de Miscon, il nous suffit de savoir que, de Luc en Diois à Taravel, son flanc Sud ne présente rien de spécial.

Quant à la limite orientale, elle est tracée par la ligne de contact anormal qui part du col du Gaud pour aboutir à celui de Lus, et à la faveur de laquelle la zone anticlinale P. du sommet de Laup, du col du Tat, de Vaunières, Toussière, etc., constitue la bordure Ouest du Beauchaîne qui est d'ailleurs refoulée sur le Diois. Cette dislocation sera désormais désignée ici sous le nom de *pli-faille de Bonneval.*

L'axe de l'aire synclinale de Lesches-Fourcinet est orienté d'une façon assez particulière, non pas Est-Ouest mais même légèrement Sud-Ouest Nord-Est, tout comme le synclinal de Montbrand dans les Baronnies. A Lesches on trouve les marnes aptiennes, puis, à la

---

[1] Toutes les indications relatives aux plis du Beauchaîne ont été déduites des remarquables tracés que M. Pierre Lory a levés de cette région pour l'établissement de la carte géologique de la Feuille Die.

Bâtie-Crémezin et à Chauvet, apparaît, dans deux profonds synclinaux locaux, le Crétacé supérieur ; enfin c'est une longue bande de marnes aptiennes qui, depuis le col du Gaud, constitue la lèvre occidentale du pli-faille cité plus haut. L'aire synclinale de Lesches-Fourcinet se creuse donc progressivement de l'Ouest à l'Est, et la ligne de contact anormal qui la fait cesser à l'Est passe très près du lieu de son maximum d'amplitude. En outre, cette airc envoie jusqu'au col du Gaud l'étroit synclinal aptien étiré qui se continue Nord-Sud jusque près de Taravel où il se termine, peut-être grâce à une petite faille masquée, contre le synclinal de mollasse rouge de Bonneval. Enfin, l'aire que nous décrivons en ce moment est dominée à l'Est par la haute falaise jurassique P des sommets de Laup et de Lucet, au pied de laquelle passe la faille de Bonneval qui met en contact l'Aptien avec le Rauracien. Cette ligne de hauteurs représente, de Lucet jusqu'au col du Gaud, un large anticlinal à la retombée occidentale mutilée, mais au col du Tat, les assises dessinent un anticlinal Est-Ouest qui se continue dans la vallée du Buech en franchissant la rivière au Sud de Saint-Julien-en-Beauchaîne. L'anticlinal de Laups-Lucet finit bientôt à l'Est, et à sa suite se creuse le synclinal aptien de Montbrand qui, en se bifurquant à sa rencontre, l'entoure au Nord et au Sud de deux synclinaux, celui de la Haute-Beaune et celui de Combefère. Comme, d'autre part, le pli de Montbrand et celui de Lesches-Beaurières possèdent encore même alignement et même direction, *il est naturel de supposer qu'ils représentent les deux tronçons d'une aire synclinale, primitivement unique, qui s'est ensuite trouvée divisée en deux par la saillie perpendiculaire du pointement anticlinal de Lucet, accompagnée d'un refoulement intense.* Nous aurons d'ailleurs l'occasion de revenir sur cette question.

FAISCEAU DE BONNEVAL.

(Pl. III, fig. 3-10.)

Sous cette désignation sont groupés les plis pressés qui séparent l'aire synclinale de Lesches-Beaurières de celle de Boulc-Creyers. Indépendamment de l'intérêt que présente leur structure faillée, nous allons, pour la première fois, depuis les Baronnies, trouver les dépôts oligocènes de la mollasse rouge en discordance sur leur tranche.

En commençant par le Sud, le premier des plis de ce faisceau et le plus large est l'anticlinal Ouest de Miscon (pl. III, fig. 3-10), dont le flanc méridional est déjà connu comme limitant le synclinal de Lesches. Son axe nous est indiqué par le bombement Est de Berriasien de Taravel, puis bientôt il s'élargit beaucoup et finalement on peut lui rattacher la surface considérable comprise entre la Grésière (fig. 10) où passe le pli-faille qui mutile son flanc Nord, et Luc-en Diois, occupée par du Jurassique supérieur et du Néocomien presque horizontaux ; néanmoins, entre Miscon et Luc en-Diois, un affleurement continu d'Oxfordien et de Rauracien semble marquer le trajet d'une ligne anticlinale plus accentuée. Quoi qu'il en soit, ce pli doit toujours être considéré comme *une des nombreuses expansions latérales de la zone anticlinale*, aujourd'hui érodée, *de la vallée de la Drôme entre Luc et Die.*

Il est difficile de dire où, à l'Est, commence le pli-faille qui fait disparaître son flanc Nord ; comme je l'ai déjà signalé, au Sud de Taravel on voit naître, au milieu des marnes valanginiennes, plissées elles-mêmes, un anticlinal berriasien déjà déjeté vers le Nord et accompagné de plissements secondaires sur ses flancs, On le suit ainsi vers l'Ouest pendant un kilomètre, puis un éboulis considérable empêche toute investigation et, lorsque le substratum redevient visible, on trouve un anticlinal complètement faillé dont le noyau oxfordien chevauche sur le Valanginien du *synclinal de Taravel.* **k.** C'est cette disposition que montre la coupe naturelle offerte par la cluse du ruisseau de Merlet (fig. 6). Peu avant le col de Miscon, le flanc Nord tend à se compléter, le Rauracien réapparaît et, jusqu'au col de la Grésière où le pli faille finit sous un éboulis, ce sont ces mêmes calcaires marneux à *Ochetoceras* contre lesquels viennent butter les termes divers de la lèvre opposée.

SYNCLINAL DE TARAVEL. k.

Le Valanginien de la bordure Nord de l'aire de Lesches contourne l'extrémité Est de l'anticlinal de Miscon et constitue un synclinal Est-Ouest sur lequel se déverse le pli précédemment décrit. Néanmoins, à la hauteur du col de Miscon, il se complète, devient Nord-Ouest Sud-Est et va finir au-dessus du col des Gallands.

ANTICLINAL DE BONNEVAL. Q.

Perpendiculairement au lambeau de mollasse rouge qui jalonne la ligne de refoulement, on trouve un anticlinal jurassique nettement déjeté vers le Sud qui, dans la cluse de Bonneval, montre la série complète jusqu'à l'Oxfordien, mais cet état de régularité ne dure guère ; sur la hauteur, vis-à-vis de la Varenne, un étirement se produit bientôt, faisant disparaître tous les termes de la série jurassique qui s'effilent tous un à un contre le Valanginien, si bien que dans la vallée du ruisseau de Boulc, (fig. 5) où se trouve l'Oxfordien en contact avec le Valanginien de l'aire synclinale de Creyers, l'anticlinal de Bonneval, *primitivement déjeté vers le Sud, s'est ensuite complètement déversé vers le Nord, fournissant un net exemple d'un même pli se déversant en des sens différents.* Dans la cluse de Merlet (fig. 5) l'anticlinal de Bonneval est toujours mutilé, mais les marnes valanginiennes sur lesquelles il est comme poussé dessinent un net anticlinal. Enfin, sur les pentes, le rejet diminue puis devient nul, et l'anticlinal de Bonneval cesse sous un revêtement de Berriasien et de Valanginien. Par contre, l'anticlinal que dessinait le Berriasien dans la cluse de Merlet persiste vers l'Est, le Tithonique y apparaît et se termine dans les pentes Sud du col des Gallands.

Nous touchons maintenant à la bordure néocomienne de l'aire synclinale de Creyers, mais avant de passer à son étude, il est indispensable d'étudier au préalable le synclinal de mollasse rouge de Bonneval et les plis de la bordure occidentale.

SYNCLINAL OLIGOCÈNE DE BONNEVAL. 1.

Sur le sentier du col du Tat à Bonneval, à Mardarel, on voit la mollasse rouge oligocène reposer au Sud sur les divers termes du Néocomien et de l'Aptien supérieur, jalonnant, depuis le col du Gaud, la ligne de refoulement. Ils disparaissent bientôt et c'est successivement, en se dirigeant vers le Nord, le Rauracien puis le Séquanien, le Kiméridgien et enfin le Tithonique qui vont butter contre le Tertiaire.

A l'Ouest, quoique les contacts ne soient pas toujours visibles, il n'y a sûrement pas de ligne de dislocation continue, et la mollasse rouge repose sur les tranches des couches qui, depuis le Jurassique supérieur jusqu'à l'Aptien, constituent : 1° *le synclinal de Taravel ;* 2° *l'anticlinal de Bonneval ;* 3° *le synclinal accessoire de Terre-Rouge.*

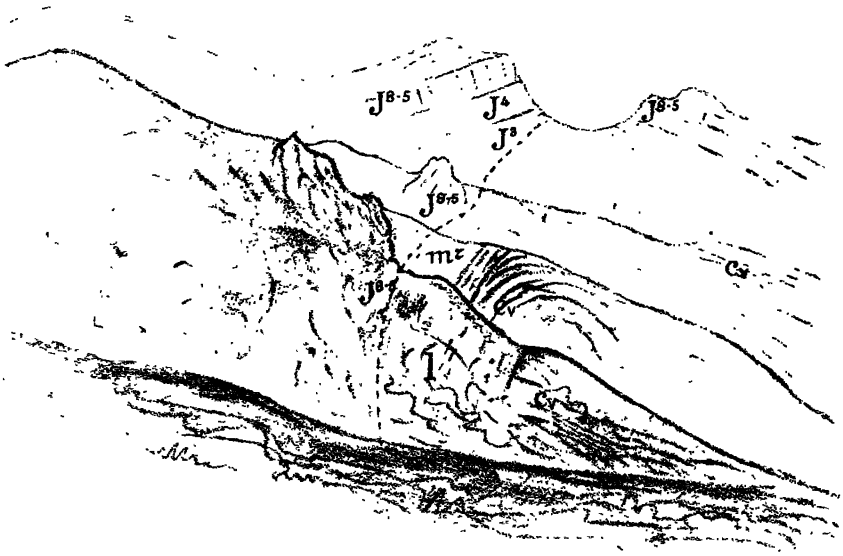


Fig. 9. — Croquis du synclinal oligocène 1 de Terre-Rouge relevé des pentes Ouest du col.

La ligne ponctuée marque le trajet du pli-faille de Bonneval, m^r, mollasse rouge oligocène en discordance sur le Valanginien au premier plan.

En effet, au Nord de Mardarel, on voit la mollasse rouge reposer, sans l'intervention de dislocation, sur le Tithonique du flanc méridional de l'anticlinal de Bonneval, et il en est probablement de même ainsi pour tous les termes ; jusqu'au Rauracien ils entrent ainsi successivement en contact avec le Tertiaire. En suivant toujours notre synclinal d'Oligocène, nous le voyons gagner la bordure néocomienne de l'aire synclinale de Creyers ; il recouvre le Berriasien, puis le Valanginien, et alors, non loin du sentier de Terre-Rouge à Vaunières, dans ce Valanginien se trouve un synclinal local de Néoco-

mien renfermant même de l'Aptien inférieur. On voit alors avec la dernière netteté, comme en fait foi le croquis ci-contre (fig. 9), la mollasse rouge, qui débute par un poudingue, reposer en nette discordance sur les divers termes du Néocomien ; sur l'autre rive, le contact avec l'Aptien est très visible et le synclinal **l** prend fin, ayant jusqu'au bout conservé son orientation Nord Sud.

De la rapide description précédente on peut conclure *que la mollasse rouge oligocène forme un étroit synclinal Nord-Sud, sur lequel est refoulée la ligne anticlinale jurassique qui sépare le Diois du Beauchaîne. D'autre part le flanc de ce synclinal repose sur la tranche des plis Est-Ouest compris entre l'anticlinal de Lesches et le Néocomien de l'aire de Creyers.* La ligne Nord-Sud de refoulement du Beauchaîne sur le Diois se manifeste comme postérieure à l'Oligocène, et d'autre part, les plis Est-Ouest, depuis Lesches jusqu'à Creyers, comme ébauchés avant cette époque.

Nous verrons dans un chapitre ultérieur les conséquences générales qui se déduisent de la coexistence de ces deux accidents tectoniques orthogonaux et de leurs âges relatifs.

PLIS DE LA BORDURE OUEST DE L'AIRE SYNCLINALE DE CREYERS. **n**.

(Pl. III, fig. 1 à 10.)

Le pli-faille du col de Miscon finit, comme on l'a vu, sous les éboulis du col de la Grésière ; peu avant ce point, vers le Nord-Nord-Ouest s'ouvre un vallon montrant, dans son thalweg, les marnes oxfordiennes, et dominé à droite et à gauche par des crêtes de Jurassique supérieur. C'est l'indication que l'anticlinal de la bordure occidentale de l'aire de Creyers vient finir obliquement sous le pli-faille de Miscon. A l'Ouest de ce pli se creuse parallèlement *le synclinal de Menglon* **m**, qui renferme un affleurement de Valanginien, mais dont on perd bien vite la trace au Nord dans les surfaces de l'Oxfordien et du Callovien. C'est le dernier pli périphérique de Creyers ; après lui, à l'Est on aborde la large aire anticlinale érodée de la vallée de la Drôme **M**.

A l'Est, l'aire de Creyers se trouve limitée par la zone anticlinale jurassique **P**, que nous suivons depuis Lucet. Au delà de Terre-Rouge, c'est l'Infracrétacé tout entier jusqu'au Gargasien, qui butte

contre les calcaires marneux du Séquanien dans lesquels le chevauchement se traduit, à l'Est du col de Boulc, par de magnifiques plissements bien visibles dans les immenses escarpements du Nord Ouest de Toussière. La ligne de refoulement gagne alors le col de Lus, séparant le Rauracien de l'Aptien (fig. 2), mais son intensité cesse assez rapidement ; les différents termes du Néocomien reparaissent successivement contre la lèvre jurassique, la série se complète et la ligne de contact anormal s'éteint bientôt.

La route du col de Grimone, le long de laquelle on peut relever une excellente coupe déjà connue de Ch. Lory, ne montre rien d'analogue ; toute trace de déjètement a disparu, et à la latitude de Borne, on voit ce large anticlinal jurassique pousser vers le Nord-Ouest un prolongement **L**[1] indiqué par un affleurement berriasien qui s'étend jusqu'à Borne pour s'incurver ensuite vers le Sud-Est et cesser bientôt, après avoir ainsi limité au Sud l'aire synclinale de Creyers de celle infiniment moins importante de Bellemotte. Quant à l'anticlinal de Grimone, on le suit par le Jocon, où son flanc occidental montre, au col de la Sèche, une nouvelle tendance, toute locale, au déjètement.

Au Nord enfin, depuis Glandage jusqu'à Borne, c'est la large surface de Barrémien de la vallée des ruisseaux de l'Archiane et des Nonières qui délimite l'aire de Creyers dont la partie centrale est indiquée par le large affleurement de Crétacé supérieur, en grande partie détritique, dont il a été question précédemment.

Au Sud et à l'Est, les assises en question reposent sur le Cénomanien, tandis qu'au Nord et à l'Est elles se montrent directement superposées au Bedoulien et en discordance sur ses bancs.

Comme l'ont déjà fait observer MM. Sayn et Lory, il y a donc là l'indication de mouvements pendant le début du Crétacé supérieur.

AIRE ANTICLINALE DE LA VALLÉE DE LA DRÔME. M.

Depuis Luc jusqu'au Nord de Die, la Drôme coule Nord-Nord-Ouest Sud-Sud-Est, dans une large vallée de marnes callovo-oxfordiennes dominée de toutes parts par une falaise continue de Jurassique supérieur ; c'est une large aire anticlinale presque Nord-Sud et sur laquelle les effets de l'érosion ont été particulièrement intenses.

Quoiqu'il soit impossible d'en préciser la position, l'axe anticlinal de cette surface semble en général suivi d'assez près par le lit de la Drôme. Il en est de même, à plus forte raison, pour la reconstitution de cette aire dont il ne nous reste plus que les couches profondes, qui présentent, en certains points, des plissements pouvant faire croire à une structure complexe. Il ne faut néanmoins pas s'exagérer la valeur de ces indices ; le profil de la cluse de Saint-Roch à Orpierre, dans lequel le Tithonique peu incliné repose sur un substratum de Kiméridgien, excessivement plissé et tourmenté, nous permet de supposer avec vraisemblance que les derniers termes de la série jurassique pouvaient constituer une large croupe seulement ondulée, au moins dans la partie méridionale. Aux environs de Menglon, le Callovien et l'Oxfordien sont assez plissés, mais, comme d'habitude, il est impossible de suivre sur quelque distance un pli dans de semblables terrains.

A la latitude des Molières et surtout de Die, l'anticlinal callovien de l'axe de la vallée est unique. En suivant cet affleurement callovien, on le voit bientôt disparaître en profondeur. La bordure tithonique qui ferme la vallée au Nord dessine plusieurs terminaisons anticlinales que nous allons examiner. A l'Ouest c'est l'anticlinal jurassique de Ponet Saint-Auban qui montre son noyau oxfordien jusqu'au But des Richaudes, puis la voûte tithonique se referme et l'anticlinal s'incurve pour devenir à peu près Nord-Sud. Nous verrons plus loin quels sont les rapports de ces plis du Nord du Diois avec ceux du Vercors.

Au Nord-Est de Die, notre anticlinal envoie un prolongement sensiblement perpendiculaire au précédent ; il se détache au-dessous du col de Bergus, la voûte tithonique se referme un instant sur la crête des Vignons pour s'ouvrir de nouveau par la cluse de Romeyer ; le Jurassique disparaît bientôt, mais, toujours dans la direction du Nord-Est, on suit notre anticlinal affectant les couches néocomiennes jusque près du Pas-de-Chabrinel (voir plus loin).

La vallée de la Drôme, en amont de Die, est dominée à l'Ouest par un plateau de Jurassique supérieur et de Berriasien assez étroit et à peu près horizontal, abstraction faite de plissements locaux. Au delà on retrouve la large aire de Barsac-Vercheny, arasée au point de montrer sur de grandes surfaces les marnes callovo-oxfordiennes à peu près horizontales. Le large affleurement de ces terres noires entre

Luc et Die n'est séparé à l'Est d'une région analogue que par un affleurement des termes de la série à peine inclinés, sauf pour quelques points : ce sont les hauteurs de Justin, Serre-Chauvière et Rimon ; il semble tout indiqué de considérer l'ensemble de ces trois termes comme appartenant à la même aire anticlinale dont l'affleurement de Tithonique et de Berriasien représente actuellement la partie centrale légèrement déprimée et préservée, dans une certaine mesure, de l'érosion. En outre elle présente au-dessus de Die des plis courts mais assez aigus. On voit en effet, peu au-dessus de Barsac, un court synclinal de Tithonique déversé vers l'Ouest et d'orientation presque Nord-Sud. Sur l'autre versant, dans les pentes de Justin qui dominent Die, on reconnaît alors plusieurs plis déversés vers l'Est.

Comme on le voit, les plis sont tous orientés Nord-Sud et toute trace d'ondulation transversale fait défaut. Il reste maintenant à étudier les rapports de cette vaste surface anticlinale avec le Vercors. C'est à cette analyse que nous allons passer.

Si l'on mène une coupe Est Ouest à travers le Sud du Vercors, on y reconnaît les plis suivants, à partir de l'Est :

1° Synclinal de Rousset, Saint-Julien-en-Vercors, Rencurel, l'Échaillon ;

2° Anticlinal de Chamaloc, la Chapelle-en-Vercors ;

3° Anticlinal de Vassieux ;

4° Anticlinal de l'Infernay ;

5° Anticlinal d'Omblèze ;

6° Synclinal du Chaffal, Plan-de-Baix ;

7° Synclinal de Suze. Blacons, Piégros ;

8° Anticlinal de Penet, Aouste, la Répara.

Les seuls plis dont il y ait à s'occuper ici sont les quatre premiers, les relations des derniers avec les éléments tectoniques méridionaux seront examinés à propos du Valentinois.

1° *Synclinal de Rousset.*

A partir du village de Rousset, en se dirigeant vers le Sud, le synclinal s'élève vers le col et au fur et à mesure s'atténue, si bien qu'il ne s'accuse plus dans la falaise urgonienne que par un léger synclinal (fig. 10). Il est donc en voie de complète extinction et l'examen de la bordure Nord de Jurassique supérieur de l'aire anti-

clinale de la vallée de la Drôme ne montre aucun accident susceptible de le relayer. Ainsi le *synclinal de l'Échaillon, Rencurel, Saint-Julien-en-Vercors, Rousset*, s'éteint donc à *deux kilomètres au Sud-Est du col de Rousset sans qu'aucun pli du Diois le relaye.*

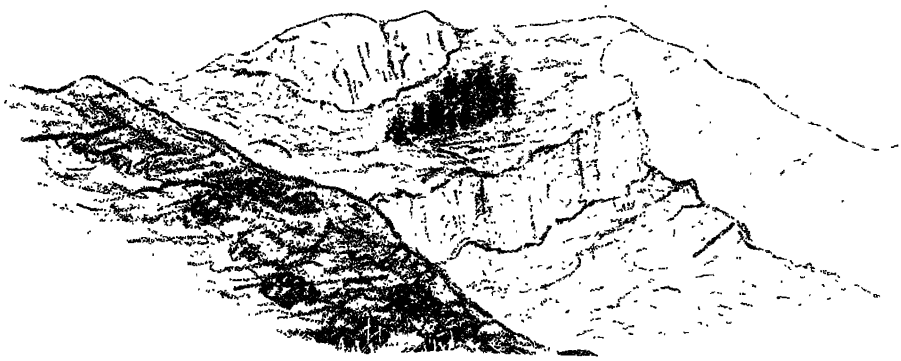


Fig. 10. — Croquis de la terminaison S. du synclinal de Rousset, vue des pentes méridionales du col.

2° *Anticlinal de Chamaloc, la Chapelle-en-Vercors.*

Au Sud de la Chapelle, la montagne de la Charbonnière se montre constituée par une voûte d'Urgonien. Le pli ainsi formé se suit par la montagne de Nève jusqu'à l'Ouest du col de Rousset, on en retrouve les dernières traces dans le Valanginien et l'Hauterivien froissés et redressés sur la route du col, au Nord de Chamaloc, mais là encore, ce plissement ne paraît pas avoir intéressé la ceinture de Jurassique supérieur de la rive droite de la Drôme.

L'anticlinal de la Chapelle-en-Vercors-Chamaloc s'éteint aussi sans être relayé par aucun pli du Diois septentrional.

3° *Anticlinal de Vassieux.*

Entre Vassieux et Fond-d'Urle l'Urgonien dessine un nouvel anticlinal très visible sur le bord de la falaise au Puy-de la-Gagère, mais cessant bientôt vers le Sud et qui, en tous cas, *n'atteignent point non plus la bordure jurassique de la rive droite de la Drôme.*

Entre l'anticlinal de Vassieux et celui de l'Infernay dont il va être question, le bord du plateau urgonien et les assises du Barrémien

sont horizontales, mais on voit, dans l'alignement de l'axe de l'anticlinal valanginien de Saint-Julien-en-Quint, les marno-calcaires de l'Hauterivien dessiner au bas du talus néocomien un net monoclinal paraissant prolonger le pli de Saint-Julien sans toutefois affecter les assises snpérieures visiblement horizontales.

Ainsi l'anticlinal de Saint-Julien-en-Quint, *prolongement au Nord-Ouest, de l'aire anticlinale de Die, cesse dans le Sud du Vercors sans se raccorder avec aucun des plis de ce faisceau.*

4° *Anticlinal de l'Infernay.*

De même qu'au Puy-de-la-Gagère, au Pas-de-l'Infernay l'Urgonien est plissé en un anticlinal, celui de Serre-Montuez dont il n'existe plus aucun indice au Sud. Donc, là encore, *pas de raccord* possible avec le Diois.

D'après cela les rapports entre les plis du Nord du Diois et ceux du faisceau du Vercors qui semblent leur correspondre au point de vue géographique peuvent être résumés en disant qu'*aucun des plis du Vercors ne se prolonge dans le Diois, et que l'un des faisceaux semble naître là où l'autre cesse.*

ANTICLINAL D'ANGÈLE, **N**, ET SYNCLINAL D'ARNAYON, **O**.

(Pl. II, fig. 5-22.)

Comme on l'a vu précédemment à la latitude du village de Cornillon, l'aire anticlinale de Rémuzat-la-Motte-Chalancon **R** se rétrécit considérablement. Contre son flanc Ouest vient finir le synclinal de Cornillon-d'Arnayon, tandis que, immédiatement au Sud, c'est l'anticlinal d'Angèle N. qui vient se raccorder exactement en face de celui de Lépine **F**, si bien que ces deux plis doivent être considérés comme la continuation de la même ride anticlinale déversée vers le Nord.

A son extrémité Sud-Est, le synclinal d'Arnayon **O**, assez régulier, montre un noyau d'Hauterivien (fig. 5), mais bientôt le flanc Sud s'étire, un pli-faille amène les divers niveaux, depuis le Valanginien jusqu'au Rauracien, en contact avec l'Hauterivien (fig. 6).

La figure 7 est une coupe relevée à travers l'anticlinal d'Angèle,

peu à l'Est du col de Pensier. On voit que le Kiméridgien et le Portlandien de son flanc Nord ont totalement disparu dans le pli-faille, mais cette absence n'est que locale, ils réapparaissent bientôt au-dessus des Peines.

A la hauteur du col de Pensier (fig. 8), le flanc Nord est franchement renversé sur le synclinal d'Arnayon, devenu isoclinal, et, le long de la surface d'étirement, c'est le Valanginien qui repose directement sur les marnes aptiennes ainsi repliées sur elles-mêmes. En continuant Nord-Ouest (coupe 9), on observe que le déversement du flanc Nord de l'anticlinal s'atténue pour un instant, mais bientôt (fig. 10) il s'accroît et son revêtement néocomien commence à se trouver poussé en recouvrement sur le synclinal aptien, qui tend, avec la dernière netteté, à devenir horizontal. On voit, en effet, près de la maison Meffre, le Valanginien, d'abord vertical et replié sur lui-même, devenir ensuite presque horizontal et butter contre les marnes aptiennes qui supportent elles-mêmes l'Hauterivien horizontal.

En progressant toujours dans le même sens, au col Lazarier (fig. 11), les marnes du Valanginien dessinent un synclinal flanqué d'un anticlinal. En outre, la série néocomienne se complète ; sur l'Hauterivien en recouvrement sur les marnes aptiennes, on voit apparaître le Barrémien.

Une coupe (fig. 12) passant par l'église d'Arnayon montre l'anticlinal jurassique d'Angèle devenu isoclinal ; sous le Berriasien de son flanc Nord affleurent les marnes valanginiennes qui, comme précédemment, se ploient en un anticlinal sur l'aile Nord duquel s'étage la série néocomienne jusqu'au Bedoulien. Mais ici, dans l'axe même de cet anticlinal, l'érosion a creusé une petite dépression circulaire, un *regard*, dans lequel on voit apparaître, sous le Valanginien, les marnes aptiennes, bien reconnaissables à leur couleur et aux grès verdâtres qu'elles renferment. La présence des marnes aptiennes en profondeur en ce point nous permet de préciser *l'amplitude du recouvrement qui, ici, dépasse un kilomètre.*

Peu après, au-dessus du col de la Pertie, nous trouvons dans le ravin les marnes aptiennes qui affleurent largement entre le Tithonique du flanc inverse d'Angèle et les strates de l'Hauterivien. Enfin, au col de la Pertie (fig. 13), le lambeau de Néocomien que nous étudions dans cette page et qui constitue le Serre Malivert, nous apparaît comme isolé jusqu'à une certaine distance du Tithonique, par

l'ablation du Berriasien et du Valanginien, laissant ainsi apparaître le substratum de marnes aptiennes, qui buttent contre le Jurassique supérieur, et supportent les termes de la série néocomienne depuis l'Hauterivien jusqu'à l'Aptien inférieur, inclinés à 45°, constituant ainsi un lambeau de recouvrement.

Le revêtement néocomien du flanc inverse d'Angèle est ainsi complètement érodé au-dessus du col de la Pertie, mais on le retrouve sur les pentes de la rive droite du niveau d'Arnayon, au-dessus de la maison Bardon (fig. 14). L'Infracrétacé, complet depuis le Berriasien jusqu'à l'Aptien inférieur, repose sur les marnes aptiennes. Un kilomètre plus loin, l'érosion a fait de nouveau disparaître la partie terminale du lambeau de recouvrement, et les éboulis gênent beaucoup l'observation. Néanmoins, à la Bergerie (fig. 15), on observe la disposition suivante : le flanc inverse de l'anticlinal d'Angèle est mutilé par un étirement qui fait butter les calcaires à *Phylloceras Loryi* contre le Valanginien, toujours en recouvrement sur le Gargasien, mais alors dans les éboulis des pentes Nord-Est d'Angèle on voit apparaître un synclinal berriasien ; une coupe y montre un anticlinal tithonique couché, correspondant à la crête d'Angèle, puis le synclinal berriasien, et enfin un nouvel anticlinal tithonique plus ou moins étiré donnant une saillie au pied de laquelle les éboulis reprennent pour descendre très bas sur les marnes aptiennes. C'est évidemment l'anticlinal de crête qui est le principal, et en le suivant à l'Ouest nons allons le voir s'étaler transversalement et cesser bientôt.

Une nouvelle coupe (fig. 16) relevée presque perpendiculairement à la précédente, c'est-à-dire Nord-Ouest Sud-Est, le long de la crête qui aboutit au sommet occidental d'Angèle, montre, l'anticlinal jurassique de la crête dont le flanc Sud est mutilé par un pli-faille qui ramène le Berriasien, puis un nouvel anticlinal tithonique également déjeté vers le Nord, et dont le revêtement néocomien du col Lescou, plus ou moins étiré, est en recouvrement sur les marnes aptiennes. A partir de là, l'anticlinal d'Angèle s'étale brusquement en T par deux prolongements N^1, Nord-Nord-Ouest-Sud-Sud-Est, placés dans le prolongement l'un de l'autre, et dont le plus méridional est indiqué par la crête tithonique du col Gareau ; quand à l'autre, c'est dans son axe qu'affleure le Valanginien à Grande-Bouvières.

Quant à la ligne de refoulement, elle contourne l'affleurement d'Aptien inférieur du col Lescou et sépare ensuite le Valanginien des marnes aptiennes, mais alors elle vient se greffer sur la ligne de contact anormal de Couspeau que nous allons étudier.

Le pli d'Angèle est donc un anticlinal jurassique qui, dès son origine, montre une tendance au déversement vers le synclinal d'Arnayon, si bien que la portion néocomienne de son flanc normal repose sur les marnes aptiennes du synclinal en question. A la faveur d'une ligne d'étirement qui mutile plus ou moins le flanc inverse, le flanc normal constitue, sur plus de six kilomètres de longueur et près d'un de largeur, une nappe de recouvrement *encore en continuité avec les différents termes stratigraphiques de ce pli qui cesse brusquement en envoyant, perpendiculairement à son axe, deux prolongements opposés.*

Peu à l'Ouest du col Lescou, on voit les marnes aptiennes de Gumiane envoyer au Sud-Ouest un étroit affleurement qui sépare la bordure néocomienne de l'anticlinal d'Angèle de celle de Couspeau qui va être décrite.

En outre, cette bande de marnes peu inclinées se trouve isolée de toutes parts par la ligne de refoulement d'Angèle qui, après avoir décrit à la surface ce sinus, grâce à l'érosion, se continue sans interruption sur le flanc Est de l'anticlinal de Couspeau, en permettant aux divers niveaux néocomiens de ces deux plis de prendre successivement contact avec cette avancée gargasienne dont l'extrémité méridionale vient ainsi déboucher dans le synclinal aptien de Petites-Bouvières qui est couché sur lui et n'en est séparé que par la surface de chevauchement d'Angèle-Couspeau, si bien qu'en ce point le Gargasien, *abstraction faite de la diminution due à l'étirement, se répète quatre fois.* C'est cette disposition que représente la figure 17.

Enfin, de l'extrémité méridionale du sinus de la ligne de chevauchement d'Angèle s'en détache une nouvelle beaucoup moins importante qui va finir dans les marnes valanginiennes de l'apophyse Nord de l'anticlinal d'Angèle; c'est contre elle que se termine brusquement au Sud le synclinal gargasien de Bouvières.

ANTICLINAL DE COUSPEAU. T.

Dominant au Nord l'étirement des marnes aptiennes dont il a été question plus haut, on voit la série néocomienne, depuis l'Aptien

inférieur jusqu'au Berriasien, chevaucher sur le Gargasien à la faveur de la surface de recouvrement qui, après avoir bordé le flanc Nord d'Angèle, vient ici priver de son aile orientale l'anticlinal de Couspeau qui est alors orienté presque Nord-Sud (fig. 18). Au delà de Chameinier, sur les pentes du col du Pin, le flanc Est étiré tend à reparaître avec le Berriasien (fig. 19). En continuant vers le Nord on trouve ensuite le Tithonique, à la latitude de Barral (fig. 20); le flanc oriental manque toujours ; le Séquanien, puis le Rauracien apparaissent, buttant, non plus contre les marnes aptiennes, mais contre le Néocomien du flanc étiré du synclinal aptien, qui tend à se reconstituer (fig. 21).

Au-dessous du roc de Couspeau, point culminant de l'arête, la surface d'étirement, presque verticale, marque le contact entre le Rauracien et les marnes aptiennes qui cessent bientôt vers le Nord, puis on voit le Jurassique chevaucher successivement sur les divers termes du Néocomien jusqu'au Valanginien qui dessine un anticlinal qui n'est autre que celui de Chalancon.

A partir de là l'étirement, beaucoup moins intense, se borne à mettre en contact avec les tranches du Tithonique inférieur de la crête les assises du Berriasien qui plongent en sens inverse, c'est-à-dire vers l'Est (fig. 23). Il en est ainsi jusqu'au delà du col de Poujol, point à partir duquel le pli de Couspeau, jusqu'ici sensiblement Nord-Sud, s'incurve presque à angle droit, suivant une courbe assez douce, pour continuer sa course avec une orientation Ouest-Nord-Ouest qui le rend grossièrement parallèle au synclinal de la forêt de Saou. A quatre kilomètres environ au Nord du col de Poujol, le Berriasien disparaît sous le Valanginien qui entre en contact avec le Tithonique inférieur, et il en est successivement ainsi de tous les termes de la bordure néocomienne du synclinal de la forêt de Saou, jusque sur les pentes Nord-Ouest du col de la Chaudière, où l'on voit les marnes aptiennes butter contre le Tithonique (pl. III, fig. 13), qui disparaît bientôt en profondeur. Plus à l'Ouest, dans la colline de la Tour de Bezaudun (pl. III, fig. 14), c'est le Valanginien qui marque la charnière de l'anticlinal, large et asymétrique ; le flanc septentrional est toujours accompagné d'une ligne de contact anormal qui permet aux différents sous-étages du Néocomien de prendre contact avec le Cénomanien ; mais c'est enfin le tour du Bedoulien; après lui les marnes aptiennes réapparaissent et toute trace d'étire-

ment a définitivement disparu ; mais de son côté l'anticlinal de Couspeau prend fin. C'est d'abord le Valanginien qui disparaît en profondeur, en trahissant à la surface sa présence par une dépression semi-circulaire limitée à l'extérieur par un rempart rocheux concentrique formé par les calcaires hauteriviens et barrémiens ; enfin l'Aptien inférieur forme le revêtement externe, mais après avoir montré un pendage rapide vers l'Ouest, il devient presque horizontal, dépasse Marnans, puis est entamé par le Roubion qu'il franchit pour aller finir à Francillon sous les marnes aptiennes. Tel est le parcours de ce pli qui, après avoir été dirigé Nord-Sud, a pris au voisinage du synclinal de la forêt de Saou la direction Est-Ouest avec laquelle il vient s'éteindre dans le Valentinois.

ANTICLINAL DE VAUCLUSE. T^1.

A l'Ouest de Bouvières naît un large anticlinal néocomien qui forme la montagne de Vaucluse et isole les marnes aptiennes de Bouvières de celles de Crupies et Bourdeaux. La cluse du Roubion qui s'ouvre à Crupies est creusée dans son sein et le montre déjà déjeté vers l'Est. Cette tendance s'accentue si bien que sur la pente Sud du col de Soubeyrand (pl. III, fig. 1) un pli-faille amène successivement tous les termes du Néocomien depuis le Bedoulien jusqu'au Valanginien au col même. Mais bientôt la saillie de l'anticlinal diminue l'importance du rejet ; aussi, peu avant les Tonils, l'anticlinal de Vaucluse n'est plus marqué que par une voûte de marnes valanginiennes et le synclinal du col par une bande d'Hauterivien. Au Nord du village enfin les dernières traces de ces plis ont disparu. L'anticlinal de Vaucluse n'est donc qu'un pli accessoire de celui de Couspeau, mais qui comme lui, nettement déversé vers l'Est, témoigne également du chevauchement du Valentinois sur le Diois.

RÉGION DU DÉSERT

On peut, sous cette rubrique, grouper les différents éléments orotectoniques de la contrée comprise entre l'arête d'Angèle au Sud, celle de Couspeau et de la forêt de Saou à l'Ouest et l'aire an-

ticlinale de la vallée moyenne de la Drôme au Nord et à l'Est.

Comme on l'a vu précédemment, c'est sur le synclinal d'Arnayon que se déverse la bordure anticlinale d'Angèle et de Couspeau ; son flanc méridional est constamment mutilé, le flanc septentrional est constitué par la retombée Sud d'un pli Sud-Est Nord-Est beaucoup moins accentué. L'aire anticlinale de la Motte-Chalançon envoie au Nord-Ouest un prolongement, *l'anticlinal de Chalançon* **R**[1] (pl. III, fig. 1), indiqué par l'inflexion de l'affleurement du Tithonique qui domine Chalançon ; c'est ensuite le Valanginien qui, toujours dans la même direction, dessine une voûte peu accentuée d'ailleurs. Au-dessous du Petit-Paris, aux Frigannières (pl. II, fig. 21), la cluse du torrent met à nu un bombement de Berriasien et de Tithonique, puis la boutonnière se referme et l'anticlinal valanginien vient bientôt finir obliquement contre la ligne de contact anormal de Couspeau.

Au Nord-Est, le large affleurement d'Hauterivien au milieu duquel est bâti Saint-Nazaire-le-Désert constitue un nouveau synclinal **p** toujours orienté Nord-Ouest Sud-Est qui, à l'Est, s'accentue en se rétrécissant et renferme successivement tous les termes du Néocomien jusqu'aux marnes aptiennes, près de Rochefourchat. A partir de ce village, il est difficile de se prononcer sur la continuité du synclinal vers le Nord, puisqu'un champ d'éboulis vient brusquement s'étaler sur une assez grande surface ; néanmoins il est très probable que le synclinal aptien qui surgit en quelque sorte des éboulis, à un kilomètre au Nord-Ouest, pour se continuer jusque vers Saint-Moirans, formant ainsi une bordure à la forêt de Saou, n'est autre chose que notre pli de Saint Nazaire et de Rochefourchat dévié par un accident transversal caché sous les dépôts superficiels.

DÔME DE BRETTE. X.

De Volvent à Rochefourchat, les couches néocomiennes du synclinal de Saint-Nazaire viennent s'appuyer contre un large bombement jurassique qui, si ce n'était le prolongement qu'il pousse vers Rochefourchat, mériterait tout à fait la désignation de *dôme,* et c'est même le premier accident de cette nature que nous rencontrons depuis les Baronnies. Ce dôme, érodé jusqu'à l'Oxfordien, revêt grossièrement la forme d'un cirque au milieu duquel se place Brette et qui est en-

touré d'une ceinture rocheuse tithonique formant, à l'Est, le sommet de la Cervelle (1614 m.). Ce pourtour est atteint par trois accidents transversaux qui revêtent tout à fait le caractère de failles.

Le plus important se place à l'Est du Pas-du-Gourd; il est orienté Nord-Est Sud-Ouest et sa lèvre occidentale est abaissée de telle sorte qu'en plan le Berriasien pousse, dans l'intérieur du dôme, une avancée de près de deux kilomètres qui butte à l'Est contre le Séquanien. Cette faille a trois kilomètres de longueur.

Le deuxième accident, beaucoup moins important et plus voisin de Saint-Nazaire, est parallèle au précédent, mais se borne à produire une dénivellation de quelques mètres. Enfin le troisième affecte le flanc Nord du dôme; il naît à l'Est de Pradelles, est orienté sensiblement Est-Ouest et se borne à un dérangement peu considérable des couches.

A l'Ouest de Brette notre bombement pousse une apophyse anticlinale qui remonte légèrement vers le Nord-Ouest ; elle est érodée jusqu'à l'Oxfordien, mais en vue du sommet qui domine à l'Ouest Pont-Étroit, la boutonnière se referme et le Tithonique forme une voûte. Le pli principal s'incurve alors pour se diriger vers Rochefourchat, mais son flanc occidental s'étire au point que le Rauracien butte contre le Berriasien ; puis la série se rétablit et le pli cesse en vue de Rochefourchat.

Du sommet tithonique signalé plus haut se détache alors une arête anticlinale Nord-Sud qui va aboutir à l'anticlinal faillé des Glaizaules dont il sera question plus loin.

Le dôme de Brette est donc mutilé sur son pourtour par *trois failles* et il envoie à l'Ouest un éperon sur lequel vient se raccorder une saillie anticlinale qui le rattache à un pli voisin de direction sensiblement perpendiculaire à la sienne. A l'Est et au Nord-Est de cet élément tectonique on trouve une vaste surface en pente douce formée de Berriasien puis de Tithonique peu inclinés et qui aboutissent à un abrupt constituant la limite du Désert et dominant les talus ravinés de l'Oxfordien depuis le col de la Motte et Jonchères jusqu'au Pas-de-Saint-Michel. C'est au pied de cet escarpement et parallèlement à son bord que court le pli-faille de Jonchères (v. pl. III, fig. 1-2) précédemment étudié jusqu'à Poyols, à propos de l'aire synclinale Saint-Dizier-Bellegarde et de l'aire anticlinale de Beaumont. On a vu en effet que depuis le col de la Motte, l'anticlinal jurassique **K**

dont les pentes berriasiennes de Volvent-Aucelon représentent le flanc occidental, et l'Oxfordien et le Callovien de Poyols le noyau, était totalement privé de son flanc oriental par un pli-faille incliné vers l'Ouest, de telle sorte que cet anticlinal de bordure chevauchait sur l'aire synclinale de Bellegarde. Sa lèvre orientale est ensuite jalonnée par une bande de Rauracien, le synclinal de Poyols, que l'on peut suivre jusqu'à Montlaur, et après une brève interruption jusqu'à Jansac, où le pli-faille cesse. Il persiste néanmoins dans le Rauracien des pentes au Sud de Barnave un pli anticlinal très net qui a tourné à angle droit pour venir aboutir au Pas-de-Saint-Michel, où la boutonnière oxfordienne se referme pour se rouvrir un instant, et notre anticlinal, toujours Est-Ouest, franchit la Roanne et se raccorde avec l'arête anticlinale de Laoup, après avoir séparé la dépression néocomienne de Pradelles de celle de Saint-Benoît. Ainsi, quoique se tenant à une certaine distance de son bord, *l'anticlinal de bordure du Désert semble être un pli concentrique de la portion orientale et septentrionale du dôme de Brette qui offrirait sur une partie de sa longueur un exemple de déversement périphérique.*

Aire synclinale de Pradelles. **r.**

Entre le prolongement occidental du dôme de Brette au Sud et l'anticlinal de bordure du Désert, à partir de Jansac, on trouve un synclinal de Valanginien et d'Hauterivien dont le flanc Est est doucement incliné depuis Aucelon, tandis qu'à l'Ouest il est chevauché par l'anticlinal jurassique des Glaizaules dont le flanc oriental s'étire bientôt.

Anticlinal des Glaizaules et de Chastel-Arnaud. **Y.**

Comme on l'a vu plus haut, à l'Est de Rochefourchat se termine un anticlinal jurassique auquel vient se réunir l'éperon du dôme de Brette. Ce pli continue vers le Nord en s'incurvant cependant de façon à décrire jusqu'au Serre-de Laoup un arc de cercle concentrique au bord du Crétacé supérieur de la forêt de Saou. Aux Glaizaules son flanc Est s'étire et s'accompagne d'un pli-faille (pl. III, fig. 2) qui fait butter le Séquanien contre le Valanginien de Pradelles.

L'anticlinal de Jansac vient alors se greffer sur son flanc oriental, mais peu après, dans la cluse de Malvoisin (pl. III. fig. 11), on le re-

trouve très aigu, complet néanmoins quoique totalement déversé vers l'Est. Il s'en détache, tout près du Serre-de-Laoup, un prolongement septentrional Y^1 dont le flanc Nord est immédiatement mutilé par une ligne de contact anormal amenant le Séquanien en regard du Valanginien de Saint-Benoît sur lequel il chevauche. Les curieuses dislocations que subit ce nouveau pli seront d'ailleurs décrites plus loin. Au delà du Serre de-Laoup, l'anticlinal des Glaizaules tend à se rapprocher du bord du Crétacé supérieur. Le pli est étiré au point que son flanc Nord-Est est, à partir du col de Laoup, mutilé par une ligne de contact anormal à la faveur de laquelle le Séquanien chevauche sur le Valanginien du synclinal d'Espenel (fig. 12). Il en est ainsi jusqu'à la hauteur de la cluse de la Drôme, en amont de Saillans, où l'anticlinal jurassique Nord-Sud qui domine à l'Est cette localité vient se raccorder avec notre anticlinal, comme il va être dit.

ANTICLINAL DE SAILLANS. Y^2.

(Pl. III, Fig. 20.)

La ligne d'étirement qui, au-dessus d'Espenel, affectait le flanc Nord-Est de l'anticlinal décrit précédemment se coude à angle droit et affecte le flanc Est du pli de Saillans, dont le Séquanien chevauche sur le Valanginien d'Espenel. Au Nord de la cluse de la Drôme le pli continue, toujours déversé vers le Diois dont il constitue d'ailleurs la limite, mais à trois kilomètres de la rivière, la ligne d'étirement cesse par atténuation progressive ; le pli, normal cette fois, s'incurve légèrement vers l'Ouest et s'éteint bientôt. A deux kilomètres au Nord de la terminaison de cette ligne de contact anormal on voit naître, au Sud de Véronne, un bombement de Tithonique qui lui aussi, d'après les tracés de M. Kilian, est atteint sur son flanc oriental par une faille qui se place rigoureusement dans l'alignement de celle qui affecte l'anticlinal de Saillans. Pour revenir à l'anticlinal de Laoup on trouve, à sa jonction avec celui de Saillans, un large anticlinal jurassique érodé jusqu'à l'Oxfordien et ne montrant plus de déversement. Le Tithonique disparaît d'ailleurs assez rapidement en profondeur, mais le Berriasien, puis le Valanginien, continuent à former le noyau d'un anticlinal Est-Ouest, continuation évidente de celui-ci et qui sera étudié plus loin.

Ainsi, depuis Rochefourchat jusqu'à la latitude de Saillans, s'étend un anticlinal jurassique toujours déversé vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers l'extérieur de la forêt de Saou *dont il n'est qu'un pli concentrique*. En outre, on reconnaît dans cette ride un certain nombre de lieux de surélévation plus considérable et plus disloqués. Le premier se place entre Rochefourchat et Pradelles, au lieu même du raccordement avec l'éperon du dôme de Brette ; le deuxième est indiqué par le Serre-de-Laoup d'où se détache l'anticlinal étiré des gorges de la Roanne, et le troisième enfin n'est autre que le brusque élargissement du pli après le raccord avec l'anticlinal de Saillans. Cette apparence de chapelet qu'ils communiquent ainsi à l'anticlinal Rochefourchat. les Glaizaules, Chastel-Arnaud évoque immédiatement la conception de *plis embryonnaires anciens, primitivement distincts et raccordés sous un effort ultérieur par une ligne anticlinale continue*[1]. Le raccordement a d'ailleurs été d'autant plus aisé qu'ils étaient tous déjetés vers l'extérieur de Saou. Ainsi s'expliqueraient, par le nombre plus considérable d'efforts subis, les dislocations intenses dont ils sont affectés. Et d'ailleurs, si l'on considère le Nord de Saillans, contrée où la striction a été beaucoup moins énergique, le pli de Saillans et celui de Véronne sont actuellement distincts, mais on conçoit aisément qu'un effort plus considérable aurait eu pour résultat de les raccorder de façon à en faire un anticlinal continu déversé vers l'Est, et dans lequel ils auraient vraisemblablement joué le rôle de points de surélévation, tels que le Serre-de-Laoup dans l'anticlinal étudié plus haut.

A propos de la superposition d'effets dus à des efforts de deux âges, on peut rappeler l'allure des failles qui affectent le dôme de Brette, dont la postériorité relativement à la surrection initiale du dôme semble assez probable.

Pour être complet, il me reste à placer, en terminant, l'étude de l'anticlinal laminé **Y**[1] qui part de la Tête-de-Laoup pour venir se raccorder par les basses gorges de la Roanne avec le dôme de la vallée de la Drôme, isolant ainsi le Valanginien de Saint-Benoît du

---

[1] Voir Zürcher, *Note sur la structure de la région de Castellane*, p. 24. — L Bertrand, *Ét. géol. du N. des Alpes-Mar.*, p. 184.

synclinal d'Espenel[1]. Comme le montre la coupe relevée non loin du Serre-de-Laoup (fig. 15), deux surfaces d'étirement ont complètement laminé ses flancs, le Valanginien de Saint-Benoît et celui d'Espenel sont en contact avec le Rauracien resté presque horizontal. Néanmoins cette tranquillité cesse bientôt, et l'on trouve alors à la hauteur de la maison Blain, sur la route de Saint-Benoît dans les gorges de la Roanne (fig. 16), un anticlinal de Rauracien isoclinal et déversé vers l'Est. Il est isolé du Berriasien dans lequel il fait hernie, par les deux mêmes surfaces d'étirement que précédemment. Plus au Nord, la discontinuité que marque la surface supérieure s'atténue, les différents niveaux du Jurassique réapparaissent successivement (fig. 17-18) ; quant à l'inférieure, elle maintient le Rauracien en superposition anormale sur le Berriasien. Bientôt on la perd sous des dépôts superficiels (fig. 19), mais comme peu en aval on voit la rive droite constituée par les calcaires du Tithonique, tandis que c'est le Rauracien qui forme la gauche, il est à supposer que le lit de la Basse-Roanne correspond à notre ligne de contact anormal.

Avec la ligne anticlinale Rochefourchat, Laoup, Saillans, nous avons terminé l'étude du Diois proprement dit ; la ligne de refoulement qui affecte le flanc Est de cette ride complexe relaie assez bien celle de Couspeau jusqu'au col Poujol et marque à son tour le chevauchement du pays de l'Ouest ou Valentinois méridional sur le Diois. C'est donc à l'examen du Valentinois que nous allons passer.

---

[1] Les figures 15 à 19 de la planche III sont des coupes de détail dont l'échelle est légèrement supérieure au 10,000e.

VALENTINOIS MÉRIDIONAL

(Pl. III)

Cette région se relie à celle du Diois de telle façon qu'il est assez difficile de tracer une limite précise entre elles; néanmoins, depuis les environs Ouest du Buis jusqu'à Saillans, on trouve une série de lignes d'étirement Nord-Sud qui offrent la singulière particularité d'être approximativement disposées suivant le même méridien, et qui, toutes aussi, marquent un chevauchement du pays de l'Ouest sur celui de l'Est, c'est-à-dire du Tricastin septentrional et du Valentinois méridional sur le Nord des Baronnies et sur le Diois.

Cette limite, très nettement accusée entre Ollon et Montaulieu, gagne ensuite, un peu arbitrairement il est vrai, le flanc occidental de l'aire anticlinale d'Angèle, puis suit le pli-faille de Couspeau dans sa portion Est-Ouest pour atteindre au col Poujol la ligne d'étirement du flanc de l'anticlinal des Glaizaules qui se poursuit jusqu'à Véronne, sur les confins du Vercors.

Dès lors, le Valentinois se présente comme un pays de dômes et de brachyanticlinaux dans lequel vont se terminer quelques-uns des plis occidentaux des Baronnies et du Diois.

Le régime tectonique du Valentinois est, en effet, fort différent de celui du Diois et des Baronnies. On n'y rencontre plus de plis linéaires, mais des dômes et des brachyanticlinaux de Néocomien[1] surgissant au milieu des marnes aptiennes qui forment le substratum de toute la surface peu accidentée du Nord-Est de Montélimar.

On a précédemment vu que l'anticlinal de la Lance cessait peu à l'Est d'Aleyrac, et qu'alors le Sénonien de la bordure occidentale de Dieulefit et les dépôts tertiaires d'Aleyrac commençaient à montrer vers le Sud un léger plongement qui se poursuit, d'ailleurs, le long de la crête Est-Ouest qu'ils dessinent jusqu'à Ollon. Au Nord

---

[1] En voir l'énumération dans Ch. Lory, *Dauphiné*, et Fallot, *Thèse*.

de cette arête, on trouve tous les terrains en superposition normale jusqu'à l'Aptien inférieur qui constitue le noyau du brachyanticlinal de Puygiron.

Ce dernier élément est orienté assez exactement Est-Ouest et s'étend depuis la latitude de Portes jusqu'à celle d'Espéluche ; l'inclinaison de ses bancs est faible et assez régulière.

Sur les marnes aptiennes du mamelon voisin de la maison Gabert, sur le bord du Jabron repose l'Oligocène, représenté par des marnes bariolées et des calcaires lacustres, recouverts eux-mêmes par la mollasse burdigalienne à *Pecten subbenedictus*.

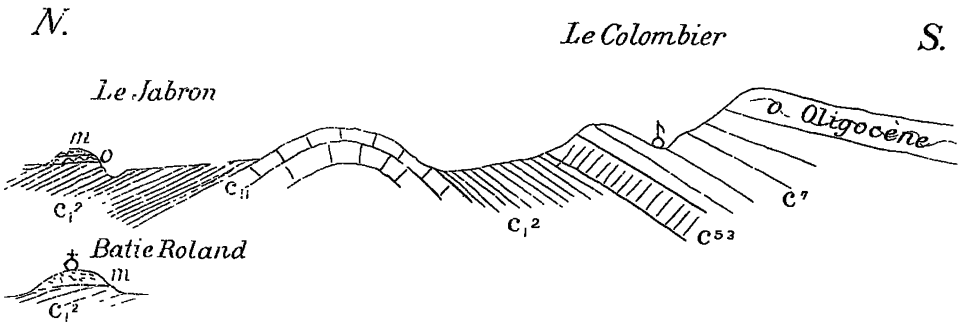


Fig. 11. — Coupe à travers le brachyanticlinal néocomien de Puygiron, montrant la double transgression oligocène et miocène.

c^7 Emschérien.

m Mollasse burdigalienne.

Un peu plus au Nord, le village de la Bâtie-Rolland est construit sur la même mollasse marno-calcaire, qui repose alors directement sur les marnes aptiennes. Sur le flanc Nord du brachyanticlinal, on relève la coupe du Colombier déjà étudié par M. Fallot[1]. L'Oligocène repose sur les calcaires sénoniens à *Micraster decipiens* et forme les grandes pentes qui, au delà de Réauville, supportent les sables à *Scutelles* de la base de Miocène des environs de Grignan.

---

[1] *Thèse*, p. 179.

Cette succession montre ainsi *trois transgressions:* d'abord celle du Sénonien sur le Cénomanien, puis celle de l'Oligocène sur les divers termes du Crétacé depuis l'Urgonien, non loin de là au Sud d'Allan, jusqu'au Sénonien ; et enfin celle de la mollasse miocène sur l'Aquitanien, fait déjà connu. Le brachyanticlinal de Puygiron se termine à l'Ouest par un assez rapide plongement des couches bedouliennes ; mais il suffit de franchir un synclinal de marnes noires et de grès sus-aptiens pour trouver, de l'autre côté de la route de Montélimar à Espéluche, un nouveau pointement d'Aptien inférieur, celui de Notre-Dame-de-Montchamp qui se présente plutôt aligné Nord-Sud.

Au Sud, en traversant le synclinal albien d'Allan, on retrouve le Bedoulien et même du Barrémien supérieur, le tout à l'état de calcaires urgoniens, qui constituent le pointement de Combelière, sur lequel vient reposer transgressivement l'Oligocène des grandes pentes de Montoyer et Réauville. Toutefois la proximité de l'affleurement urgonien de Montchamp qui n'est alors qu'un prolongement de celui, plus étendu, de Châteauneuf, Rac et Donzère permet de croire qu'il s'agit seulement de la terminaison orientale de l'éperon anticlinal que pousse la bordure néocomienne du Massif central, et dans lequel le Rhône a creusé la cluse du Robinet de Donzère.

Ainsi cette saillie anticlinale, depuis le Rhône jusqu'après la maison Combelière, ne représente qu'une avancée du Massif central, et c'est alors le *synclinal albien d'Allan qui marque la limite entre les derniers éléments tectoniques pouvant se rapporter aux Alpes, et la bordure sédimentaire de ce dernier massif.*

Nous verrons plus loin le synclinal de Roynac, entre Marsanne et Crest, jouer un rôle tout à fait analogue.

AIRE SYNCLINALE DE DIEULEFIT. X.

De toutes les entités tectoniques de cet ordre du Valentinois, l'aire de Dieulefit est assurément la plus considérable. Son grand axe est orienté approximativement Nord-Ouest Sud-Est et sa région médiane occupée par le large affleurement de Crétacé supérieur, connu depuis longtemps sous la désignation de vallée de Dieulefit.

En réalité, cette aire synclinale naît à la suite du prolongement

Nord-Ouest de celle de Sainte-Jalle, et n'en est séparée que par la saillie anticlinale jurassique dans la charnière de laquelle l'Eygues coule entre Sahune et Curnier. Les hauteurs de Néocomien d'Eyrolles, du Serre-la-Fraysse et de Chaudebonne dessinent ensuite une première ceinture au delà de laquelle s'élèvent, au Nord de Saint-Ferréol, les pentes raides du Crétacé supérieur de Miélandre et des Trente-Pas. Sur la bordure Sud-Ouest de notre aire, au Nord de Condorcet, vient se terminer, comme il a été dit plus haut, une zone anticlinale disloquée qui forme une sorte d'échancrure dans le bord méridional de l'aire de Dieulefit.

Les dislocations qui intéressent la bordure tithonique de cette aire anticlinale atteignent d'ailleurs l'extrémité méridionale de l'affleurement de Crétacé supérieur, c'est ainsi que la ligne d'étirement qui, sur le flanc Ouest du mont Reyssas isole un paquet de Barrémien entre le Malm et le Cénomanien, se poursuit plusieurs kilomètres vers le Nord en faisant butter l'Aptien et le Gault contre ce dernier terrain.

La bordure méridionale de l'aire de Dieulefit est faite jusqu'à l'Est d'Aleyrac par l'anticlinal de la Lance **E**, qui prend fin avant ce village (pl. I, fig. 21), et laisse la limite quelque peu imprécise. Au Nord c'est le bord méridional du dôme néocomien de Pont-de-Barret, Rochebaudun qui le limite sur quelques kilomères, mais de nouveau, depuis Félines jusqu'à l'anticlinal de Vaucluse, il n'y a plus de saillie de cette nature. La bordure de l'aire synclinale de Dieulefit nous apparaît donc comme de *constitution hétérogène, ce qui témoigne de son individualité.*

DÔME DE PONT-DE-BARRET

Au Nord du brachyanticlinal de Puygiron, les marnes aptiennes disparaissent bientôt sous des dépôts superficiels, et aussi sous les alluvions anciennes de la plaine de Cléon-d'Andran. Néanmoins, à l'Est, elles reparaissent près de Manas, redressées contre le pourtour du dôme néocomien de Pont-de-Barret[1]. Entre Rochebaudun au

---

[1] Déjà connu de Ch. Lory (*Dauphiné*, p. 461) qui y signale à Félines (p. 289), *Macroscaphites Yvani*, ce qui indique un affleurement de Barrémien dans la cluse de ce village.

Sud, Pont-de-Barret et Manas à l'Ouest et au Nord, surgit une aire anticlinale de Néocomien qui, malgré l'irrégularité de son pourtour, mérite néanmoins la désignation de *dôme*. Son plus grand diamètre, orienté presque Nord–Sud, se place entre Soyans et Rochebaudun, et elle envoie vers le Sud–Ouest jusqu'à Manas, un éperon qui rappelle celui dont est pourvu, d'après M. L. Bertrand, le dôme de Barrot, dans le Var.

En outre, à l'Ouest de Soyans, il s'en détache, réuni par une sorte de pédicule, un diverticule qui, s'il était isolé, aurait tout à fait les apparences d'un brachyanticlinal.

La surface de cette aire se montre creusée, dans sa région septentrionale, par un synclinal Est-Ouest, assez profond, qui se place peu au Sud de Soyans. Quant à l'apophyse orientale décrite plus haut, elle s'étale pour finir tranquillement à deux kilomètres de Francillon. Comme on le voit, la structure de cette aire anticlinale, de Pont-de-Barret, ne permet trop qu'on la considère comme un dôme dans la stricte acception qu'a reçue ce mot ces dernières années. Néanmoins, il y faut voir un de ces bombements qui, comme les dômes, sont les éléments oroplastiques des régions où. les efforts de la striction se sont bornés à produire un bossèlement de la surface sur laquelle l'intensité du plissement avait été insuffisante à développer des plis linéaires ; tel est le cas du Valentinois.

Anticlinal du col de Lunel.

Si de Soyans on se dirige vers le Nord pour gagner Crest, arrivé au col de Lunel, on a à droite l'escarpement oriental de Crétacé moyen et supérieur de la forêt de Saou, plongeant vers l'Ouest ; tandis qu'à gauche, ces mêmes assises reparaissent pour constituer le synclinal de Roynac. Entre ces affleurements se montrent les marnes aptiennes qui dessinent un anticlinal Nord Sud peu accentué, il est vrai, mais suffisant cependant pour individualiser les synclinaux de Saou et de Roynac. Selon toute vraisemblance, il se relie à l'anticlinal néocomien franchi en cluse par la Drôme entre les environs de la Clastre et Crest.

ANTICLINAL D'AOUSTE

A quatre kilomètres au Sud de Crest, on voit surgir, sous les marnes aptiennes, les calcaires du Bedoulien qui se continuent, en décrivant un quart de cercle, jusque dans la vallée de la Drôme, en face de l'embouchure de la Roanne.

D'autre part, non loin de la route du col de Lunel à Divajeu, ils poussent vers le Sud-Ouest une apophyse, puis remontent vers le Nord pour disparaître sous les dépôts oligocènes qui s'étendent ici transgressivement depuis le Néocomien de Marsanne jusqu'aux environs de Crest.

La succession observée dans la cluse de la Drôme montre que dans l'intérieur du contour retracé plus haut, le Néocomien dessine un anticlinal Nord-Est Sud-Ouest, dont le flanc occidental est en partie caché par les dépôts oligocènes.

Cet anticlinal se retrouve sur la rive opposée de la Drôme, avec les mêmes apparences et une direction franchement Nord-Sud. C'est alors la continuation de l'anticlinal de Penet, et *l'anticlinal d'Aouste n'est donc que l'extrémité méridionale d'un pli externe de la bordure occidentale du Vercors qui, au voisinage de la forêt de Saou, s'incurve vers le Sud-Ouest.*

SYNCLINAL DE ROYNAC

On sait depuis longtemps que l'Oligocène du bassin de Crest repose sur le Néocomien dans cette ville, puis recouvre transgressivement les divers termes de la série supracrétacée pour aller de nouveau reposer sur le Néocomien de Marsanne.

L'Aptien et le Crétacé moyen et supérieur décrivent donc un large anticlinal qui montre manifestement son origine préoligocène et son orientation Nord-Sud.

D'autre part, le Néocomien supérieur de Marsanne plonge vers l'Est, et vers le Sud aux environs de Montélimar (l'Homme d'Armes), correspond, sur la rive opposée du Rhône, à celui du Teil. Le large affleurement néocomien compris entre Livron, Marsanne et

Montélimar, appartient à la bordure sédimentaire du Massif central *et l'axe synclinal de Roynac marque donc la limite entre le pli le plus externe du Vercors et le Massif central.*

Pour terminer l'étude du Valentinois, il reste à examiner l'aire synclinale de la forêt de Saou, qui se présente au Nord comme l'homologue de celle de Dieulefit, mais avec des caractères plus accentués encore.

AIRE SYNCLINALE DE LA FORÊT DE SAOU. t.

(Pl. II, fig. 24, et pl. III, fig. 2 et fig. 11 à 14).

La physionomie de la forêt de Saou a été décrite bien souvent ; le Crétacé supérieur, excessivement puissant (600 m.), décrit une enceinte elliptique terminée à l'extérieur par d'imposants escarpements interrompus par deux passages principaux : le Pas-de-Lauzun et le Pertuis-de-la-Forêt.

Sa constitution géologique a été l'objet d'études de Sc. Gras, Reynès, M. de Rouville, Ch. Lory et M. Fallot, mais personne, à ma connaissance, n'a entrevu le rôle considérable qu'elle avait joué dans l'oroplastique de la région par l'intensité de son influence directrice sur les dislocations du Diois occidental et du Vercors méridional. L'aire synclinale de la forêt de Saou a la forme d'une ellipse très allongée, à bords transversaux parallèles, et orientée presque Est-Ouest. Elle naît dans le Néocomien du flanc Nord-Est de l'anticlinal de Couspeau à la hauteur du point coté 1482 avec un synclinal de Barrémien limité par un anticlinal local déversé vers l'Est comme tous les plis du voisinage (pl. II, fig. 24).

Le synclinal se creuse brusquement et montre alors dans son axe le Crétacé supérieur qui, excessivement puissant, constitue les beaux escarpements de Roche-Courbe (fig. 1 2, 11-13).

A partir de là, le pli-faille du flanc Nord-Est de l'anticlinal de Couspeau, après son rebroussement vers l'Ouest, se rapproche du Crétacé supérieur comme il a été dit plus haut et amène un instant le Bedoulien en contact avec le Cénomanien. Mais bientôt la série se complète et l'anticlinal de Couspeau va finir tranquillement à l'Est de Francillon.

Après une courte interruption, c'est alors le dôme de Pont-de-Barret qui le relaie dans son rôle d'anticlinal de bordure du synclinal; mais alors la muraille continue depuis Roche-Courbe présente une brêche, le Pertuis de la Forêt, dont l'origine semble due à une dislocation transversale masquée par les alluvions de la Vèbre; la présence en serait attestée par les traces de froissement visibles sur la paroi orientale de l'étroit du Pertuis de la Forêt, et aussi par la position écartée du Sénonien du rocher de Saou. A l'Ouest, l'aire synclinale qui nous occupe est limitée avec moins de netteté par l'anticlinal local du col de Lunel, qui se rattache d'ailleurs à l'extrémité méridionale de l'anticlinal d'Aouste (voir plus haut), pli appartenant à la bordure occidentale du Vercors et dévié vers le Sud-Ouest au voisinage de la forêt de Saou.

SYNCLINAL DE SUZE-PIÉGROS

Sur le flanc oriental de l'anticlinal d'Aouste-Penet, et comme lui orienté Nord-Sud, se montre un synclinal de marnes aptiennes qui vient se raccorder avec celui de la forêt de Saou auquel il est perpendiculaire. On le retrouve sur l'autre rive de la Drôme à Blacons, mais il s'élargit et à Suze renferme du Campanien, de là il se prolonge jusque sur le bord du plateau du Chaffal où de nouveau on rencontre (M. Kilian), au Nord de Gigors un affleurement campanien et éocène qui se prolonge au Nord jusqu'aux maisons Sagnol, vers lesquelles cesse notre pli. A la latitude de Gigors, il entre en relation, à l'Ouest, avec le synclinal faillé de la maison Eymard qui renferme de la mollasse helvétienne disloquée (MM. Sayn et Paquier). Ainsi le synclinal de Suze-Piégros n'est autre qu'un pli du Vercors se raccordant avec l'aire synclinale de la forêt de Saou.

ANTICLINAL DE SAINT-SAUVEUR

Contre les marnes aptiennes du synclinal de Piégros-Suze vient finir, en s'incurvant légèrement vers le Nord-Ouest, le flanc méridional étiré, d'un anticlinal néocomien Est-Ouest qui s'étend parallèlement à la bordure septentrionale de la forêt de Saou et n'est autre que la continuation à l'Ouest de l'anticlinal de Chastel-Arnaud.

On sait que peu à l'Ouest de sa jonction avec l'anticlinal de Saillans, ce pli montre un de ces brusques épanouissements qui lui communiquent son allure en chapelet. Le Jurassique disparaît ensuite en profondeur et c'est le Valanginien qui indique la charnière, droite jusqu'au delà de Saint-Sauveur. Plus à l'Est, vers les Chapeaux, les complications commencent : on voit d'abord naître un premier anticlinal valanginien sur le flanc méridional du pli principal ; puis, peu après, il s'en produit de nouveaux plus ou moins laminés. Mais à la hauteur de Piégros, le bord Sud-Ouest du pli est étiré jusqu'à la Clastre, de telle sorte que, à partir de l'Hauterivien, les divers termes du Néocomien entrent parfois en contact avec les marnes aptiennes, et c'est de cette façon que *l'anticlinal Est-Ouest de Saint-Sauveur vient finir presque à angle droit contre le synclinal Nord-Sud de Suze-Piégros.*

L'aire synclinale de la forêt de Saou est désormais connue, ainsi que les plis qui l'avoisinent. Il est dès lors facile de préciser les rapports de ces divers éléments entre eux.

Au premier examen, l'aire synclinale de la forêt donne au plus haut degré l'impression de *sa nette individualité par rapport aux accidents tectoniques voisins.*

Ce n'est pas, en effet, une simple dépression comprise, d'une extrémité à l'autre, entre deux synclinaux parallèles; des termes différents comme nature et comme orientation se succèdent à sa bordure sans que son allure soit troublée ; bien au contraire, ce sont eux qui éprouvent des perturbations.

Les accidents qui avoisinent la partie orientale de cette aire appartiennent au Diois. Comme on l'a vu plus haut, l'anticlinal de Couspeau, d'abord dirigé Nord-Sud, s'incurve à angle droit au voisinage de la forêt de Saou, de façon à devenir Est-Ouest et à chevaucher vers l'intérieur de cette surface dont il suit le bord méridional.

L'extrémité orientale est en quelque sorte bordée par l'anticlinal en chapelet des Glaizaules-Chastel-Arnaud qui joue ici le rôle d'un pli concentrique déversé vers l'extérieur, dont l'anticlinal Nord-Sud de Saillans semble être une dépendance vers le Nord, tandis que celui de Chastel-Arnaud, qui paraît être le prolongement du pli principal devenu Nord-Sud, continue à limiter fidèlement l'aire synclinale jusqu'à la Clastre.

Les plis du Vercors se réduisent ici à deux, orientés Nord-Sud :

le synclinal de Suze-Piégros qui débouche à angle droit dans l'aire synclinale et se raccorde avec elle, puis l'anticlinal d'Aouste-Crest, dont l'extrémité méridionale est déviée vers le Sud Ouest aux approches du bord Ouest de l'aire qui nous occupe.

Ainsi donc, les plis du Diois se modèlent sur le contour de l'aire synclinale de la forêt de Saou, et parmi ceux du Vercors, l'un est arrêté et l'autre dévié. Cette entité tectonique Est-Ouest, la plus septentrionale que l'on ait à signaler, est aussi celle dont l'influence directrice est la plus marquée et elle a manifestement joué le rôle d'un massif de résistance.

Cette particularité n'est d'ailleurs pas spéciale à la forêt de Saou. L'allure pressée et le rebroussement du faisceau des Baronnies nous a révélé une action analogue pour les environs de Nyons. De même, les dislocations intenses qui marquent les environs Nord de Condorcet conduisent à des conclusions de même ordre relativement à l'influence de l'aire de Dieulefit. Néanmoins, il faut remarquer que l'aire de Saou, la dernière vers le Nord, est aussi celle dont l'individualité est la plus manifeste, comme si elle avait bénéficié de l'intensité des plissements de son voisinage.

Faisceau ardescien.

L'étude des dislocations du Valentinois méridional permet, comme on l'a vu, de préciser les rapports des plis occidentaux du système alpin avec ceux de la bordure sédimentaire du Massif central.

M. Kilian[1], le premier, a supposé que les plis extérieurs du Diois (Saou, Dieulefit) s'infléchissent vers l'Ouest, et qu'on les retrouvait de l'autre côté du Rhône où ils se recourbaient vers le Sud-Ouest. En 1894, M. Haug[2] désigna sous le nom de faisceau *des plis ardesciens,* les plus méridionaux des plis du Diois qui se détachaient des Alpes pour traverser le Rhône entre Livron et Orange et venir s'adosser au Plateau central. C'est en effet l'impression que laisse l'examen des cartes topographiques L'auteur est ensuite revenu sur ce point en 1896[3] en faisant remarquer que les plis du Diois pou-

---

[1] *Lure*, pp. 400 et 401.
[2] *Rég. nat. des Alpes*, p. 158.
[3] *Sisteron*, p. 856.

vaient être considérés « comme la continuation géographique des plis externes des Pyrénées, formant une chaîne ayant contourné tout le Plateau central, et appartenant, comme les Pyrénées, à un système de plis antérieurs à l'Éocène supérieur ».

Ayant eu l'occasion d'explorer, pour l'établissement de la Feuille géologique de Privas, le Valentinois méridional ; j'ai reconnu [1] que le raccord hypothétique entre les plis du Diois et ceux de l'Ardèche, n'était point justifié et que l'expression de faisceau ardescien devenait dès lors impropre à qualifier les plis du Diois.

Comme je l'ai montré à propos des plis occidentaux des Baronnies et du Diois, de tous les plis des Baronnies, le seul qui pénètre dans le Valentinois méridional est l'anticlinal de la Lance qui, d'ailleurs, cesse à la latitude d'Aleyrac. Il n'y a aucune raison pour le raccorder avec le brachyanticlinal de Puygiron qui prend naissance à plusieurs kilomètres de là, et qui, d'ailleurs, est séparé de l'éperon urgonien de Donzère, dernière avancée de la bordure du Massif central, par le synclinal transversal bien marqué d'Allan.

Il en est de même pour l'anticlinal de Couspeau qu'on suit jusqu'à Francillon, et qu'un synclinal de marnes aptiennes sépare du dôme de Pont-de-Barret, avec lequel, à la rigueur, on peut le raccorder. Ce bombement se termine à Manas, dans une plaine, fort loin du Rhône. Enfin, on a vu précédemment que le synclinal de Roynac séparait l'anticlinal de Penet de l'affleurement néocomien de Marsanne. Là encore, il ne saurait y avoir de raccord possible. D'ailleurs le lecteur verra où, dans le Valentinois méridional, se place la limite entre les Alpes et la bordure sédimentaire du Massif central. Ici, il me suffit de rappeler que les *derniers plis du Diois et des Baronnies s'éteignent dans le Valentinois méridional et qu'aucun n'entre en relation avec la bordure du Massif central.* La qualification de plis *ardesciens*, impliquant pour eux une particularité dont ils ne jouissent pas, doit être abandonnée.

Quant au régime des dômes et surtout des aires synclinales, il se poursuit dans la vallée du Rhône, depuis le haut Tricastin jusque vers Avignon.

---

[1] *B. C. G. Fr.*, C. R. des Coll. 1899, p. 121.

PHASES SUCCESSIVES DE DISLOCATIONS

C'est avec la base du Crétacé supérieur que se montrent les premières dislocations, localisées, d'ailleurs, dans le Nord-Est du Diois, au voisinage du Vercors et du Dévoluy qui offrent des preuves très nettes de manifestations orogéniques à cette époque.

Dans le Diois, en commençant par le Sud, la première trace est fournie par la coupe Est-Ouest de la montagne de Chauvet dans l'aire synclinale de Lesches-Fourcinet.

Tandis qu'à l'Ouest le Gargasien, l'Albien et le Cénomanien sont bien développés, sur la pente Est, on voit le Crétacé supérieur reposer directement sur l'Aptien inférieur, ce qui est l'indice d'un plissement antérieur au dépôt des calcaires blancs à silex et *Micraster decipiens* qui représentent dans toute la contrée le Sénonien inférieur. Il y avait donc, dans le voisinage, à l'Est, peut-être, à la place du sommet de Laup, et selon toute vraisemblance pendant le Turonien, une ride émergée.

Aux approches du Vercors, dans le Nord de l'aire synclinale de Creyers sur la terminaison Sud de Glandasse, on trouve des conglomérats inférieurs au Campanien et qui, aux Gas, *reposent en discordance* sur le Bedoulien.

Ici encore, il est vraisemblable d'admettre que comme dans le Vercors, le Turonien manque au moins en partie et que les conglomérats appartiennent au Sénonien.

Au Nord-Est, à Bellemotte (pl. III, fig. 4), la lacune est plus considérable que dans le Vercors, puisque les lauzes campaniennes reposent directement sur l'Urgonien ; pour trouver une semblable superposition, il faut aller jusque dans le Dévoluy.

Quant au Vercors, j'ai montré que des symptômes d'émersion se manifestaient dès le Cénomanien supérieur et c'était seulement la fin du Campanien qui avait ramené la mer sur toute sa surface jusqu'au Chaffal.

Ainsi ces traces de mouvements dans le Nord-Est du Diois, débutant avec le Turonien pour se prolonger peut-être jusque durant le

Sénonien moyen en certains points (Bellemotte), ne sont qu'un écho des manifestations orogéniques bien plus intenses et plus étendues que subissaient les régions adjacentes du Vercors et surtout le Dévoluy.

Il est difficile de reconstituer, même approximativement, l'allure de ces bombements de l'époque crétacée.

Les calcaires bedouliens de la bordure Nord de l'aire de Creyers qui supportent avec discordance le Crétacé supérieur plongent vers le centre de la cuvette, et comme de l'étude de ces sédiments on peut déduire l'existence d'une terre émergée au Nord il est certain que sur l'emplacement de Glandasse se trouvait une surface exondée qui devait se rattacher au Vercors dont elle partageait le régime.

Là encore, on n'a aucune indication sur l'allure et le trajet des plis ; tandis que dans le Dévoluy, M. P. Lory[1] a pu reconstituer les accidents qui bosselaient à cette époque la surface de cette contrée. Le Vercors et Glandasse devaient plutôt revêtir la forme d'un vaste plateau à surface peu accidentée.

Dans le Valentinois méridional, entre Dieulefit et Allan, les calcaires à *Micraster decipiens* sont transgressifs sur les grès probablement turoniens et sur le Cénomanien ; ce sont là les preuves d'une émersion temporaire de la bordure Est du Massif central suivi d'une nouvelle immersion qui semble d'ailleurs se placer à une époque très peu différente de celle dont les mouvements ont affecté Glandasse et le Vercors, c'est-à-dire le Turonien.

DISLOCATIONS PRÉOLIGOCÈNES

Comme MM. Kilian et Haug l'ont mis en lumière (v. *ante*), l'anticlinal du Nord de Lure et les plis adjacents à l'Est étaient ébauchés avant le dépôt de la mollasse oligocène.

De son côté, M. Léenhardt a montré l'importance des dislocations de cette époque dans le Ventoux.

Dans le Dévoluy et le Beauchaîne, on sait par M. P. Lory que la mollasse rouge et ses équivalents peuvent reposer en discordance sur

---

[1] *C. R. Ac. des Sciences*, 1896.

tous les termes depuis le Nummulitique supérieur jusqu'à l'Oxfordien.

Pour retrouver les traces de mouvements de cette époque, il faut aller jusqu'aux environs de Bonneval, dans le Diois oriental. Là, comme il a été exposé et figuré plus haut (v. fig. 9), la mollasse rouge repose en discordance sur la tranche des plis compris entre l'aire synclinale de Lesches et celle de Creyers. En outre, la ligne de refoulement, suivant laquelle le Beauchaîne chevauche comme une écaille sur le Diois oriental, amène le Rauracien en recouvrement avec ces mêmes dépôts oligocènes. Cette coupe est donc tout à fait analogue à celle que l'on relève au contact de l'anticlinal du Nord de Lure avec l'Écaille-de-Saint-Geniez, sauf que la mollasse miocène y est absente. Néanmoins, il y a les traces manifestes de deux mouvements successifs, dont le premier, le seul dont il y ait à s'occuper en ce moment, a eu pour résultat d'ébaucher les plis de bordure des aires synclinales de Lesches et de Creyers, orientés sensiblement Nord-Sud. Des traces de ridements préoligocènes se montrent également dans le Valentinois. Au Sud de Crest, entre Auriple et Marsanne, on voit l'Oligocène saumâtre et lacustre reposer en transgression sur les divers termes du synclinal de Crétacé supérieur qui sépare le Néocomien des environs de Crest de celui de Marsanne.

C'est ainsi que tous les termes de la série, depuis le Barrémien jusqu'à la base du Crétacé supérieur, sont successivement recouverts par la nappe d'Oligocène qui s'étend de Crest jusque sur les hauteurs au Nord de Marsanne. Le large synclinal de Crétacé supérieur, orienté Nord-Sud entre ces deux saillies néocomiennes, était également ébauché avant l'Oligocène[1].

Dans le Valentinois méridional, les brachyanticlinaux de Puygiron et, d'une manière générale, les ridements au Sud de Montélimar étaient déjà dessinés avant le dépôt de l'Oligocène. Le fait est particulièrement net pour le brachyanticlinal de Puygiron. Sur les marnes aptiennes de son flanc Nord repose l'Oligocène, surmonté lui-même de mollasse burdigalienne, tandis que sur son flanc méridional, on le retrouve sur le Sénonien inférieur du Colombier, formant le bord des grandes pentes, incliné vers le Sud depuis Aleyrac et Allan jusqu'à Taulignan et Réauville. Une coupe menée parallè-

---

[1] Ch. Lory, *Descr. géol. Dauph.*, p. 396.

lement à la bordure de ce large affleurement nous montrerait alors, disposition déjà connue de Ch. Lory et de M. Fallot, l'Oligocène en transgression sur les divers termes depuis le Sénonien jusqu'à l'Urgonien de Combelière et de Châteauneuf-du Rhône. Les dislocations du Valentinois étaient, pour la plupart, au moins, ébauchées avant l'Oligocène.

Ainsi donc, l'existence de rides antérieures au dépôt des sédiments oligocènes est un fait général paur le Luberon, la chaîne Ventoux-Lure, les Baronnies, le Diois et le Valentinois. Ces plis ne présentaient assurément pas l'acuité des dislocations auxquelles le sol actuel doit son relief; ils devaient plutôt revêtir la forme de dômes ou de plis courts, brachyanticlinaux ou brachysynclinaux, dont les dislocations postérieures ont fait les points initiaux des plis linéaires que nous étudions aujourd'hui.

Quelle était la direction générale de ce premier système de dislocations préoligocènes ?

A l'Est des Baronnies et du Diois, l'anticlinal du Nord de Lure et les plis qui l'accompagnent sont dirigés Est-Ouest et il en est de même de ceux de Bonneval, entre les aires de Creyers et de Lesches. Dans le Valentinois méridional, c'est encore suivant cette même direction qu'est orienté le brachyanticlinal de Puygiron. Quant aux déductions tirées de l'orientation du synclinal pré-oligocène du Nord-Est de Marsanne, elles ne sauraient intervenir dans la discussion, à cause de la situation de ce pli entre le Néocomien de Marsanne, portion de la bordure sédimentaire du Massif central, et l'anticlinal de Crest qui, étant la continuation évidente d'un pli extérieur du Vercors, doit être rattaché à ce dernier faisceau, dans lequel la direction Nord-Sud existe seule.

D'après ces indices, malheureusement insuffisants pour l'Est du Diois et des Baronnies, les rides préoligocènes semblent avoir été pour la plupart au moins, orientées Est-Ouest.

Si, enfin, on prend en considération, avec M. Depéret [1], l'âge *oligocène ancien*, antérieur au Tongrien inférieur, de la plupart de ces sédiments, il en résulte pour l'âge de ces mouvements une analogie, non seulement avec la Provence, mais encore avec les Pyrénées, et

---

[1] *Sisteron*, p. 829.

dès lors la direction Est-Ouest des plis nous apparaît comme le vestige d'un état de chose aujourd'hui en partie effacé, mais durant lequel les Baronnies et le Diois se rattachaient plutôt à la Provence qu'aux Alpes.

Nous allons voir les plissements miocènes interférer sur cette disposition, et la série des grands efforts de cette époque imprimer de loin en loin aux accidents la direction Nord-Sud, en rattachant définitivement ainsi, par une sorte de phénomène de capture, ces territoires aux Alpes.

DISLOCATIONS POST-MIOCÈNES

C'est M. Haug qui, le premier, a mis en lumière l'âge post-helvétien de la ligne de refoulement ou Ecaille de Mélan-les Traverses-Entraix.

Avant lui, M. Kilian[1] avait déjà signalé l'âge post-miocène du pli-faille de Lure qui refoule le Jurassique supérieur sur la mollasse à *Pecten præscabriusculus*.

Il en est de même à Montbrun, à Propiac et à Bénivay (Ch. Lory, M. Léenhardt), où ces dépôts sont intéressés par les dislocations qui se pressent contre l'affleurement supracrétacé des environs de Nyons, ville bâtie d'ailleurs sur la mollasse burdigalienne redressée.

A Montaulieu, dans le champ de dislocations, un lambeau de mollasse à *Pecten præscabriusculus* repose sur le Berriasien.

Aux environs de Bonneval, comme il l'a été dit plus haut, la mollasse rouge oligocène qui repose en discordance sur les tranches de plis Est-Ouest de la bordure méridionale de Creyers supporte à son tour le Jurassique de l'anticlinal séparatif du Diois et du Beauchaîne, à la faveur du pli-faille de Bonneval (v. fig. 9).

Comme je l'ai déjà fait observer, l'analogie avec l'écaille des Traverses est frappante, l'une et l'autre sont, pendant une partie au moins de leur trajet, refoulées presque à angle droit sur des plis extérieurs Est-Ouest ; de ces ressemblances, il semble indiqué de rapporter à la même époque ces deux accidents.

Dès lors, les environs de Bonneval ont conservé, comme ceux de

---

[1] *Lure*, p. 348.

Saint-Geniez, les traces de deux dislocations d'âge différent; les premières préoligocènes plutôt Est-Ouest, les secondes Nord Sud: bien que pendant cette dernière phase les plissements Est-Ouest aient sûrement subi une surrection, comme le montre le pli de Lure.

Dans le Vercors, les dislocations sont, comme on le sait, d'âge post-miocène, et en particulier celui de la maison Eymard. sur le plateau du Chaffal, qui renferme de la mollasse helvétienne plissée et vient déboucher presque à angle droit dans l'aire de la forêt de Saou.

Enfin, à Crest, la mollasse à *Pecten præscabriusculus*, qui supporte la Tour, est manifestement redressée.

On retrouve ces mêmes niveaux redressés, reposant très généralement sur l'Oligocène entre Crest et Marsanne, et de là, il faut aller jusqu'à la Bâtie-Rolland où Ch. Lory avait déjà observé la superposition de la mollasse burdigalienne aux marnes aptiennes de Puygiron (v. fig. 11). Non loin du village, au mamelon de la maison Gabert on la retrouve reposant cette fois sur l'Oligocène et sur le flanc méridional de l'anticlinal; elle forme également, légèrement redressée, la bordure du bassin de Grignan.

Les traces de deux mouvements préoligocènes, puis post-miocènes sont également très nettes, et la coupe de Puygiron qui offre ainsi un net exemple d'anticlinal ébauché, puis façonné par les plissements ultérieurs, ne diffère guère des précédentes que par l'intensité de la striction [1].

Comme pour les dislocations préoligocènes, il reste maintenant à rechercher la direction des plis post-miocènes.

Bien que les plis Est-Ouest, d'âge préoligocène aient manifestement rejoué pendant le Miocène, il n'en résulte pas moins que le pli-faille à la faveur duquel la zone du Gapençais chevauche sur les Baronnies, est légèrement postérieur aux plis de cette dernière contrée, puisqu'il les recouvre.

Nous avons vu que le pli faille de Bonneval devait être du même âge que celui des Traverses de Saint-Geniez ; et il en est de même des synclinaux plus ou moins faillés du Vercors. Ainsi, *bien qu'ayant*

---

[1] Elle rappelle également la coupe du Luberon, telle que l'a représentée M. Kilian.

accentué les plis préoligocènes Est-Ouest, la direction selon laquelle les plis de la fin du Miocène paraissent s'être orientés de préférence, est sensiblement Nord-Sud.

En continuant l'examen de la bordure du Diois, il semble indiqué de rapprocher des accidents précédents : la série des plis-failles Nord-Sud déversée vers l'intérieur de Saillans, la bordure Est de Saou et Couspeau, qui se raccorde avec la ligne de chevauchement d'Angèle continuée par le pli-faille de Lépine-Serre, dirigé Est-Ouest comme Lure, dont l'âge post-miocène est alors indubitable.

Enfin, aux environs de Nyons, on retrouve ces mêmes dislocations Nord-Sud jusqu'à Bénivay.

Bien que dépourvus de dépôts tertiaires qui puissent les dater, il est de certains accidents dont l'analogie avec les écailles naissantes de la bordure est frappante.

Tel est notamment l'anticlinal faillé de la bordure Est du Désert qui, dirigé Nord Sud, chevauche sur les plis orientaux finissant obliquement sous sa bordure ; c'est, en somme, la disposition atténuée de Couspeau.

De même, il est difficile de voir dans l'anticlinal en chapelet de Rochefourchat-Chastel-Arnaud autre chose qu'une série de plis prémiocènes primitivement isolés, puis laminés et raccordés par les grands efforts de la fin du Miocène suivant une direction différente de celle qu'ils possédaient originellement.

Ainsi s'expliquerait par l'action successive de ces différents efforts agissant suivant des directions différentes, ce raccord étrange et le laminage intense qui l'accompagne.

GÉNÉRALITÉS

Parmi les divers éléments tectoniques définis actuellement, l'aire synclinale ou *dôme inverse* est assurément celui qui, par sa fréquence, imprime leur physionomie spéciale aux chaînes de la Drôme, excellent champ d'observations pour l'étude de ses particularités. Et d'abord leur individualité s'y affirme nettement. Il suffit de se reporter à la description de l'aire synclinale de la forêt de Saou, de prendre en considération la constitution hétérogène de sa bordure, et surtout le rôle directeur considérable qu'elle a joué, pour en être convaincu. D'ailleurs ce rôle de massif résistant est l'une des caractéristiques des aires synclinales des Baronnies, comme le montrent les coupes de Montauban par exemple.

L'origine même de ces surfaces est encore assez obscure ; les efforts tangentiels ne paraissent pas avoir eu une grande importance dans leur formation, surtout quand leur bordure n'est pas constituée par des anticlinaux concentriques.

La tendance générale est actuellement de considérer, pour une région soumise à des efforts de striction, une phase initiale de bossellement durant laquelle les efforts orogéniques aboutissent à la production de saillies ou *dômes*.

Depuis longtemps on a remarqué la minceur relative des assises dans les anticlinaux et leur épaississement dans les synclinaux. Ce résultat semble à première vue aisément explicable par l'étirement, mais en somme cette raison est loin d'être satisfaisante. La tendance actuelle, largement vérifiée par l'observation, est de considérer les plis comme se produisant toujours à la même place ou, plus exactement, comme le résultat de la superposition sur le même lieu d'efforts consécutifs. Dans ces conditions, si l'on admet qu'à des époques relativement anciennes et avant tout plissement, pendant le Néocomien inférieur par exemple, il s'était ébauché sur l'emplacement du Diois, des Baronnies et du Valentinois, un certain nombre de dépressions dans lesquelles s'accumulaient les sédiments, par suite de la descente plus rapide du fond (M. Munier-Chalmas), il s'édifiait

ainsi pour l'avenir des surfaces d'épaisseur et de résistance maxima ; par contre, sur les hauts-fonds les séparant, les couches se déposaient plus minces et, dès lors, les premiers plissements étaient ainsi conduits à se localiser sur le pourtour des aires synclinales dont l'ancienneté et l'importance apparaissent ainsi. Lorsque les efforts de striction ont agi sur cette surface avec une intensité capable de produire des rides d'une certaine acuité, ces plis se sont localisés à la périphérie des surfaces résistantes indiquées plus haut, et seulement alors sont intervenus les phénomènes d'étirement qui, le plus souvent, se sont bornés à accentuer une disposition dont les grandes lignes étaient ainsi préparées de longue main.

Or, les saillies positives ou *dômes* sont accompagnées vraisemblablement de creux ou *aires synclinales ;* c'est l'apparence qu'offre encore le Valentinois : tel a été celui des Baronnies et du Diois avant le Miocène, et la concomitance de ces types permet d'y voir des manifestations d'un même ordre d'efforts.

Ces accidents synclinaux peuvent d'ailleurs présenter toutes les particularités des dômes. Leur influence directrice a été signalée précédemment ; on peut ajouter qu'ils présentent également des plis concentriques déversés, suivant les cas, vers l'extérieur ou l'intérieur. Il en est qui sont totalement déversés sur les éléments voisins (ex. aire de Montauban), d'autres qui, sur une partie de leur contour, chevauchent certains éléments mais qui, plus loin, sont chevauchés par d'autres (ex. aire de Saou) ; d'autres enfin, sur tout le pourtour desquels les éléments voisins tendent à se déverser (ex. aire d'Orpierre-Chauvac).

Or, ce sont tout à fait les particularités que présente le pourtour des dômes. Ainsi donc, tout comme ces derniers, les aires synclinales possèdent, outre *leur individualité propre,* nettement indiquée dans certains cas, *une manifeste influence directrice* sur les éléments voisins. Quant à l'allure de leurs plis périphériques, elle se rattache au phénomène du déversement que les Baronnies permettent d'étudier sur de nombreux exemples. La première idée qui se présente à l'esprit pour expliquer le sens du déversement d'un anticlinal est l'intervention d'un effort tangentiel, d'une poussée chassant devant elle les couches plissées. Néanmoins cette explication, admissible dans les régions où la striction a été très intense, cesse de l'être dans bien des cas, comme l'ont déjà fait remarquer plusieurs géolo-

logues[1]. Si le déversement était dû à cette seule cause, pour un même faisceau de plis il devrait toujours s'effectuer dans le même sens. Or, on connaît de nombreux exemples du contraire et, en particulier, l'examen des plis des Baronnies, sur une coupe Nord Sud allant de Lure à Lépine, va nous fournir un net exemple de cette dernière disposition.

L'anticlinal de Lure est, comme on sait, déversé vers la Nord ; l'anticlinal du Nord qui lui succède se déverse vers le Sud, de sorte qu'il en résulte, pour le synclinal de la vallée du Jabron qui les sépare, une tendance à être recouvert. Puis l'anticlinal de Chabre est de nouveau déjeté vers le Nord, c'est-à dire vers l'intérieur de l'aire synclinale d'Orpierre sur laquelle vient à son tour chevaucher l'anticlinal faillé de Saint-Cyrice. En traversant suivant son petit axe l'aire de Rosans, on trouve l'anticlinal faillé de Lépine déversé sur tout son parcours vers le Nord.

Ainsi, entre Lure et Lépine, les anticlinaux se déversent alternativement vers le Nord et le Sud, et tandis que certaines aires synclinales, telles que celles de la Méouge, de Rosans et surtout de Montauban, manifestent un déversement périphérique, il en est d'autres comme celles du Jabron et surtout d'Orpierre-Chauvac, sur lesquelles les anticlinaux voisins se déversent sur toute leur longueur, tout comme si elles constituaient des surfaces de dépression *vers l'intérieur desquelles la poussée au vide ait invité les plis extérieurs à se porter.*

Dès lors, au moins pour les contrées où la striction n'a pas été exceptionnellement intense, le déversement s'opérerait vers la surface d'altitude la plus faible, par la simple manifestation de la poussée au vide qui n'est ici qu'une conséquence du principe de moindre action, suivant lequel se trouve alors réalisée une disposition assez rationnelle pour une surface qui se déforme de façon à occuper un moindre espace.

---

[1] Zürcher, *passim*. L. Bertrand, *Alpes-Maritimes*, p. 173.

CONCLUSIONS

Les chapitres précédents ont fait connaître la série des sédiments qui affleurent, dans les Baronnies et le Diois; les derniers ont montré sous quelles formes et vers quelles époques les efforts orogéniques avaient modelé les assises ainsi édifiées ; de la mise en œuvre des matériaux ainsi élaborés, il est possible de déduire les principaux traits de l'histoire de la région, et c'est à un essai de cette nature que sera consacrée la fin de ce mémoire. Les premières pages retraceront les phénomènes de sédimentation et la répartition des facies qui s'y relie étroitement ; au cours de cette évolution physique, l'évolution organique trouvera sa place dans le cadre ainsi préparé, et plus tard on verra le réseau orotectonique, d'abord à l'état d'ébauche presque indistincte, se préciser, et après une phase transitoire, acquérir ses caractères définitifs.

Les remarquables études de M. Haug ont mis en lumière l'existence et le rôle d'un géosynclinal s'étendant sur l'emplacement des chaînes subalpines. Pendant le Jurassique et le Crétacé, dans la partie profonde centrale se déposaient les couches vaseuses à Céphalopodes, tandis que sur les bords, les sédiments revêtaient un caractère sublittoral. Le profil et l'emplacement de ce géosynclinal ont subi de fréquentes variations que l'auteur a retracées en détail pour le Jurassique inférieur et moyen ; c'est avec le Jurassique supérieur que commencera ici l'étude de la répartition des facies et des zones de sédimentation des chaînes de la Drôme qui, jusqu'à l'époque du Valanginien supérieur seront tout entières comprises dans la partie profonde du géosynclinal subalpin, offrant ainsi un bel exemple de série continue calcaréo-marneuse à Céphalopodes.

Avec le Callovien, c'est le facies calcaréo-vaseux à Céphalopodes et Posidonomyes qui règne sans partage, non seulement dans le Diois et les Baronnies, mais encore dans le massif de la Chartreuse, et il faut aller jusqu'au Mont du Chat ou atteindre l'Ardèche pour assister à une modification de ces assises. L'Oxfordien, avec ses marnes à

Céphalopodes, marque une extension plus grande encore de ce facies. Dans les Alpes-Maritimes, près d'Escragnolles, les marnes disparaissent, remplacées par des assises glauconieuses, mais c'est seulement dans le Briançonnais que se manifeste une lacune à cette époque.

Avec le Rauracien, le facies calcaréo-vaseux persiste, mais l'élément calcaire commence à prédominer, pour subsister seul pendant le Tithonique.

Un premier indice de différenciation faunique se montre avec le Kiméridgien dans cet ensemble jusqu'ici si uniforme; tandis que, dans le Diois, les Baronnies, les Basses-Alpes et les Alpes-Maritimes, la faune est en grande partie constituée par des *Perisphinctes*, les *Neumayria* et les *Oppelia* sont rares.

A Crussol et le long du Massif central, ces deux derniers genres pullulent et se retrouvent également en abondance aux environs de Grenoble et dans le Beauchaîne correspondant peut-être à des zones bathymétriques légèrement différentes, dont nous retrouverons les homologues mieux caractérisés, pendant le Crétacé. Avec le Tithonique, le facies bréchiforme prend une importance considérable, dans le Diois et les Baronnies; on le retrouve également dans le Vercors et la Chartreuse. La faune ne montre pas, suivant les points, de différenciation appréciable.

Pendant le Berriasien, dans le Diois et les Baronnies, le Vercors méridional et le Beauchaîne, le facies calcaire subsiste en alternant fréquemment avec l'élément marneux, la faune, très riche et très variée, exclusivement composée de Céphalopodes, a les plus manifestes affinités méridionales, les types méditerranéens abondent; sur l'emplacement du Nord du Vercors, de la Chartreuse et des Bauges, c'est le facies marneux qui règne, parfois avec des intercalations zoogènes (Fourvoirie, l'Échaillon) ; la faune y devient beaucoup plus pauvre ; le facies néritique qui va jouer dans la suite un si grand rôle apparait ici pour la première fois.

Avec le Valanginien inférieur, l'élément calcaire est remplacé par l'élément marneux qui montre une extension géographique considérable, mais vers la fin de cet étage qui correspond à une légère régression du facies vaseux, il se développe, sauf dans une zone Sud orientale et centrale, un facies de calcaires sublamellaires ou à silex qui se rencontre dans le Ventoux, le Valentinois et surtout dans le Vercors, où le géanticlinal, dont on suivra désormais l'évolution jusqu'à la fin du Crétacé, commence à se dessiner nettement.

Dans la région centrale, le facies marno-pyriteux persiste, réduit, il est vrai, à un large sinus répondant aux Baronnies et au Diois méridional. Ce même facies, exclusivement marneux, qui se retrouve également dans le Nord des Basses-Alpes, jusqu'à Liéoux, Barrême et Angles, marque la partie profonde du géosynclinal subalpin dont la limite orientale nous demeure inconnue, mais qui s'est ainsi déplacé vers l'Est en laissant, à la place des Baronnies, une aire exempte d'influences littorales dont nous allons, sous la désignation de *fosse vocontienne*, suivre désormais les variations d'extension.

Ainsi c'est avec le Valanginien supérieur que commence la différenciation d'avec les régions voisines pour les Baronnies et le Diois, qui se révèlent comme une aire déprimée, dépendance du géosynclinal tendant à reprendre la situation occupée par lui durant le Lias.

Avec l'Hauterivien se manifeste un mouvement positif indiqué d'ailleurs par une transgression à Escragnolles; les calcaires marneux de l'Hauterivien moyen à *Crioceras Duvali* marquent alors le maximum d'extension du facies vaseux du Néocomien; on les rencontre depuis les Alpes Maritimes, dans la montagne de Lure et le Ventoux dans la Drôme, sauf le Valentinois occidental, le Vercors, la Chartreuse. les Bauges orientales et le Genevois. A l'Ouest se montre, avec les calcaires à *Toxaster* le facies néritique dit jurassien.

Le Barrémien inférieur correspond à une progression vers le Sud de ce facies néritique à *Toxaster*, qui atteint presque le milieu du Vercors; par contre, le facies vaseux s'étend vers l'Ouest et se montre jusqu'à Meysse (Ardèche). En outre, dans certains points des Baronnies et du Diois septentrional, et surtout le Beauchaîne, on voit apparaître des intercalations de calcaires zoogènes, réduites et discontinues, mais qui sont comme le prélude de l'envahissement du niveau supérieur par le facies urgonien.

En effet, avec le Barrémien supérieur, la présence du géanticlinal constitué par les Bauges, la Chartreuse, le Vercors, s'accuse de nouveau par l'édification, sur cet immense haut-fond parcouru par des courants, de calcaires urgoniens avec leur auréole de calcaires à débris ou dolomitiques.

Au Sud, le facies vaseux à Céphalopodes persiste; il s'étend sur la bordure du Massif central, la Drôme, et dans les monts de Vaucluse, passe au facies zoogène.

Le Bedoulien amène alors l'extension maxima du facies urgonien qui gagne le Sud du Vercors, les environs de Viviers, le Ventoux, le Sud de la montagne de Lure, réduisant ainsi la fosse vocontienne à l'emplacement du Diois et des Baronnies.

En bordure de ces masses zoogènes reparaît le facies néritique à Céphalopodes, Huîtres et Oursins, tout à fait analogue à celui qu'offrait l'Hauterivien.

Le mouvement d'exhaussement du géanticlinal du Vercors et de la Chartreuse continue, et dans la fosse vocontienne, dont le contour a peu varié, le facies méditerranéen se superpose au Bedoulien vaseux, tandis qu'à l'Ouest et au Sud, sur les assises urgoniennes ou à facies mixte, se localise un facies à *Oppelia*[1], *Hoplites*, plicatules et huîtres[2].

Avec l'Albien apparaissent. pour la première fois, les sédiments détritiques. Tandis que dans la fosse vocontienne le régime marneux à *Phylloceras* et *Lytoceras* du Gargasien persiste avec l'intercalation par places de bancs gréseux, sur la Chartreuse, le Vercors et, au Sud, la région méridionale du Ventoux et de Lure, les sédiments détritiques souvent phosphatés de l'Albien reposent en transgression sur le Bedoulien, et leur faune, par sa richesse en Lamellibranches, Oursins et Brachiopodes, possède, au plus haut point, le facies nérétique.

Le début du Cénomanien coïncide avec une réduction d'extension à l'Ouest et au Sud de la zone calcaréo-vaseuse à Céphalopodes qui abandonne le Valentinois. Sur son pourtour se montre le facies glauconieux à Céphalopodes et Oursins, commun au Vercors, au Valentinois et au Sud des Baronnies.

Enfin, le facies rutilant, indice de proximité de terres émergées, qui aux environs d'Apt, avait apparu dès l'Albien, persiste et se montre également dans le Cénomanien supérieur du Vercors, dont le mouvement d'exhaussement continue.

Le Turonien ouvre l'ère des manifestations orogéniques qui jusqu'ici ne se traduisaient que par la production de hauts-fonds. Les Bauges, la Chartreuse, le Vercors, le Dévoluy et le Diois oriental

---

[1] Comparer avec la répartition de ces formes pendant le Kiméridgien.

[2] V. E. Haug, article Néocomien de la *Grande Encyclopédie*.

sont émergés. Il y a également exondation de la bordure occidentale du Massif central, et probablement aussi d'une terre qui réunissait le Plateau central à la hauteur de Donzère, avec les Maures et l'Estérel par le Ventoux et Lure, prenant en écharpe le bassin du Rhône, en rendant impossible les échanges entre le géosynclinal de la bordure des Alpes et le golfe de la basse vallée du Rhône, ou *sinus rhodanien,* qui s'étendait jusque dans le Nord du Tricastin.

Pendant ce temps la zone vaseuse de la fosse vocontienne a beaucoup reculé vers l'Est, elle se réduit à une étroite avancée qui n'atteint plus la Drôme ; dans les Basses-Alpes, par contre, il y a peu de changement. Le Diois, le Valentinois oriental et les Baronnies constituent une immense plate-forme littorale sur laquelle se déposent des grès grossiers.

A cette époque de régression, le Sénonien inférieur oppose la transgression de la mer des calcaires à *Micraster decipiens* qui progresse de l'Orient à l'Occident, et le facies vaseux reprend possession de la fosse vocontienne en s'étendant transgressivement sur la bordure du Massif central et les points émergés du Diois oriental et du Dévoluy. Néanmoins elle ne semble point avoir franchi la ligne d'obstacles qui la séparait du sinus rhodanien. Du Vercors émergé descendent des torrents qui continuent à édifier leurs deltas dans le Nord-Est du Diois. Cette transgression se fait également sentir sur le bord oriental du géosynclinal, dont nous ignorions la position exacte depuis le Dogger. A l'Argentière, près du col de Larche, les calcaires à *Hippurites Moulinsi* reposent sur le Néocomien de facies vaseux.

Toutefois, avec la fin du Santonien inférieur, une nouvelle régression se manifeste dans la fosse vocontienne, les grès grossiers par lesquels se termine la série supracrétacée dans le Valentinois et les Baronnies sont la preuve de l'expulsion définitive de la mer emschérienne.

Durant le Campanien, c'est une nouvelle phase de transgression, dont l'aire d'extension est précisément l'inverse de celle du Santonien. La mer des lauzes et des calcaires à silex épargne le Diois, mais recouvre progressivement le Dévoluy, le Vercors, la Chartreuse et les Bauges ; cette extension n'est toutefois pas de longue durée, avec le Maestrichtien une nouvelle régression se produit, préparant ainsi l'émersion définitive de la plus grande partie du bassin du Rhône pendant l'Éocène durant lequel le bras de mer nummulitique rappelle

par sa disposition le géosynclinal à l'époque du Campanien inférieur.

Sur les chaînes subalpines de l'Isère et de la Drôme, soumises au régime continental, s'effectue alors le dépôt des sables et argiles bigarrés. Au début de l'Oligocène, ou peut-être même à la fin de l'Éocène, les manifestations orogéniques qui affectent les Pyrénées, la Provence, le Dévoluy et le Beauchaîne se font également sentir dans le Diois, les Baronnies et le Valentinois, en y développant une série de rides Est-Ouest qui seront reprises par les efforts ultérieurs. Le régime lagunaire et détritique vers l'Est s'étend ensuite sur une partie de cette surface déjà plissée.

Avec le Miocène, on assiste à une invasion de la mer mollassique qui a recouvert en partie le Valentinois et certains points au moins des Baronnies et du Diois. Puis, vers la fin de cette époque, les manifestations orogéniques alpines atteignent leur maximum ; elles ont accentué les accidents préoligocènes, mais là ne se borne pas leur rôle; elles tendent également à produire des dislocations Nord-Sud qui, en se superposant aux accidents Est-Ouest préexistants, donnent naissance à ces lignes de fractures séparant les aires anticlinales.

En outre, leur action se traduit par des plis-failles inverses Nord-Sud ou « écailles » permettant à la zone du Gapençais, au Beauchaîne et au Valentinois de se déverser sur les Baronnies et le Diois qui, à la faveur de ces efforts, acquièrent ainsi, vers la fin du Miocène, en même temps que leur structure définitive, leur complète individualité.

On peut donc considérer les éléments tectoniques du Diois et des Baronnies comme les plus septentrionaux des plis de la Provence qui, depuis la forêt de Saou au Nord, repris par les plissements alpins, auraient été ainsi introduits dans le faisceau alpin tout en conservant dans leur allure les signes extérieurs de leur première origine.

Ainsi, après avoir joué, pendant la série des époques jurassique et crétacée, le rôle d'une aire de dépression, la structure géologique de cette contrée, chevauchée par ses voisines [1], semblerait encore actuellement une réminiscence de son premier état.

Telle est, dans ses grandes lignes, l'histoire géologique des Baronnies et du Diois.

---

[1] V. pl. III, fig. 1-2, les coupes générales à travers le Diois où cette structure de pays chevauché à l'E. par le Beauchaine et à l'O. par le Valentinois apparaît avec une grand netteté.

Dans les Baronnies, sur la rive gauche du Buech, et à Condorcet et Montaulieu, près de Nyons, affleurent des gypses et des cargneules qui, avant même d'attirer l'attention des observateurs, avaient fait l'objet de recherches et d'exploitations de la part des habitants.

Comme je l'ai montré dans l'Historique, Guettard, Gueymard et surtout Scipion Gras ont donné à leur sujet des détails parfois assez exacts.

Ch. Lory (*Dauphiné, passim*) les considéra d'abord comme liasiques, c'est-à-dire qu'il les parallélisait avec les affleurements analogues des chaînes alpines, que l'on plaçait alors à la base du terrain jurassique.

En 1872, M. Vélain[1], à propos du Jurassique des Pilles, près Nyons, rapporte au Trias le gypse du voisinage.

A la suite d'une nouvelle étude, Ch. Lory[2] considère le gypse et les cargneules de Lazer comme régulièrement intercalés dans les schistes calloviens, puis aborde l'étude de la colline de Montrond dont il donne une coupe dans laquelle les assises sont figurées avec une inclinaison très régulière depuis le Dogger jusqu'au Tithonique de la montagne de Saint-Genis. Le gypse est représenté comme intercalé dans le Callovien et accompagné d'un banc de dolomie.

Dans sa note sur le filon de Célestine des environs de Nyons, M. Lachat, en 1881, traite incidemment du gypse et des cargneules qui l'accompagnent.

L'année suivante, M. Léenhardt, par ses persévérantes recherches sur les gypses et cargneules des Baronnies occidentales, qu'il groupait sous la désignation d'Horizon de Suzette, fit faire indirectement un progrès à la question si délicate de l'origine de ces singuliers affleu-

---

[1] *B. S. G. Fr.*, 3e série, t. I., p. 126.

[2] *B. S. G. Fr.*, 3e sér., t. III, p. 7, 1874.

rements, en admettant, pour leur genèse, l'intervention de phénomènes hydrothermaux.

Dans sa Thèse (page 97), M. Haug ne s'est occupé qu'accessoirement des gypses de Montrond et de Lazer pour lesquels il se range à l'avis de Ch. Lory.

En explorant la rive droite de la Durance, puis les environs de Nyons, Condorcet et Montaulieu, à la suite d'un examen approfondi, j'ai proposé pour leur genèse, une explication [1] qui sera développée plus loin.

*
* *

A Montrond, le gypse et les cargneules se montrent au Nord et à l'Est, parallèlement au bord du pointement de Dogger qui supporte la Tour.

Si partant du lit de la Channe, on gravit la pente en se dirigeant vers la Tour, c'est-à dire vers le Sud, voici la succession qui s'offre nettement à l'observateur (fig. 12 *a*).

Le lit même de la rivière est creusé dans les Schistes à Posidonomyes qui, localement, plongent vers le Sud, tandis que non loin de là c'est un pendage inverse qui se manifeste. Sur une distance de trois mètres, des éboulis cachent ensuite le substratum qui reparaît constitué par des argiles noires (2 à 3 m.) dont la stratification, presque verticale, plonge vers le Nord.

Immédiatement après se présente un premier banc de gypse lamellaire blanc et rose de quelques mètres d'épaisseur ; c'est le principal amas, celui qu'on a tenté d'exploiter ; à plusieurs reprises il alterne avec des argiles noires identiques aux précédentes. Puis viennent, paraissant aussi régulièrement interstratifiés, quelques bancs de cailloutis et de sables grossiers point altérés et formés en grande partie aux dépens du Jurassique supérieur ; ils recèlent également quelques cristaux isolés de gypse.

Le gypse reparaît ensuite en un nouvel amas auquel succède un banc de cargneule jaunâtre pulvérulente renfermant des fragments incomplètement modifiés de calcaires du Jurassique moyen et supé-

---

[1] *C. R. Ac. des Sciences*, 13 mai 1895.

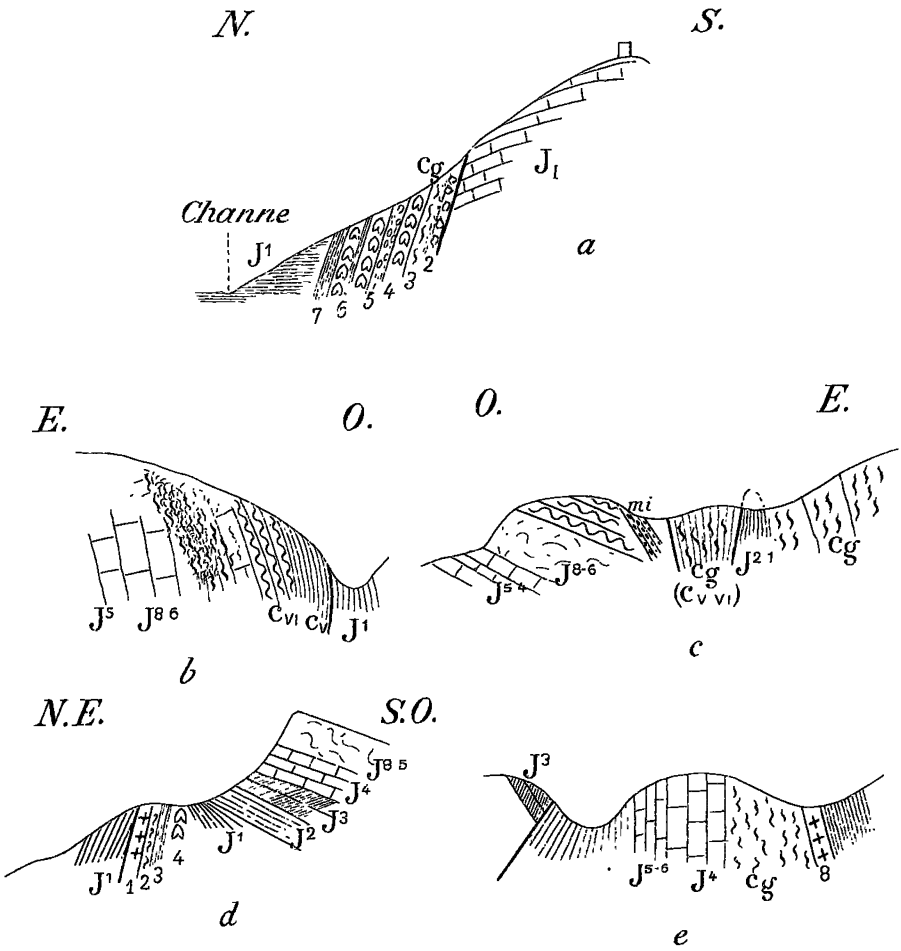


Fig. 12

12 *a*. Coupe dans la colline de la Tour de Montrond.

J_L. Calcaires noirs du Dogger.

2. Brèche de faille.

3. Cargneule.

4 et 6. Gypse.

5. Graviers et sables intercalés dans le gypse.

7. Argiles noirâtres.

12 *b*. Coupe de Vigne-Tonne.

La partie teintée est celle dans laquelle le Tithonique est complètement altéré.

rieur. Cette cargneule passe à une brèche de faille constituée des mêmes éléments moins altérés et qui forme un placage contre la tranche des calcaires noirs du Dogger coupés par la faille. Leurs bancs pendent d'abord légèrement vers le Nord, mais ils décrivent un anticlinal de façon à plonger vers le Sud sur le flanc opposé de la colline de la Tour.

Ainsi l'ensemble des gypses, des cargneules et de leur cortège est pincé, à la faveur de deux lignes de contact anormal, entre les schistes calloviens et les calcaires du Dogger. L'origine des gypses et des cargneules sera discutée plus loin; les cailloutis paraissent nettement, à simple inspection, le résultat d'un remplissage postérieur.

A l'Est de la Tour, là où passe la coupe relevée par Ch. Lory, les affleurements sont peu nets et les choses loin d'être aussi simples que dans la note de cet auteur. Les bancs supérieurs du Dogger sont froissés et altérés; bientôt après se placent les cargneules et les gypses, d'observation peu aisée, et à la suite desquels reparaît le Jurassique moyen.

Le Callovien affleure ensuite assez régulier et plongeant vers l'Ouest, mais au niveau des marnes oxfordiennes, les dislocations se manifestent avec une grande intensité, ainsi qu'en témoigne un lambeau de Jurassique supérieur très froissé et entouré de failles, mais dans lequel on peut reconnaître tous les termes de la série, depuis le Rauracien jusqu'au Tithonique inférieur.

Là encore, les gypses et les cargneules affleurent entre des lignes de fracture, et leur apparition coïncide avec celle de nombreuses dislocations dans le voisinage.

Fig. 12 (*Suite de la légende*).

12 *c. m i.* Mollasse à *Pecten præscabriusculus.*
cg. Cargneules.

12. *d.* Coupe au Nord-Est de Condorcet.
1. Filon de Calcite renfermant en profondeur de la Célestine.
2. Cargneules.
3. Marnes noires.
4. Gypse.

12 *e.* Coupe relevée au Sud-Est de Condorcet.
8. Filon de Célestine.

A deux kilomètres au Nord de Montrond, au sommet de la butte de Clavellas, le gypse et les cargneules se montrent sur un espace très restreint. Le mamelon, constitué par des Schistes à Posidonomyes, se termine par une sorte de piton de forme étrange, formé de cargneules, flanqué d'un épais filon de *Célestine* tandis que sur l'autre flanc le gypse affleure accompagné de quelques bancs d'une dolomie blanchâtre. Quoique fort restreint et isolé, ce lieu mérite l'attention à cause de la présence d'un filon exploitable de Célestine. Ce filon, épais de plusieurs mètres, montre de distance en distance des druses tapissées de cristaux nettement terminés. Ils se présentent sous deux formes : la première, $m\ e^1$, allongée suivant $p\ e^1$, montre e^1 très développé, tandis que p fait le plus souvent défaut ; les faces m sont très nettes. Dans la deuxième, l'allongement est beaucoup moins considérable, p et m sont bien développés.

Les environs de Condorcet et de Montaulieu renferment d'ailleurs de nombreux gîtes, absolument analogues à celui de Clavellas.

Dans la vaste et monotone surface de Schistes à Posidonomyes qui s'étend au Sud de la montagne de Saint-Genis, entre la Durance et le Buech, notamment aux environs d'Eyguians, de Lazer et d'Upaïx, on voit de loin en loin pointer des masses jaunâtres au profil tourmenté, ce sont des cargneules et dans leur voisinage il y a toujours du gypse. A cause des placages de glaciaire, l'observation n'est pas toujours aisée, néanmoins ces masses minérales font saillie à la façon de masses intrusives dans les Schistes calloviens visiblement altérés.

Les gypses lamellaires renferment parfois des fragments de dolomie blanchâtre, comme c'est le cas aux Hugues.

*
* *

Aux environs de Nyons, dans l'aire anticlinale de Condorcet-Montaulieu, ces singulières formations revêtent une grande importance et sont localisées, comme on le voit, dans l'un des points les plus disloqués des Baronnies.

Sur la rive gauche de l'Eygues, en amont des Pilles, au quartier de Vigne-Tonne, on peut relever sur le chemin une succession qui

montre avec la plus grande netteté le Jurassique supérieur partiellement cargneulisé (fig, 12 *b*).

Aux Schistes calloviens presque verticaux qui affleurent dans le flanc Ouest de l'aire synclinale complexe de Montaulieu succèdent brusquement, avec un pendage très peu différent, les marnes valanginiennes inférieures et le Berriasien. Ces assises sont ocreuses, fendillées et pulvérulentes. Ces signes d'altération s'accentuent alors dans les premiers bancs du Tithonique, comme le montre la figure. Au lieu de calcaires lithographiques, on trouve des bancs à surface irrégulière et scoriacée d'un calcaire ayant probablement subi l'action de phénomènes hydrothermaux et devenu complètement cristallin.

A quelques centaines de mètres au Sud-Est, on relève une coupe aussi significative (fig. 12 *c*).

Sur les derniers bancs du Tithonique assez mince affleure le Berriasien sur lequel reposent en discordance des couches marno-gréseuses à *Pecten præscabriusculus* qui, à en juger par leur faible consistance et leur teinte jaunâtre, paraissent avoir été altérées. Après une interruption de quelques mètres on retrouve un affleurement de Berriasien et surtout de Valanginien à *Aptychus Didayi* et *Lissoceras Grasi,* tellement altérés qu'ils en sont presque méconnaissables ; une nouvelle ligne de contact anormal amène alors des marnes brunâtres renfermant des cristaux de gypse. Ce sont probablement les marnes oxfordiennes altérées ; elles supportent à l'Est d'épaisses masses de cargneules dans lesquelles on reconnaît encore des vestiges de stratification. De loin en loin dans leur masse on découvre des fragments de calcaires du Jurassique supérieur, encore reconnaissables, ce qui donne à penser que cet amas de cargneules représente les derniers termes de la série jurassique complètement modifiés.

Si l'on parcourt le champ de dislocations qui s'étend ainsi depuis l'Eygues jusqu'à Montaulieu et à la montagne d'Autuche, on voit les signes d'altération se manifester à tous les niveaux de l'échelle sédimentaire et l'on rapporte de cette zone si tourmentée, l'impression d'une vaste surface sur laquelle des dislocations multiples ont grandement facilité l'action des agents internes.

Sur la rive droite de l'Eygues, l'anticlinal de Montaulieu se poursuit, toujours disloqué et arasé, jusqu'au Callovien dans lequel pointent, comme à Lazer, des affleurements de gypse et de cargneules accompagnés de filons de Célestine.

La figure 12 *d* relevée au Nord-Est de Condorcet montre une association analogue à celle de Clavellas. Dans les marnes calloviennes pointe un amas de Gypse et de Cargneules, flanqué d'un filon de Célestine et de Calcite. Enfin la figure 12 *e* représente un paquet d'assises du Jurassique supérieur partiellement cargneulisé, également accompagné d'un filon de Célestine et isolé par des failles.

Telles sont les conditions de gisement des gypses et des cargneules des environs de Serres et de Nyons.

Les gypses sont saccharoïdes, sublamellaires ou parfois lamellaires, généralement incolores, parfois colorés en rose vif, généralement chargés en phyllites; ils renferment assez souvent des fragments anguleux de dolomie grisâtre pulvérulente et même des rhomboèdres paraissant appartenir à la Giobertite. A Condorcet ils renferment, en outre, de l'Oligiste en lamelles et des phyllites qui communiquent à certains échantillons un aspect lustré. Les cargneules, jaunâtres, ocreuses, rappellent assez celles du Trias, néanmoins il est assez fréquent d'y rencontrer des fragments de Jurassique moyen (Montrond) et de calcaires kiméridgiens nettement reconnaissables. Outre la Célestine qui les imprègne au voisinage des filons, on rencontre des fragments de dolomie, des lamelles d'Oligiste (Lazer) et des phyllites. Néanmoins le minéral le plus curieux est assurément un *Quartz prase* à éclat résineux un peu gras qui forme des veinules dans les cargneules de Lazer et renferme des myriades de cristaux parfaitement formés d'un *Mica vert foncé.* Cette association, qui aux yeux de M. Termier, à l'obligeante compétence duquel je dois ces renseignements, est d'un très grand intérêt et dégage par calcination un peu d'eau et du goudron.

Trois hypothèses ont été, au cours de ces dernières années, successivement émises pour expliquer la genèse de ces curieuses masses de gypse et de cargneules.

La première, due à Ch. Lory et reprise un instant par M. Haug qui l'a ensuite abandonnée, attribuait à ces sédiments une origine sédimentaire et un âge exclusivement callovien. Ils avaient été déposés dans les lagunes calloviennes. Or, j'ai pu montrer que les cargneules n'étaient souvent que le résultat d'altération des calcaires du Jurassique supérieur, et d'ailleurs la stricte localisation des gypses et par conséquent des lagunes dans des aires d'intense dislocation ultérieure serait vraiment surprenante.

La deuxième hypothèse consiste à voir dans ces masses des sédiments du Keuper sous-jacent amenés au jour par des dislocations. Quoique plus rationnelle et renfermant, comme on le verra, une part de vérité, elle ne saurait être tenue pour exacte. On a vu que les cargneules paraissaient s'être constituées au dépens de calcaires jurassiques ou crétacés, et quant aux gypses, ils diffèrent notablement de ceux du Trias par leur apparence lamellaire, plus cristalline, leur richesse en minéraux variés et l'absence totale de marnes bariolées dans leur cortège.

Si l'on prend en considération l'indépendance du gypse vis-à-vis des couches qui l'environnent, sa localisation le long des lignes de fracture, la minéralisation intense qu'il a subie, son étroite association à des filons de Célestine, et la présence de sources minérales et surtout salées, dans son voisinage, il semble indiqué de n'y voir que du gypse triasique de la profondeur « régénéré », c'est-à-dire dissous à l'état d'Anhydrite[1] puis redéposé et minéralisé.

Quant aux cargneules, elles semblent devoir, au moins dans la plupart des cas, leur origine, à des calcaires plus ou moins fissurés par les dislocations et dans les diaclases desquels les eaux minéralisées de la profondeur auraient, en circulant, produit les modifications que l'on sait, telles que les enrichissements en magnésie, dont les dolomies triasiques sous-jacentes pourraient être la source.

---

[1] V. M. M. Bertrand, *B. S. G. Fr.*, 3e sér., t. XXII, p. 76.

ERRATUM

Page	380,	ligne	6,	au lieu de	suronien, lire turonien.
—	386,	—	5,	—	*cranissima*, lire *crassissima*.
—	395,	—	1,	—	*Sauvageani*, lire *Sauvageaui*.
—	395,	—	7,	—	tené, lire terre.
—	398,	—	33,	—	Eyrole, lire Eyrolles.
—	402,	—	27,	—	Boule, lire Boulc.
—	405,	—	6,	—	du Romeyer, lire de Romeyer.
—	417,	—	1-2,	—	**Sphœroceras,** lire **Sphæroceras**.
—	417,	—	22,	—	*Athleta*, lire *athleta*.
—	425,	—	34,	—	inférieur, lire supérieur.
—	430,	—	19,	—	**Duvalier,** lire **Duvalia**.
—	434,	—	16,	—	des fossiles, lire de fossiles.
—	436,	—	2,	—	*Duwalia*, lire *Duvalia*.
—	436,	—	33,	—	*Rouyi*, lire *infundibulum*.
—	437,	—	3,	—	Hampe, lire hampe.
—	442,	—	2,	—	Puichinet, lire Pinchinet.
—	449,	—	33,	—	*prilostomus*, lire *psilostomus*.
—	459,	—	24,	—	**Rynchonella,** lire **Rhynchonella.**
—	462,	—	9,	—	**berriasienses,** lire **berriasense**.
—	487,	—	37,	—	**sufimbriatum**, lire **subfimbriatum.**
—	495,	—	18,	—	**Viliersianum,** lire **Villiersianum.**
—	506,	—	21,	—	**Villiersianus,** lire **Villiersianum**
—	513,	—	1,	—	**Rynchonella,** lire **Rhynchonella**.
—	603,	—	29,	—	**Gryopleura,** lire **Gyropleura**.
—	608,	—	27,	—	*Schiosa*, lire *Schiosia*.
—	608,	—	34,	—	**Schiosa,** lire **Schiosia.**
—	609,	—	1,	—	tenu, lire tenue.
—	609,	—	28,	—	chargés, lire chargées.
—	637,	note		—	*Crête*, lire Crét.
—	642,	ligne	1,	—	fréquence, lire fréquence de.
—	644,			—	Clausayes, lire Clansayes.
—	671,	—	18,	—	Rhotomagense, lire rhotomagense.
—	679,	—	2,	après le mot	*mer*, supprimer la virgule.
—	690,	—	19,	—	**Moulinsi**, ajouter d'H. Firm.
—	694,	—	34,	—	vocontienne, ajouter une virgule.
—	701,	—	30,	au lieu de	Merdarel, lire Mardarel.
—	704,	—	31,	après	Roubion, supprimer la virgule.
—	705,	—	13,	au lieu de	M. Velain, lire Vélain.
—	711,	—	15,	—	Pré, lire Pé.

Page 718, fig. 6, Beaume rousse au lieu de C_{I}, lire C_{IV}.
— 720, ligne 30, au lieu de Belemnites, lire Bélemnites.
— 724, — 33, — Montjay, lire Montjai.
— 727, — 9, — Formations, lire Formation.
— 733, — 1, — LIMITE, lire LIMITES.

Dans la carte géologique le signe des gypses a été à tort placé sur la teinte rouge ; il doit être reporté sur la même latitude dans la teinte bleue $J^{2.1}$ à égale distance de la limite commune des deux teintes.

Légende commune aux coupes et à la carte géologique.

A. Éboulis.
a. Alluvions.
m^r Mollasse rouge.
m Oligocène.
C^8 Campanien.
C^7 Emschérien.
C^6 Turonien.
C^{5-3} Cénomanien.
C^{2-1} Marnes et grès de l'Albien.
C_I Marnes gargasiennes.
C_{II} Aptien inférieur.
C_{III} Barrémien.
C_{IV} Hauterivien.
C_V Valanginien.
C_{VI} Berriasien.
J^{8-6} Tithonique.
J^5 Calcaires à *Phylloceras Loryi*.
J^4 Séquanien.
J^3 Rauracien et Argovien.
J^2 Marnes oxfordiennes.
J^1 Schistes à Posidonomyes.

Le trait renforcé indique les lignes de contact anormal.

Dans les coupes, la ligne ponctuée indique le raccord hypothétique des assises.

Les croix marquent le **facies zoogène** qui, sur la carte géologique, est figuré par des **hachures rouges**, là seulement où il s'agit de *Calcaires argoniens à Chamacés*.

APPENDICE PALÉONTOLOGIQUE

Bien qu'ayant été l'objet de recherches nombreuses, les formes du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France sont, comme on sait, loin d'être parfaitement connues. Toutefois, pour marquer un réel progrès sur les travaux partiels antérieurs et revêtir un caractère durable, leur étude exigerait, outre de patientes recherches, un suffisant état de conservation des matériaux, condition moins fréquemment réalisée que l'on ne se l'imagine généralement. Il est tel terrain, comme l'Hauterivien, dans lequel la faune de Céphalopodes, assez mal connue d'ailleurs, se présente à l'état de moules calcaires mal conservés et déformés ou de pyriteux de taille généralement insuffisante.

Au milieu de ces types souvent imparfaitement connus, mal établis et surtout insuffisamment définis, se présentent cependant quelques formes qui même à première vue paraissent inédites. Ce sont quelques-unes de ces espèces que je me borne ici à décrire brièvement et à figurer.

*
* *

Pseudobelus bipartitus *Blainv.*

(*Mém. sur les Bélemn.*, p. 113, pl. V, fig. 19, in-4°, Paris, Levrault, 1827.)

Sous cette désignation, de Blainville a décrit et figuré la région alvéolaire d'un *Pseudobelus* dont la taille seule indique qu'il s'agit de la forme du Valanginien. En outre, ces fragments ont été, dit-il, recueillis « par E. de Beaumont, avec des petites bélemnites dans « la montagne de Chadres, au Sud de Serres, département des « Hautes-Alpes ». C'est évidemment de la montagne de Chabre qu'il s'agit, et l'Hauterivien marno-pyriteux des flancs de cette montagne ne m'ayant pas fourni de bélemnites, tandis que dans les marnes valanginiennes on rencontre à foison *P. bipartitus*, il me

paraît tout à fait démontré que le type de cette espèce est représenté par la forme de grande taille du Valanginien.

En 1841, Duval Jouve (*Bélemn. des terr. crét. inf. de Castellane*, Paris, 1841) a repris l'étude de cette espèce avec de nombreux spécimens et l'a fort bien fait connaître. Néanmoins il confond les deux formes, dont la répartition est la même que dans la Drôme, puisqu'il écrit (p. 42) « qu'elle se rencontre dans les bassins ferrugineux « comme dans les dépôts chloriteux (v. p. 12), et il ajoute que, « dans les premiers, elle est noire et de grande taille, et blonde et « transparente ou blanche et très opaque dans les seconds ». Il est clair que les bassins ferrugineux où les bélemnites sont noires ne sont autre chose que les gisements des marnes valanginiennes, tandis qu'il faut rapporter à l'Hauterivien glauconieux les seconds. C'est Duval-Jouve qui a ainsi le premier signalé la présence de *Pseudobelus* dans l'Hauterivien.

Il me paraît donc de toute nécessité de distinguer, comme mutation de la forme élancée du Valanginien, le type beaucoup plus court qui se rencontre à l'exclusion de l'autre dans l'Hauterivien. Voici en quoi il diffère du précédent : *de longueur beaucoup moindre (il ne dépasse jamais 50 m/m), ses sillons latéraux sont également plus profonds, mais c'est surtout par sa petite taille, qui n'atteint jamais la moitié de celle de la forme valanginienne, qu'il s'en distingue et c'est pour cette raison que je le désignerai sous la dénomination de* **Pseudobelus bipartitus** Blainv. mut. **brevis** Paquier.

C'est à cette mutation qu'il convient de rapporter les originaux des figures 3, 5, 6 de la planche I du Mémoire de Duval-Jouve.

Holcostephanus variegatus *sp. nov.*

(Pl. VII, fig. 1-2.)

Cette forme est caractérisée, comme l'indique son nom, par les singulières variations qu'éprouve son ornementation sur la loge d'habitation. La forme du tour rappelle assez celle de **H. Boussingaulti** *d'Orb. sp.* et présente son maximum de largeur au niveau des tubercules ombilicaux. L'ombilic, de largeur moyenne, est profond et presque abrupt. Quant à l'ornementation, elle est constituée dans la partie cloisonnée par des tubercules ombilicaux (12 environ par tour) qui ne sont

point allongés radialement, et de chacun desquels se détachent six à sept côtes de moyenne force, sensiblement rectilignes, franchissant la région siphonale sans s'infléchir. Quelques-unes d'entre elles se bifurquent vers le milieu des flancs. Immédiatement après la dernière cloison, l'ornementation change brusquement; les tubercules très atténués tendent à s'effacer et les côtes, devenues plus épaisses, plus vagues et plus espacées, sont moins régulièrement ordonnées par rapport aux tubercules desquels elles paraissent néanmoins s'échapper par faisceaux de quatre entre lesquels se montrent une ou deux côtes intercalaires. Il en résulte pour la loge une apparence tout à fait comparable à celle de certains *Polyptychites*. — Cloisons trop mal conservées pour permettre une étude. — Hauterivien inférieur. — Rosans (type figuré), Valdrôme. — L'exemplaire figuré presque en grandeur naturelle montre (fig. 2) ses tours internes.

Hoplites Rerollei *sp. nov.*

(Pl. VII, fig. 3.)

Coquille discoïdale comprimée, à flancs aplatis. Les tours dont la croissance est lente se recouvrent sur environ un quart de leur hauteur ; aussi l'ombilic est-il large, mais peu profond. L'ornementation, qui est d'ailleurs caractéristique, se compose de côtes radiantes, simples, trituberculées, le tubercule externe étant le plus développé; néanmoins il naît de distance en distance à la hauteur du tubercule médian, mais sans contracter de nets rapports avec lui, une côte intercalaire de même force que les principales et se terminant de la même manière sur la région ventrale. Ce mode d'ornementation : côtes simples trituberculées, côtes intercalaires très rares et indépendantes des précédentes, se retrouve également dans les tours internes.

L'espèce en question diffère donc d'**H. Euthymi** *Pict. sp.* par sa costulation plus grossière, plus espacée, plus simple et surtout par l'absence de bifurcation régulière des côtes à la hauteur du tubercule médian.

L'absence totale de côtes inermes, ainsi que le plus grand espacement de sa costulation, la distingue également de **H. perclarus** *Math. sp.*

Sous la désignation d'**Ammonites Euthymi** *Pict.*, Pomel (*Cé-*

phal. néoc. de Lamoricière, p. 63, pl. IV, fig. 1), a fait connaître une forme qui s'éloigne assez du type de l'espèce, et dont la loge montre une ornementation qui n'est pas sans quelque ressemblance avec celle de *H. Rerollei*, elle en diffère néanmoins assez, surtout par la faiblesse des tubercules dans le jeune âge. *Hoplites Rerollei* avec sa costulation robuste et simple, représente donc un type spécifique nouveau qui est la forme la plus évoluée connue jusqu'ici du groupe de *H. Euthymi*. — Berriasien. — Gumiane (type figuré), Sainte-Jalle.

Holcodiscus Kiliani *sp. nov.*

(Pl. VII, fig. 4.)

Tours subcirculaires, à peine comprimés, à croissance lente ; ombilic très large, flancs arrondis ornés de côtes interrompues par des sillons délimités par des bourrelets. Les côtes, de force moyenne, se bifurquent assez généralement et passent la région siphonale sans s'interrompre et en décrivant un léger sinus. Les sillons, très nombreux (14 par tour), se portent en avant et sont presque parallèles aux côtes. Les bourrelets qui les accompagnent sont disposés suivant le même mode que dans l'espèce précédente, c'est à-dire que le bord antérieur du sillon est dominé par un bourrelet très saillant et presque tuberculé qui cesse peu après le milieu des flancs tandis qu'alors naît, sur le bord postérieur, le bourrelet qui passe la région siphonale, où il persiste seul. Cloisons inconnues.

Cette espèce se distingue à première vue de tous les *Holcodiscus* connus par la grande fréquence de ses sillons, la hauteur de ses bourrelets et la dimension de son ombilic qui lui donne une apparence lytocératiforme. De cette espèce, qui provient du Barrémien inférieur, je ne connais que deux exemplaires ; l'original de la fig. 4, qui est le plus intéressant, provient des environs de Sisteron et m'a été communiqué par M. Kilian, à qui je suis heureux de renouveler ici tous mes remerciements.

Desmoceras Loryi *sp. nov.*

(Pl. VIII, fig. 1.)

Forme évolute, à section subquadrangulaire, marquée de sept constrictions par tour. Les sillons, rectilignes, assez profonds et

fidèlement ordonnés suivant le rayon sont bordés de deux bourrelets, le postérieur qui naît à mi-flanc et passe la région siphonale en s'accroissant progressivement, l'antérieur, au contraire, part de l'ombilic où il est très marqué et va finir sur la région ventrale. La paroi ombilicale est abrupte. Le test partiellement conservé paraît avoir été sensiblement de même épaisseur sur les bourrelets et les sillons dont les caractères se retrouvent assez exactement sur le moule interne. La ligne suturale, assez simple d'ailleurs, rappelle assez celle de **D. Neumayri** *Haug sp.* dont elle diffère surtout par ses selles moins larges à l'extrémité supérieure, et s'effilant vers le haut. En outre la branche antérieure de la deuxième selle latérale, bien développée chez *D. Neumayri*, est au contraire atrophiée chez *D. Loryi*. — Hauterivien supérieur. Sainte-Jalle (type figuré). Curnier.

Desmoceras Sayni *sp. nov.*

(Pl. VIII, fig. 2 *a-c*.)

Coquille discoïdale très comprimée, à ombilic très étroit, à parois abruptes. Spire composée de tours très embrassants, flancs légèrement convexes, région siphonale arrondie. L'ornementation, peu accentuée d'ailleurs, se compose de côtes assez faibles, nées dans la région ombilicale et qui, légèrement falculiformes, gagnent la région siphonale à l'approche de laquelle se manifeste un net renforcement dans l'ornementation.

Entre ces côtes primaires naissent, au tiers interne des flancs, des côtes secondaires qui, bien que plus faibles que les précédentes, ont même allure et se terminent de la même façon, si bien que le pourtour externe de la coquille est marqué d'une série de côtes renflées assez serrées et régulièrement disposées. L'interruption ventrale persiste jusqu'au diamètre de quatre centimètres; au delà de cette dimension, les côtes franchissent la région siphonale sans s'atténuer, et en y décrivant un léger sinus de convexité dirigé vers l'ouverture.

La ligne suturale est assez compliquée, néanmoins, en s'adressant à des exemplaires pyriteux de petite dimension, j'ai pu, grâce à la photographie, obtenir, avec un grossissement de six diamètres, la figure (pl. II) qui met en lumière les principales particularités de la cloison. L'allure générale est celle qu'offrent les *Desmoceras*, mais

la nette asymétrie du premier lobe latéral est tout à fait significative, et montre que l'Ammonite en question doit prendre place à côté de *D. strettostoma* et surtout *D. Beudanti*, chez lequel ce caractère atteint un très grand développement.

En 1897[1], M. Sarrasin a montré que ce groupe comprenait, à côté de *D. bicurvatum* et *D. Parandieri*, *D. quercifolium* et même *D. Cleon*, pour lequel MM. Parona et Bonarelli ont institué le genre *Cleoniceras*.

Sans m'exagérer la valeur des subdivisions établies actuellement dans le genre *Desmoceras*, je ne crois plus devoir faire usage de cette nouvelle dénomination qui présente l'inconvénient de s'appliquer à des formes au moins fort voisines des *Desmoceras* typiques.

Hauterivien moyen. Noyers-sur-Jabron (type figuré). — Fréquent partout dans l'Hauterivien de la Drôme.

Hamulinites *nov. gen.*

(Pl. VIII, fig. 3).

Dans les intercalations zoogènes du Barrémien inférieur de Menglon, j'ai recueilli un fragment de branche d'un Céphalopode, identique en apparence à celle d'une *Hamulina*.

L'ornementation consiste en fortes côtes obliques qui passent la région dorsale sans s'y infléchir ni y changer de caractère.

Les cloisons bien conservées diffèrent totalement de celles des Hamulines décrites et figurées jusqu'ici, sauf **Hamulina Munieri** *Nicklès*.

En effet, outre la même simplicité, on retrouve les mêmes éléments ; la seule différence avec l'espèce citée plus haut est dans la moindre profondeur du lobe siphonal et la réduction de l'antisiphonal.

Il s'agit donc, selon toute vraisemblance, d'une forme très voisine de *Hamulina Munieri* dont je suis ainsi amené à discuter la position systématique.

Outre son extrême simplicité, cette ligne suturale montre, comme

---

[1] Sur les genres *Sonneratia*, etc. *B. S. G. Fr.*, 3e série, t. XXV, p. 449.

il a été dit plus haut, un *premier lobe latéral nettement trifide*, ce qui exclut tout rapprochement avec les *Lytoceratidés*.

On sait que si des apparences de parité s'observent parfois dans cet élément de la ligne suturale de certaines *Hamulina* de Wernsdorf, cela est dû à un phénomène secondaire consistant dans l'atrophie de l'une des branches de l'élément en question, fait qui s'observe parfois chez certains *Lytoceras*.

En somme, *Hamulina Munieri* mérite de devenir le type d'une section générique pour laquelle je propose la dénomination d'**Hamulinites**, et dont la position systématique exacte, encore incertaine en ce moment, ne doit en tous cas pas être, au moins en l'état de nos connaissances, cherchée dans le voisinage des *Hamulines*.

Voici, d'ailleurs, la diagnose qui me paraît caractériser ce nouveau genre :

Forme extérieure d'une Hamuline *à branches parfois en contact* (H. Munieri, *Nicklès*) ; *ornementation robuste constituée exclusivement par des côtes simples obliques, jamais tuberculées, et devenant droites, plus espacées et plus fortes sur la loge.*

Ligne suturale simple et différant complètement de celle des Hamulines *par son extrême simplicité et surtout par son premier lobe latéral qui,* nettement trifide, *exclut tout rapprochement avec les* Lytoceratidés.

Pygope elongata *sp. nov.*

(Pl. VIII, fig. 4 *a-c*.)

Coquille subtriangulaire très allongée, épaisse et sans perforation. Le crochet est assez réduit, le foramen assez large. Le bord palléal, peu ou pas bilobé, se termine par des angles arrondis ; ni bourrelet ni trace de sillon longitudinal médian sur les valves.

La commissure latérale des valves est modérément sinueuse et l'épaisseur totale assez considérable, comme le montre la figure.

Cette forme est bien caractérisée par son extrême allongement dans le sens longitudinal, particularité qui, à elle seule, suffit à la distinguer des formes voisines.

Les formes à côté desquelles elle doit prendre place sont **Pygope triangulus** *Lamk sp.*, et **P. euganeensis** *Pict. sp.*

Par son épaisseur, l'allure sinueuse de sa commissure latérale,

elle se rapproche de la première de ces espèces, tandis que par son allongement et l'absence de toute saillie ou dépression longitudinale médiane, elle rappelle la seconde.

Jaubert (*in coll.*) avait rattaché cette forme à *Pygope subtriangulata* Gümbel in Winckler [1]. Je profite de l'occasion pour relever une double erreur à ce sujet. D'abord, la désignation de *Pygope subtriangulata* Gümbel in Winckler 1868, doit tomber en synonymie de *Pygope euganeensis* Pictet sp., puisque cette dénomination, ainsi que celle de *Terebratula equicampestris* [2], ne sont accompagnées d'aucune figure.

Elles ont été reprises, en 1868, par Winckler (l. c.) qui rejette en synonymie de *Pygope subtriangulata* Gümbel, *Terebratula equicampestris* et *Terebratula euganeensis* Pictet [3]. Or, c'est au contraire l'espèce collective (*Pygope subtriangulata*) de Gümbel qui doit être rejetée en synonymie de *Pygope euganeensis*, puisqu'elle n'a été figurée qu'une année après celle de Pictet. Ajoutons, en outre, que la figure donnée par Winckler correspondant bien à *Pygope euganeensis* (particulièrement à la fig. 6), le rapprochement proposé par Jaubert (*in coll.*) doit être repoussé, et la *Pygope* de Serres constitue une espèce nouvelle du groupe *triangulus-euganeensis*.

Berriasien.

Serres (coll. Jaubert).

Valdrôme, C. S. (type figuré).

Meuglon, V. P.

*
* *

Pl. VII. — Les figures 1, 2, 3 sont réduites d'un tiers, la fig. 4 est en grandeur naturelle.

Pl. VIII. — Les figures sont en grandeur naturelle, sauf la fig. 2 *c* qui est grossie six fois.

---

[1] *Verstein. die Neocomformation des Urschlauerachenthales bei Traunstein mit Rücksicht auf ihre Grenzschichter*, p. 25, pl. IV, fig. 6-7.

[2] Gümbel, *Geogn. Beschreibung der bayern Alpengebiet.*, p. 563, 1861.

[3] *Mél. pal.*, 3e livr., p. 34, fig. 5-10, 1867.