

Contribution à l'étude du Diois nord-oriental

par Hubert ARNAUD

Très bien localisée géographiquement, la région étudiée est comprise entre l'escarpement du Vercors méridional et la vallée de la Drôme entre les villages de Sainte-Croix et d'Aix-en-Diois (feuilles Die 3-4 et Mens 1-2 et 5-6 au 1/25 000^e).

Stratigraphiquement, nous sommes sur le rebord nord de la « fosse vocontienne », et les séries géologiques sont bien connues depuis les travaux de V. PAQUIER (Thèse, 1900). Plus récemment, de nouvelles précisions ont été données par

J. FLANDRIN et ses collaborateurs lors des travaux de levé de la carte géologique au 1/50 000^e de la feuille Die.

Du point de vue tectonique, nous sommes sur la bordure septentrionale du grand anticlinal de Die haché par de nombreux accidents. C'est ce point de vue qui nous a plus particulièrement retenu avec l'étude des terminaisons de quelques accidents du Vercors méridional, et en particulier du complexe de la faille de la Cléry.

A) LA STRATIGRAPHIE (fig. 1)

Nous l'avons étudiée surtout sur les feuilles Mens 1-2 et 5-6 en vue de l'établissement de levés précis concernant ces feuilles.

La série stratigraphique du Diois nord-oriental est continue des « Terres-noires » jusqu'au Néocomien supérieur, et montre une sédimentation monotone, à dominante calcaro-marneuse, parfois agitée. Seul le Tithonique calcaire forme une falaise qui joue un grand rôle morphologique.

I. — Le Jurassique.

Toute la série est très peu fossilifère et les divisions retenues, surtout lithostratigraphiques, sont celles de la carte géologique au 1/80 000^e (feuille Die).

Le *Bathonien supérieur - Callovien inférieur* (J1) calcaro-marneux est une puissante assise formée de calcaires à patine brun roussâtre, à grain grossier, de couleur brun-noir en cassure fraîche, en

bancs de 20-40 centimètres d'épaisseur alternant avec des couches de 80-100 centimètres de marnes grises à patine noirâtre.

La puissance de ces couches marneuses peut varier et déterminer une succession d'assises plus calcaires et d'assises plus marneuses. Ces marnes contiennent quelques *Posidonomya sp.*

Le *Callovien supérieur - Oxfordien* (J2) est constitué par quelques dizaines de mètres de marnes grises à patine noirâtre peu fossilifères.

L'*Argovien* (J3) est représenté par une épaisse série de calcaires argileux et de marnes grises. Les calcaires argileux, de patine roussâtre, de couleur brun noirâtre, sont disposés en bancs de 30-60 centimètres séparés par des lits de marnes schisteuses de couleur gris-noir, à débit en aiguilles.

Le haut de cette série est plus marneux (Laval-d'Aix) et passe aux calcaires du Rauracien par l'intermédiaire de quelques mètres de calcaires noirâtres en bancs de 30 à 50 centimètres séparés par des intercalations de marnes schisteuses.

Le Rauracien (J4) (Séquanien auct.).

Son épaisseur totale peut être évaluée à 130 mètres environ dans la région de Valcroissant.

De bas en haut nous pouvons distinguer (cf. coupe) :

1. Un niveau de calcaires massifs en gros bancs de 40 à 120 centimètres, de patine ocre et de couleur brunâtre. Ces bancs calcaires peuvent être plus minces à la base de la série et sont parfois séparés par de minces intercalations marneuses.
Ce niveau forme une falaise émousée bien visible dans la topographie.
2. Une série de bancs calcaires de 15 à 30 centimètres d'épaisseur de patine rousse, de couleur brun-noir, à grain moyen, séparés par des lits de marnes grises.
3. Un niveau de calcaires finement lités, en bancs de 15 à 30 cm de puissance.
4. Une série de bancs calcaires plus massifs, de 30 à 70 cm d'épaisseur.
5. Une petite zone marneuse de deux mètres environ.
6. Une alternance de bancs calcaires séparés par des intercalations marneuses, se terminant par une mince zone marneuse d'environ 2 mètres d'épaisseur.
7. Une série calcaire formée de petits bancs bien réglés de 20 à 40 cm de puissance.
8. Quelques mètres de bancs calcaires séparés par des niveaux marneux assez importants.
9. Quelques mètres de calcaires massifs en bancs de 50 cm.
10. Un ensemble de calcaires lités de couleur gris sombre, de grain assez fin, en bancs de 30 à 80 cm de puissance.

La coupe du Pas de la Roche (près de Marignac) nous montre également une petite assise marneuse où nous avons pu recueillir quelques petits Lamelibranches.

Le Tithonique-Kiméridgien (J 8-5).

Le Tithonique-Kiméridgien est relativement peu épais (une quarantaine de mètres environ), mais il forme un niveau repère caractéristique dans toute la région.

Il est généralement formé par deux barres calcaires très massives séparées par un niveau de calcaires lités formant une petite « galerie ».

Toutes ces assises sont généralement envahies par le faciès « fausse brèche ».

De bas en haut, nous rencontrons (coupes du ravin de Valcroissant et du pont de la Roche près de Romeyer) :

11. Une première barre d'environ 15 à 20 mètres de calcaires massifs sub-lithographiques, à grain très fin, de couleur café-au-lait en cassure fraîche, de patine grise, pouvant présenter le faciès « fausse brèche ».
12. Un niveau de quelques mètres de fausses brèches litées, formant une galerie.
13. Une barre sommitale d'environ 20 mètres de calcaires sub-lithographiques, très massifs, présentant le faciès « fausse brèche ».

Vers le Sud cette série devient plus homogène et, dans la coupe du ravin de Laval-d'Aix, nous ne rencontrons plus qu'une seule barre massive.

Vers l'Ouest, par contre, les fausses brèches deviennent moins prépondérantes, et nous pouvons observer des bancs de calcaires massifs sub-lithographiques normaux.

Le long de la route de St-Julien-en-Quint, les calcaires lités intermédiaires, dont l'épaisseur passe à une quinzaine de mètres, contiennent des silex, voire même de petits lits silicifiés.

Il s'agit de calcaires lités se débitant en plaquettes, à patine ocre-gris, à grain très fin, contenant des silex et des lits silicifiés.

Lors d'un récent entretien, J. REMANE a pu nous indiquer l'existence d'une lacune qui serait particulièrement évidente dans la coupe du Tithonique des Planeaux (commune de Romeyer).

En effet, le Tithonique supérieur de la fosse vocontienne est divisé, par cet auteur, en trois zones (horizons A, B et C) grâce à des faunes de Calpionelles.

Dans la coupe des Planeaux, l'horizon C reposerait directement sur l'horizon A, mais les « fausses brèches » de la couche C contiendraient des galets de l'horizon B. Il n'y aurait donc pas une lacune stratigraphique à proprement parler, mais un entraînement des sédiments de cet horizon B en voie de consolidation par des coulées boueuses et une resédimentation ultérieure dans les dépôts de l'horizon C.

L'appellation « fausse brèche » n'a évidemment plus qu'un sens pratique et bibliographique, ce terme désignant, en fait, de vraies brèches.

COLONNES STRATIGRAPHIQUES

REGION ROMEYER - LAVAL D'AIX

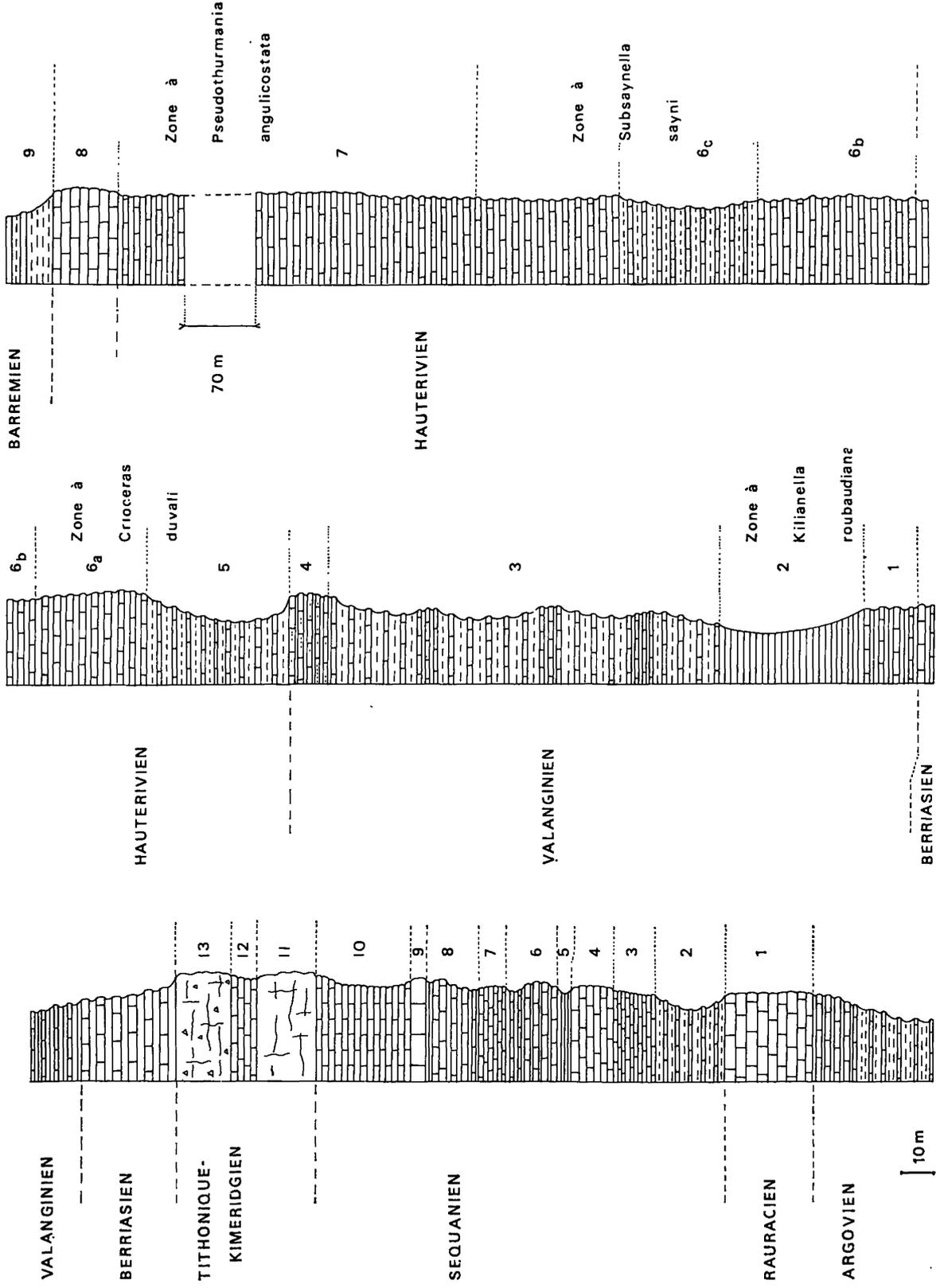


Fig. 1.

II. — Le Crétacé.

Le Berriasien (C VI).

Faisant immédiatement suite au Tithonique, se trouve le Berriasien, reconnaissable grâce à la présence de nombreuses *Berriasella*.

Dans la région de Valcroissant - Laval-d'Aix, ce Berriasien, très réduit (20 à 30 mètres), est formé d'une série de bancs de calcaires argileux séparés par des lits marneux.

Au Nord il se différencie en plusieurs niveaux, et il a fait l'objet d'une étude particulière de C. ALLOT, J. FLANDRIN et M. MOULLADE (1964).

Rappelons pour mémoire les divisions du Berriasien des environs de Marignac-en-Diois. De bas en haut :

1. 30 mètres de calcaires à patine blanche ou gris clair en bancs de 30 à 100 cm qui surmontent le Tithonique en continuité de sédimentation. Certains de ces bancs, plus épais, sont formés par des « fausses brèches » intraformationnelles, et d'autres contiennent quelques silex. Au sommet apparaissent de fines intercalations marneuses.
2. Un horizon marneux de 30-35 mètres. Il s'agit de marnes gris-bleu renfermant quelques niveaux de calcaires argileux à Radiolaires et Calpionelles.
3. 20 mètres de marnes, de calcaires argileux et de calcaires variés.
4. 8 mètres environ de marnes sèches et de calcaires argileux à sédimentation troublée, où les termes les plus calcaires se présentent en gros rognons irréguliers résultant de glissements et de déformations synsédimentaires.
5. Une série sommitale de 30 à 40 mètres de calcaires argileux et de marnes.

Notons dans cette série la présence de bancs de calcaires organo-détritiques dont l'aspect extérieur est tout à fait comparable aux calcaires organo-détritiques du Barrémien de la région de Veynes et de Châtillon-le-Désert.

Enfin, à l'Ouest de Marignac, dans la région de Sainte-Croix, nous pouvons remarquer un net épaissement du niveau des « marnes sèches ».

J. FLANDRIN pense pouvoir expliquer les particularités du Berriasien de la région de Marignac par la présence d'un haut-fond qu'il situe sous le

rebord méridional du Vercors, aucun autre point de la fosse vocontienne suffisamment proche de Marignac ne présentant ce caractère.

Sur les pentes méridionales de ce haut-fond se formaient des coulées boueuses et des courants de turbidité (présence de granoclassement le long de la route de Ste-Croix à St-Julien-en-Quint) qui ont pu éroder le substratum en certains points de la région de Marignac.

Le Valanginien (C V).

Il est très développé dans toute la région étudiée, et il correspond, en gros, à la zone cultivée autour des villages de Marignac, Chamaloc, Romeyer et Valcroissant.

De bas en haut nous observons les horizons suivants :

1. Une assise formée d'une alternance de bancs de calcaires argileux de 30 cm de puissance et de couches marneuses d'environ 50 cm d'épaisseur. Cette assise est extrêmement fossilifère, en particulier au-dessus des fermes de l'Eguillot près du col de Marignac, Chamaloc, Romeyer, Valcroissant, Laval-d'Aix, etc.

Tous ces gisements, dont certains (Chamaloc) sont connus depuis V. PAQUIER, appartiennent à la zone à *Kilianella roubaudi* et nous ont fourni un très grand nombre de fossiles pyriteux.

En ce qui concerne uniquement le gisement de Chamaloc, nous avons recueilli¹, outre de nombreuses *Kilianella roubaudi*, *Phylloceras tethys*, *P. serum*, *P. calypso*, *Ptychophylloceras semisulcatum*, *Lytoceras juilleti*, *Protetragonites quadrisulcatus*, *Protancyloceras sp.*, *Conobellus conicus*, *Neolisso-ceras grasianum*, *Neocomites subquadrata*, *Neocomites neocomiensis*, *Thurmanniceras thurmanni var. gratianopolitensis*, *Bochianites neocomiensis* et *Olcostephanus sp. var. juv.*

2. Une puissante couche de marnes bleues, à patine grise, très peu fossilifères, généralement recouvertes par des cultures, mais bien visibles au col de Marignac, à l'Est des Planeaux et au Sud de Romeyer.
3. Une épaisse série de marnes bleues de 1 à 2 mètres de puissance, à patine grise, séparées

¹ Je remercie beaucoup J.-P. THEULOY pour l'aide qu'il m'a apportée dans la détermination des fossiles du Néocomien.

par de petits bancs calcaires, de couleur bleue et patine ocre, en bancs de 30 à 40 cm.

Nous pouvons y trouver quelques assises calcaires, de couleur bleue en cassure fraîche, de patine roussâtre, très durs et présentant le même faciès que les calcaires bicolores du niveau repère du Valanginien supérieur.

Les niveaux marneux contiennent quelques fossiles pyriteux et de grandes bélemnites (*Duvalia lata*). En certains points, ces marnes renferment des « becs de nautilus » (col de l'Abbaye, environs de Romeyer).

Ces deux dernières assises seraient à cheval sur les zones à *Kilianella roubaudi* et *Saynoceras verrucosum*, sans que l'on puisse préciser leur position en l'absence de tout fossile caractéristique.

4. Au sommet, enfin, vient une assise de 8 à 10 mètres de puissance formée de bancs de calcaires très durs, épais de 20 à 80 cm, présentant parfois un faciès bicolore (roux à l'extérieur et bleu à l'intérieur), contenant de fines passées gréseuses et silicifiées.

Ces bancs extrêmement durs et massifs, à grain assez grossier, sont séparés par de minces intercalations marneuses.

Nous y avons récolté quelques fossiles (La Rolandière), en particulier *Neolissoceras grasianum* et *Neocomites neocomiensis*.

Cette dernière assise pourrait correspondre à la zone à *Hoplites neocomiensis* de V. PAQUIER qui, d'après cet auteur, n'est pas nettement individualisée dans cette région.

Cet horizon constitue un excellent niveau repère dans la monotone série du Néocomien et forme, dans le Nord du Diois, une petite falaise émoussée que l'on peut suivre jusqu'à l'Est du hameau des Planeaux.

A cet endroit déjà, les bancs, bien que gardant leurs caractères de dureté et de couleur, deviennent beaucoup moins épais et les intercalations marneuses prennent de l'importance.

Entre Valcroissant et Laval-d'Aix, ce niveau n'est plus représenté que par quelques bancs durs et roussâtres intercalés çà et là dans l'épaisse série du Valanginien supérieur.

Ces calcaires bicolores ressemblent un peu à ce que les géologues grenoblois ont coutume d'appeler

les « Calcaires du Fontanil », et ils pourraient former une lointaine et pâle récurrence de ce faciès.

Quoi qu'il en soit, nous pouvons prendre, à la suite de V. PAQUIER, cet horizon comme limite entre le Valanginien et l'Hauterivien.

L'Hauterivien (C IV).

L'ensemble des coupes du Diois septentrional nous a permis de retrouver la succession des différentes zones d'Ammonites, à l'exception de la zone à *Acanthodiscus radiatus*. Cette zone existe certainement à la base de l'étage, mais aucun fossile caractéristique ne nous permet de la mettre en évidence.

Une des meilleures coupes de l'Hauterivien de cette région est celle du chemin du col de la Pouterle, déjà décrite par V. PAQUIER en 1900, qui montre toutes les zones d'Ammonites représentées par leurs fossiles caractéristiques.

A partir de cette coupe, complétée par des observations dans tout le Diois nord-oriental, nous pouvons établir les divisions suivantes en ce qui concerne cet étage :

De bas en haut :

5. L'Hauterivien débute par une zone assez marneuse formée de bancs de calcaires beiges à patine ocre, de 15 à 20 cm de puissance, séparés par des intercalations marneuses plus épaisses.
6. Puis vient une série assez monotone de calcaires argileux et de marnes bleues à patine jaunâtre à la base de laquelle nous observons :

a) Un horizon plus calcaire formé par des calcaires argileux beiges à bleuâtres, à patine ocre, en bancs de 50 à 60 cm séparés par des couches marneuses moins importantes.

Certains de ces bancs sont fossilifères, en particulier au Nord de la Ferme de la Rolandière, dans le ruisseau des Combes et sur le chemin du col de la Pouterle.

Nous y avons récolté de très nombreux *Crioceras duvali*, et en moins grande abondance *Crioceras nolani*, *Olcostephanus sayni*, *Phylloceras winkleri*, *Neocomites cf. gr. nodosoplicatus* et *Pygope janitor*.

Ces assises appartiennent donc à la zone à *Crioceras duvali* (zone et sous-zone à *Crioceras duvali* de V. PAQUIER).

b) Vient ensuite une formation de calcaires bleuâtres à patine ocre de 50 à 60 cm de puissance, séparés par des intercalations de marnes grises de 50 à 70 cm d'épaisseur. Un de ces bancs est très fossilifère et se retrouve en de nombreux points dans une situation analogue (route du col de Rousset, les Granges près de Romeyer, chemin du col de la Pouterle, ruisseau du Rays).

Nous y avons récolté un grand nombre de fossiles dont : *Subsavnella sayni*, *Plesiospitidiscus ligatus*, *Phylloceras winkleri*, *Crioceras nolani*, *Crioceras cf. duvali*, *Crioceras cf. novaki*, *Euptychoceras puzosianus*, *Acrioceras meriani*, *Phylloceras tethys*, *Phylloceras infundibulum*, *Hemilytoceras honoratianum*, *Pygope janitor*², *Balearites balearis*, *Neolissoceras grasianum*.

L'ensemble de cette faune et en particulier les deux fossiles caractéristiques montrent que nous nous trouvons dans la zone à *Subsavnella sayni* (zone à *Crioceras duvali*, sous-zone à *Desmoceras sayni* de V. PAQUIER).

c) Immédiatement au-dessus de ce banc fossilifère se trouve une zone marneuse contenant quelques fossiles pyriteux en mauvais état. Cette assise correspond encore à la zone à *Subsavnella sayni*.

7. L'Hauterivien se termine enfin par une formation très puissante et monotone, constituée par une succession de bancs de calcaires argileux bleus et de marnes bleues à patine grise.

Vers le bas de cette formation nous trouvons encore des fossiles de la zone à *Subsavnella sayni*, mais très vite nous entrons dans la zone à *Pseudothurmannia angulicostata* (zone à *Hoplites angulicostatus* de V. PAQUIER).

Outre le fossile caractéristique, nous avons pu recueillir *Raspailiceras cassida*, *Acrioceras meriani*, *Phylloceras infundibulum*, *Phylloceras tethys* et *Crioceras gr. quenstedti-majoricensis*.

² Ces Pygopes sont toujours situés dans les derniers bancs calcaires sous-jacents aux marnes à pyriteux, et, à notre connaissance, n'ont jamais été signalés dans la région Romeyer-Marignac.

8. Ces assises sont surmontées par une barre calcaire de 15 mètres environ, constituée par des calcaires gris, lités, séparés par de minces intercalations marneuses.

D'après V. PAQUIER (thèse, 1900), cette assise calcaire fait encore partie de l'Hauterivien supérieur, et le Barrémien inférieur débiterait par les marnes grises, légèrement fossilifères (9) qui surmontent ce dernier horizon.

Pour des raisons cartographiques et pratiques, nous avons rangé cette barre calcaire dans le Barrémien inférieur, en attendant, pour la dater avec précision, que les travaux concernant les stratotypes de la fosse vocontienne soient publiés.

En définitive, l'Hauterivien reste semblable à lui-même dans toute la région étudiée, mais nous devons noter une grande différence d'épaisseur entre la région de St-Julien-en-Quint et celle de Romeyer-Valcroissant, encore que dans cette dernière région certains accidents tectoniques peuvent en modifier l'épaisseur visible en affleurement.

Le Barrémien (C III).

— Au-dessus de l'horizon 8, il débute par une zone plus marneuse formée d'une alternance de calcaires argileux et de marnes jaunâtres, en couches assez épaisses, renfermant quelques fossiles en mauvais état. L'ensemble de cette série ne dépasse pas 30 mètres.

— Ensuite vient une énorme épaisseur de calcaires argileux grenus de teinte claire, bien réglés et dont les bancs sont séparés par des lits marneux plus ou moins importants.

— Enfin, après une dernière couche marneuse qui affleure au Pas des Econdus, le Barrémien de type vocontien est remplacé par les calcaires à débris sub-urgoniens du plateau de la Montagne de Beurre.

Nous n'entrerons pas dans les détails de cette série du Barrémien qui fera certainement l'objet d'une étude particulière de notre part lorsque nous aurons débordé du cadre étroit du Diois nord-oriental.

B) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES (fig. 2)

Jusqu'au Tithonique, les conditions de sédimentation qui règnent dans la région étudiée sont identiques. Par contre, des changements s'amorcent dès le Tithonique-Berriasien, et une zone instable s'installe selon un axe Est-Ouest passant par St-Julien-en-Quint et Romeyer.

Nous pouvons noter dans cette région des épaisseurs anormalement fortes en ce qui concerne le Néocomien.

Au Tithonique déjà, une certaine instabilité du fond sous-marin semble se marquer par la présence de coulées boueuses qui donneront naissance aux « fausses brèches » caractéristiques de cet étage dans le Nord de la fosse vocontienne, mais cette instabilité n'est pas spécifique d'une zone bien déterminée.

Le *Berriasien*, par contre, est anormalement épais dans la région de Marignac où il atteint 130 à 150 mètres, et sans doute plus encore vers Sainte-Croix où le niveau de marnes sèches à gros

rognons glissés et déformés est particulièrement développé.

Vers l'Est son épaisseur diminue lentement jusqu'à Romeyer, à l'Est duquel il disparaît à l'affleurement. Vers le Sud, il devient très mince dans la région de Laval-d'Aix où il paraît essentiellement constitué par une série marno-calcaire à prédominance calcaire.

Cette zone de Marignac devait former une sorte de cuvette de sédimentation au Sud d'un haut-fond qui devait occuper l'emplacement du rebord sud du Vercors. Ce haut-fond pourrait facilement se raccorder avec celui qui est indiqué au Nord de Saillans par P. GIBERGY et J. SARROT-REYNAULD.

Le Valanginien.

C'est toujours dans la région de St-Julien-en-Quint qu'il est le plus épais, et il atteint alors une puissance de 400 à 500 mètres. Il se réduit vers l'Est et le Sud, et bien que cette réduction

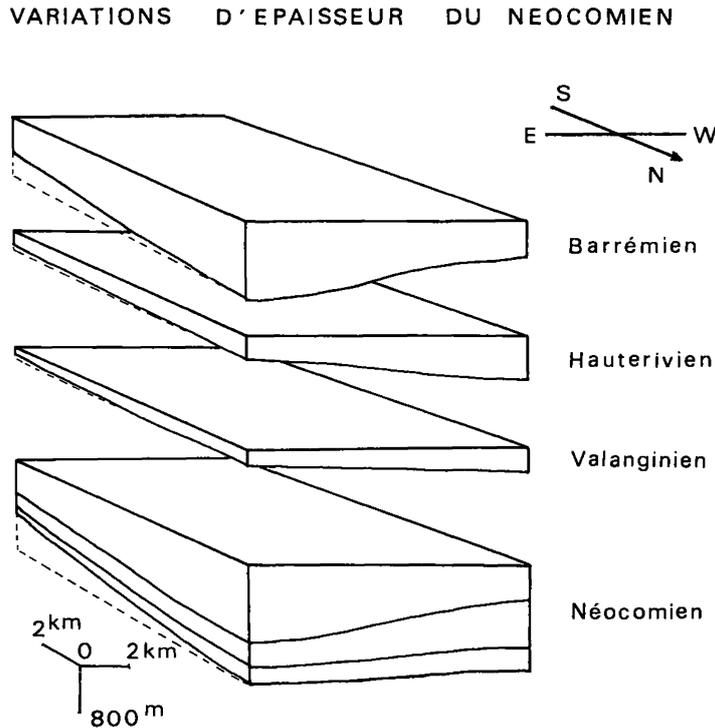


Fig. 2.

ne puisse être chiffrée avec certitude, son épaisseur ne dépasse pas 200 à 300 mètres dans la région de Laval-d'Aix.

L'Hauterivien.

Extrêmement puissant dans le quadrilatère de St-Julien-en-Quint où son épaisseur est voisine de mille mètres (J. GOGUEL signalait déjà en 1945 l'énorme épaisseur de l'Hauterivien dans la commune de l'Escoulin), il s'amincit dans la région de Romeyer où sa puissance peut être chiffrée à 400 mètres environ, et vers Laval-d'Aix où il ne doit guère dépasser 300 m.

Le Barrémien.

Son importance varie inversement à celle de l'Hauterivien. Peu puissant (environ 600 mètres) au Pas de l'Infernet (Nord du quadrilatère de St-Julien-en-Quint), il atteint vraisemblablement 1 200 mètres aux environs de Romeyer, puis son épaisseur décroît vers le Sud pour atteindre au plus 900 mètres dans la région de Laval-d'Aix.

En définitive, si nous totalisons l'épaisseur de l'ensemble du Néocomien, nous constatons qu'elle est maximale et relativement constante le long d'un axe St-Julien-en-Quint - Romeyer, alors qu'elle décroît vers le Sud.

Ainsi semble se préciser l'idée d'une petite fosse subsidente orientée E-W à la limite du Vercors et du Diois, fosse qui comporte deux pôles, l'un se dessinant à l'Hauterivien et l'autre au Barrémien.

— Le premier pôle commence à se marquer dans la région Ste-Croix - St-Julien-en-Quint - Marignac. Il débute par une zone à sédimentation troublée

au Berriasien et se poursuit par une subsidence assez marquée au Valanginien et à l'Hauterivien. Ce dernier étage atteint à lui seul mille mètres au Nord et à l'Est de St-Julien.

— Le deuxième pôle apparaît dans la région de Romeyer au Barrémien, et cet étage atteint et dépasse mille mètres, alors que l'ensemble du Valanginien et de l'Hauterivien ne dépasse pas 700 à 800 m.

— Enfin, entre ces deux pôles de subsidence semble s'individualiser une zone de sédimentation plus normale, située à l'Ouest du col de Rousset, où l'épaisseur de l'Hauterivien semble être à peu près équivalente à celle du Barrémien. De plus, l'épaisseur totale de l'ensemble du Néocomien est plus faible que dans les deux pôles de subsidence.

Cet axe de subsidence pourrait bien être lié à une zone tectoniquement instable située sur la bordure nord de la fosse vocontienne, à la limite du Vercors et du Diois, et qui préfigurerait, dès le début du Crétacé, l'axe des plissements de la phase anté-sénonienne du Dévoluy, dont le dernier pli est représenté par l'anticlinal de Die.

Malheureusement, il est très difficile de connaître exactement l'épaisseur de ces séries très importantes, et elles sont généralement calculées à l'aide de coupes qui ne tiennent pas compte de petits replis possibles, ou de petits dédoublements locaux au sein des séries, dus à des accidents de peu d'importance.

Il nous reste donc à préciser et à étayer cette hypothèse par de nouveaux travaux orientés d'une part à l'Ouest dans la région de l'Escoulin, et d'autre part à l'Est de la montagne de Glandasse.

C) LA TECTONIQUE

Au point de vue tectonique, nous sommes sur la bordure nord de l'anticlinal de Die, découpé par de nombreux accidents dont les plus importants sont ceux de Chamaloc, et surtout ceux de la Cléry et de ses annexes.

Nous avons tout d'abord essayé de relier les plis du Vercors méridional à cet anticlinal de Die. Comme V. PAQUIER, nous n'avons pu que constater l'inexistence de ces relations.

Seul le synclinal de la Vernaison, accident majeur du Vercors méridional, semble se suivre jusque sur le rebord nord de la cuvette de Die,

où le repli visible vers le col de Bergu, au niveau du Tithonique et du Valanginien supérieur, pourrait constituer sa terminaison méridionale.

Tous les autres plis s'amortissent très vite et ne sont plus décelables au niveau du Néocomien inférieur.

L'étude du réseau de fractures nous a particulièrement retenu, et en particulier les bouleversements liés à la présence de la faille de la Cléry. Nous avons pu constater l'identité remarquable de ce réseau avec celui du Vercors méridional.

I. Région de Chamaloc - Ste-Croix ³ (fig. 3).

La faille de Chamaloc ou des Rochers de Chironne.

Cette grande faille se suit sur les plateaux du Vercors méridional depuis le Sud de La Chapelle-

en-Vercors jusqu'à l'W du col de Rousset. Elle limite alors l'Urgonien des Rochers de Chironne de l'Hauterivien-Barrémien très redressé, visible en particulier le long de la route du col de Rousset.

Aux environs de Chamaloc, elle est également bien marquée dans le ravin de Vaudanne, mais se trouve déjà amortie au passage de l'énorme série du Néocomien. On y voit le Valanginien supérieur très redressé et broyé au contact de la faille. Puis

³ Cette région a déjà fait l'objet d'une étude par C. ALLIOT et B. TILLEMENT (D. E. S., Lyon) en vue de l'établissement de la feuille Die au 1/50 000^e.

SCHEMA STRUCTURAL

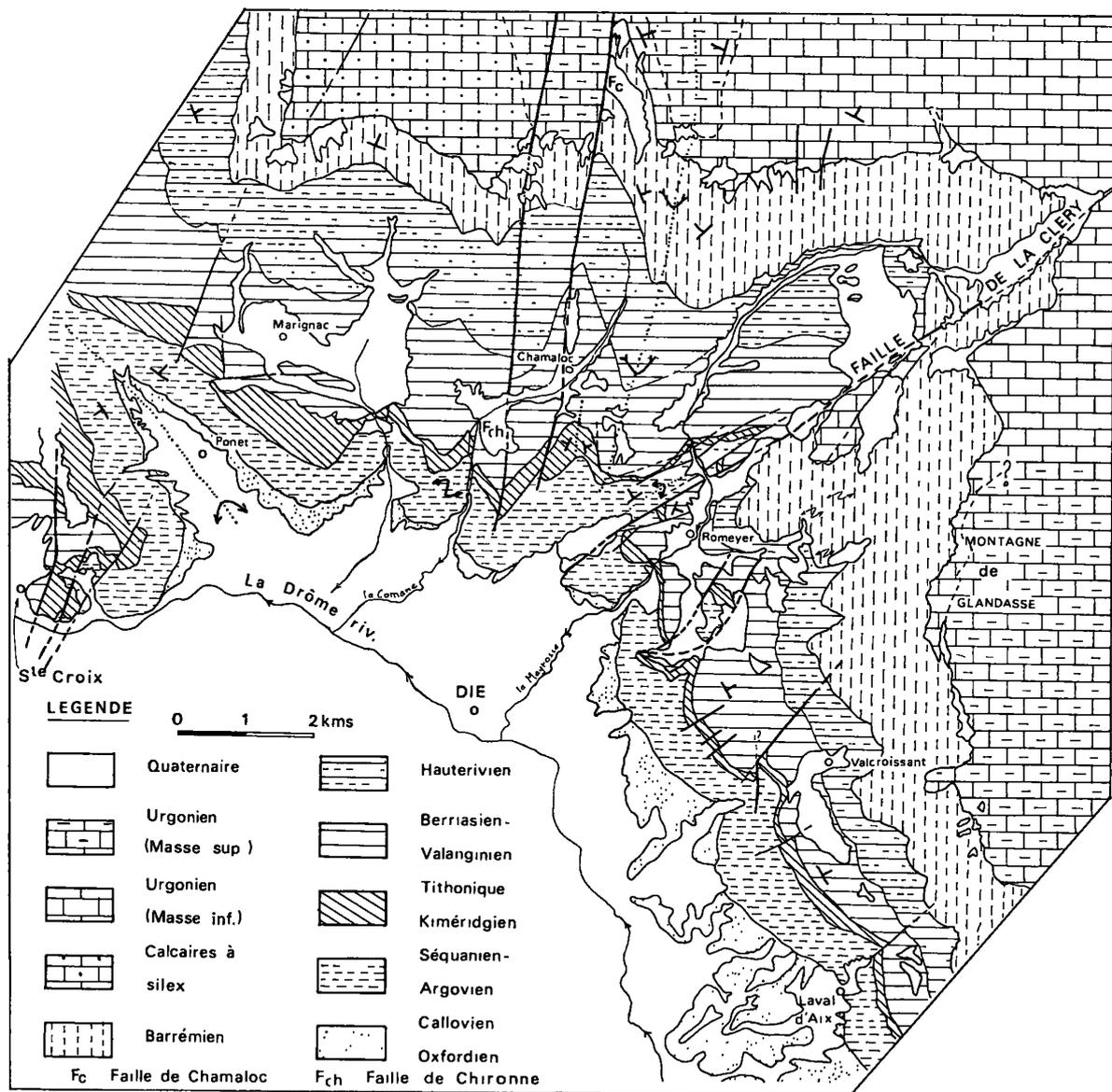


Fig. 3.

au Sud de Chamaloc, cet accident provoque un décalage très visible au niveau du Berriasien. Enfin, elle meurt dans le Tithonique de la montagne de Baise, au-dessous duquel nous n'observons plus qu'une flexure des couches.

La faille de Chironne.

Moins importante que la précédente, cette cassure naît sur le plateau de Vassieux et aboutit également à l'extrémité sud de la montagne de Baise. Elle est particulièrement spectaculaire à l'E de la ferme des Tournelles : le Valanginien à pendage NE normal du compartiment W vient buter contre cet accident, alors que l'Hauterivien-Valanginien du compartiment E se redresse brusquement à la verticale, avec un pendage NW très fort entre cette faille et celle de Chamaloc.

La faille du Pas de la Roche de Chamaloc.

Cette faille passe au fond du Pas de la Roche de Chamaloc, et elle abaisse son compartiment E, sans en modifier le pendage.

Cet accident semble s'amortir et se perdre dans le Néocomien, au-delà duquel nous perdons totalement sa trace. Il s'agit peut-être d'une simple digitation de la précédente.

L'examen du rebord sud de la montagne de Baise est particulièrement intéressant. En effet, si nous suivons le Tithonique de la montagne de Chabraret, nous constatons qu'il vient buter contre la faille du Pas de la Roche, et nous le retrouvons beaucoup plus bas au fond du ravin d'où il part pour former la crête de la montagne de Baise.

Par contre, si nous suivons le Séquanien et le Rauracien, nous constatons que les niveaux supérieurs viennent également buter contre la faille, mais les niveaux inférieurs dessinent un pli magnifique visible de Die.

Cette flexure joue le même rôle que la faille du Pas de la Roche dont le tracé se perd dans les alluvions de la Comane, et qui semble d'ailleurs inexistante au niveau du Rauracien.

Enfin, au Sud des Mias et de la montagne de Baise, les terminaisons des failles de Chironne et de Chamaloc viennent également mourir dans les séries sous-jacentes au Tithonique.

Il semble donc que ces failles N-S sont des failles superficielles de détente, issues de vieilles diaclases parallèles à l'axe des plis du Vercors

méridional et contemporaines à la formation de ces plis. Ce fait est confirmé car ces accidents sont généralement oblitérés par de grandes quantités de calcite, ce phénomène étant par ailleurs général pour toutes les diaclases N-S de la région.

Région de Ste-Croix - Marignac.

Dans la région de Ste-Croix et de Marignac se trouve un réseau de failles de direction N 10° à N 30°. De plus quelques failles E-W sont visibles (col de Marignac, Serre de Jayon), mais leur étude est rendue difficile par leur orientation presque parallèle aux directions des couches.

Comme ceux de Chamaloc, les accidents N-S sont liés aux plissements du Vercors, et ils sont ici exactement dans l'axe de l'anticlinal du Puy de la Gagère. Nous connaissons, dans le Vercors méridional, un important réseau de diaclases parallèles à l'axe de ce pli. S'il n'est pas possible de mettre en évidence, à l'Ouest de Vassieux, des failles de détente parallèles à l'axe de l'anticlinal du Puy de la Gagère, il est logique de penser que ces diaclases, orientées obliquement par rapport à l'anticlinal de Die, ont provoqué la cassure de ce dernier pli sous l'effort de la poussée.

Or cet anticlinal ne s'est pas plissé selon une direction N-S, ce qui nous permet de penser qu'il existait déjà lors du plissement du Vercors et qu'il s'est fractionné sous l'effet de cette nouvelle poussée.

Les phases ultérieures ont ensuite conduit aux structures complexes observables dans l'anticlinal de Saint-Julien-en-Quint, digitation d'axe N-S de l'anticlinal de Die.

II. Terminaison de la Faille de la Cléry (fig. 3 et 4).

1. La faille de la Cléry.

La faille de la Cléry prend en écharpe l'extrémité sud-orientale du Vercors, entre Gresse et Romeyer, et constitue l'élément structural majeur de cette partie des massifs subalpins.

Elle provoque, sur les hauts plateaux des confins du Vercors et de la montagne de Glandasse, un important décrochement du compartiment sud vers le SW. Cet accident est jalonné par la carrière romaine de la Cléry, le pas de Chabrinel et la face

nord de la dent de Die. Son tracé se perd ensuite dans le Néocomien, pour être particulièrement marqué au niveau du Tithonique de la région de Romeyer.

En ce point, le Tithonique semble dessiner un léger pli anticlinal orienté SW-NE, sans que l'on puisse réellement affirmer que ce repli n'est pas

dû justement au passage de la faille de la Cléry et de ses annexes.

L'étude de ce Tithonique est particulièrement intéressante pour déchiffrer les mouvements provoqués par cette cassure.

Le Tithonique, quoique découpé par une série de failles de direction N 60°, est continu jusqu'au

TERMINAISON DE LA FAILLE DE LA CLÉRY

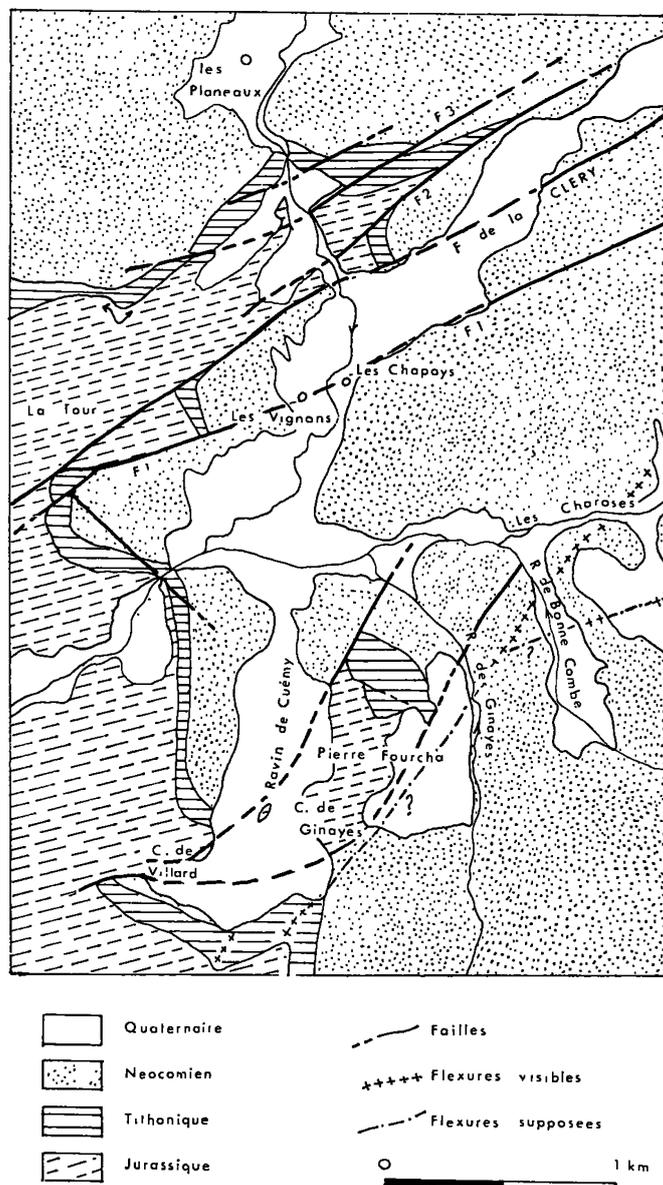


Fig. 4.

Nord du hameau des Chapays, où il se trouve interrompu par le passage de la faille de la Cléry.

Nous le retrouvons à environ 1 km au SW, à l'Ouest du hameau des Vignons, ce qui représente un décrochement horizontal sensible.

Ce décrochement est mis en évidence par la présence d'écaillés de traînage, représentées par des lambeaux calcaires broyés et coincés entre l'Argovien du compartiment nord et le Néocomien du compartiment sud.

Au SW du Tithonique des Vignons, les choses se compliquent car cette barre calcaire est interrompue par le passage d'un accident de direction N 70-80° (faille 1).

Cette cassure passe au Sud du Tithonique des Vignons et au Nord du rocher de la Tour, à la suite de quoi elle vient se coincer le long de la faille de la Cléry.

Le rocher de la Tour lui-même est limité au Nord par la faille 1 et la faille de la Cléry, et au Sud par une petite cassure de direction N 50° qui le sépare de la dalle tithonique qui descend vers le Pas de la Roche de Romeyer.

La faille 1 nous semble donc être une vieille cassure (faille E-W tordue ?) qui a rejoué sous l'influence de la poussée en même temps que se produisait le décrochement.

Ainsi, la série Jurassique supérieur des Vignons serait restée légèrement en retrait par rapport à l'avancée maximale du Tithonique vers le SW, avancée qui atteint au total 1,8 km au niveau du rocher de la Tour.

Il est cependant à noter que ce chiffre ne doit pas représenter le décalage horizontal total dû à la faille, car les séries sont pentées et certains faits (direction de stries sur des diaclases) permettent de penser que le mouvement était aussi légèrement orienté vers le bas.

Au Nord de la faille de la Cléry, le Tithonique, qui est resté en place ou presque, a réagi à la composante de la poussée sur le plan de faille en se fragmentant, et nous observons une série de cassures parallèles à celle de la Cléry (failles 2, 3 et 4).

Ces accidents, bien visibles au niveau du Jurassique supérieur (en particulier le long du cours de la Meyrosse), semblent s'amortir rapidement dans le Néocomien.

Dans un premier temps cette poussée a provoqué l'apparition des failles et, dans un deuxième temps,

les séries moins compétentes que le Tithonique se plissèrent indépendamment dans les compartiments les plus proches de la faille de la Cléry.

2. Le problème de Pierre Fourcha.

Sur le territoire de la commune de Romeyer, la montagne de Pierre Fourcha s'élève au milieu d'une dépression où affleurent des marnes valanginiennes.

La présence inattendue de ce Tithonique constitue un problème que nous nous sommes efforcé de résoudre.

La feuille Die au 1/80 000^e, dessinée dans cette région d'après les levés de V. PAQUIER, n'apporte aucune solution, le Tithonique des Vignons étant directement relié à celui de la Pierre Fourcha.

Notre étude nous a permis de mettre en évidence deux failles qui encadrent la Pierre Fourcha au NW et au SE. Ces deux accidents sont sensiblement verticaux et orientés N 30°.

Légèrement au Nord du col de Villard, la série Jurassique supérieur - Néocomien est subitement interrompue par une faille qui la met en contact avec de l'Argovien.

Le tracé de cette faille du col de Villard ne peut pas être précisé dans les éboulis qui tapissent le haut du ravin de Cuémy. Sa direction semble être de N 60°, mais l'imprécision de cette mesure est telle qu'on ne peut se fier à ce résultat. Toujours est-il que nous pouvons penser que cette faille est le prolongement de l'accident N de Pierre Fourcha.

Un autre accident passe légèrement au Sud du col de Ginayes (faille de Ginayes) interrompant l'affleurement argovien du ravin de Cuémy, et mettant cette série en contact avec le Néocomien de la couverture normale de la montagne de Bret.

Cette cassure doit également passer par le col de Villard, bien que son tracé ne puisse être suivi avec précision. En effet, l'Argovien qui affleure au col de Villard est nécessairement séparé par une cassure de la série Tithonique-Berriasien de la montagne de Bret.

De plus nous pensons que le tracé de cette faille, jalonné par les cols de Villard et de Ginayes, s'infléchit vers le Nord pour venir rejoindre l'accident S de Pierre Fourcha. En effet, à l'Est de celle-ci, la série jurassique est en contact avec du Néocomien partout où cela est visible.

Enfin le Tithonique de la montagne de Bret montre, au Sud du col de Villard, un violent repli synclinal, suivi à l'Est par un repli antioclinal très marqué.

Ainsi le lambeau jurassique de Pierre Fourcha apparaît comme un horst au milieu du Néocomien, et de plus le Tithonique au Sud de celle-ci est très tectonisé.

En définitive, nous pensons que cette dalle tithonique était déjà découpée, avant la phase paroxysmale, par une série de vieilles cassures (en particulier la faille 1 et les failles N et S de la Pierre Fourcha).

La poussée paroxysmale s'est ensuite produite et a provoqué un décrochement horizontal général des séries vers le SW au Sud d'une grande cassure : la faille de la Cléry qui existait déjà ou se créa à ce moment. Ce décrochement fut accompagné du rejeu de toutes les failles anciennes existant au Sud de l'accident de la Cléry, ce qui accentua le morcellement de la dalle tithonique dont certains éléments, coincés entre deux failles, restèrent en retrait (barre des Vignons, horst de Pierre Fourcha).

Enfin, sous l'influence de cette poussée, il est probable, sinon certain, que des plans de failles anciennes furent gauchis, en particulier entre Pierre Fourcha et le col de Villard.

Plus au Sud, le décrochement vers le SW devient moins important et semble pratiquement nul au niveau du Pas de la Roche de Valcroissant. Nous pouvons noter à ce sujet que la longueur totale de la dalle tithonique actuelle, reconstituée en mettant bout à bout tous les lambeaux tithoniques, est exactement la même que la distance qui sépare le Tithonique des Chapays de celui du Pas de la Roche de Valcroissant.

3. La montagne de Pillouse, la dent de Die et la flexure de Charose.

La montagne de Pillouse et la dent de Die sont essentiellement constituées par des calcaires urgoniens, mais ces montagnes présentent la particularité d'être presque entièrement limitées par des failles.

Sur le rebord nord passe en effet la grande faille de la Cléry, et le bord sud est limité par deux accidents de direction N 40°.

La première, au SE de la dent de Die, met en contact Urganien et Barrémien. La deuxième lui est parallèle, à trois cents mètres au Nord, et passe au Sud de la cote 1 312. Ces deux failles en escalier abaissent leur compartiment nord.

Tout au long de la moitié inférieure du ravin de Charose, dans le prolongement de la faille N 40° de la dent de Die, se remarque une importante flexure qui a pour résultat d'abaisser la partie nord. Cette flexure joue le même rôle qu'une faille, mais, à l'exclusion d'un important réseau de diaclases, nous ne pouvons noter qu'une variation brusque dans les pendages.

Cette flexure se suit encore très bien dans le ravin de Bonne-Combe et celui de Ginayes où nous pouvons observer le Valanginien supérieur se redresser à la verticale.

Cette flexure pourrait bien se raccorder à la flexure anticlinale de la montagne de Bret.

Une autre flexure de même type se remarque dans le ravin du Rays, mais elle présente une direction beaucoup plus voisine de N 90°. Nous ne pouvons savoir ce qu'elle devient à l'Ouest du vallon de Bonne-Combe, car elle vient pratiquement se confondre avec la précédente.

III. Le réseau de fractures et l'histoire tectonique.

Les grands réseaux de cassures.

Une étude systématique des différents réseaux de diaclases complétée par l'examen des failles de cette région nous permet de distinguer des cassures appartenant à trois catégories :

- Les failles et diaclases de direction N-S sont les plus anciennes, mais elles ont rejoué en cassures de détente post-orogéniques et se sont remplies de calcite ;
- Les failles et diaclases de direction N 110° recoupent les précédentes ;
- Les failles et diaclases de direction N 50 à 70° sont les plus récentes ou du moins ont rejoué le plus récemment. Elles recoupent les deux précédentes directions.

Enfin, quelques accidents et diaclases de direction N 90° sont visibles, mais il est très difficile de les replacer dans ce cadre.

Toujours est-il qu'elles sont anciennes, sans que l'on puisse préciser leur âge.

En définitive, le réseau des cassures du Diois nord-oriental prolonge exactement celui du Vercors méridional.

Reconstitution de l'histoire tectonique de cette région.

L'histoire tectonique du Diois nord-oriental montre l'existence de quatre grandes phases, dont trois de plissements et de fractures, et une de détente post-orogénique.

a) La plus ancienne de ces phases de plissement provoque l'apparition de l'anticlinal de Die qui devait être alors un pli à grand rayon de courbure, pli qui affecte également les calcaires urgoniens de la partie méridionale du Vercors.

Il est possible que des plis parallèles à celui de Die, mais moins marqués, soient présents sous le Vercors au niveau du Tithonique, mais ils ont très peu affecté la carapace urgonienne et ne peuvent être mis en évidence.

Cette phase pourrait être reliée à la phase anté-sénonienne du Dévoluy.

b) La deuxième phase de plissement provoque la formation des plis d'axe N-S du Vercors. Lors de cette phase ont pris naissance les diaclases et failles N-S. Ces accidents, simples cassures dans le Vercors, ont pu se transformer en failles sur les flancs de l'anticlinal de Die, ces cassures étant obliques par rapport à l'axe du pli. Le relèvement d'axe vers le Sud des plis du Vercors, particulièrement sensible pour le synclinal de la Vernaison au Sud de Rousset, serait dû au fait que ces plis affectent l'Urgonien à pendage nord de la retombée septentrionale de l'anticlinal de Die préexistant.

Cette phase pourrait être reliée à la phase paléocène du Vercors, phase qui est datée avec précision sur la bordure occidentale de ce massif.

c) La dernière phase de plissement est la phase paroxysmale ponto-pliocène. Pas plus que les précédentes, nous ne pouvons la dater dans le Diois à cause du manque de niveaux contemporains.

Seule l'étude des régions avoisinantes nous permet de dire que cette phase conduit à l'accentuation des structures ébauchées, à la formation de nouveaux plis (par exemple l'anticlinal de la Roche du Mas au Sud de La Chapelle-en-Vercors) et surtout à d'importants décrochements le long de failles de direction N 60°, en particulier la faille de la Cléry.

L'action de cette dernière cassure est particulièrement visible dans la région de Romeyer au niveau du Tithonique.

En outre, dans cette région, toutes les vieilles failles ont rejoué, délimitant des compartiments restés en retrait lors du décrochement, et parfois même se sont tordues (région de la Pierre Fourcha).

d) Enfin, la dernière phase tectonique est une phase de détente, et cette détente s'est faite surtout le long de vieux accidents N-S qui provoquent des effondrements visibles surtout dans la région de Chamaloc, et un remplissage général de toutes les failles et diaclases par de la calcite.

IV. Conclusion.

L'étude de cette région nous a conduit à établir de nouvelles suppositions qui seront utiles dans l'orientation de nos travaux ultérieurs et qui, sans présenter le caractère d'hypothèses définitives, peuvent être déjà considérées comme étant relativement plausibles.

Ainsi l'étonnement de V. PAQUIER qui avait observé « qu'aucun des plis du Diois ne se retrouve dans le Vercors et inversement » peut s'éclaircir d'un jour nouveau à la faveur de cette hypothèse : en fait, le faisceau des plis du Diois serait différent de celui du Vercors par l'âge de sa formation, et c'est au contraire une relation entre ces deux systèmes qui serait étonnante.

Mais si les plis du Vercors et ceux du Diois sont indépendants, le réseau des cassures de cette dernière région appartient indubitablement au réseau du Vercors dont la formation est étroitement liée à celle des plis de ce massif.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALBISSIN (M.) et GLANGEAUD (L.) (1958). — Les phases tectoniques du NE du Dévoluy et leur influence structurologique (*B. S. G. F.*, (6), t. 8, p. 675-688).
- ALLIOT (C.) (1960). — Die n° 4 (Diplôme d'études supérieures, Faculté des Sciences, Lyon).
- ALLOT (C.), FLANDRIN (J.) et MOULLADE (M.) (1964). — Etude particulière du Berriasien de Marignac au NW de Die (Drôme) (*T. L. G.*, Lyon).
- ARNAUD (H.) (1965). — Contribution à l'étude géologique du Vercors méridional (*Thèse de 3^e cycle*, Grenoble).
- DASARATHI (N.) (1965). — Etude géologique de la bordure occidentale du Vercors (*Thèse d'Université*, Grenoble).
- DEBELMAS (J.) (1963). — Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes (*T. L. G. G.*, t. XXXIX, p. 125-171).
- GIBERGY (P.) et SARROT REYNAULD (J.) (1963). — Stratigraphie et variation de faciès du Crétacé inférieur aux environs de Saillans (*Mém. Bur. Rech. Géol. et Min.*, n° 34).
- GOGUEL (J.) (1944). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France (*B. S. C. G. F.*, t. XLIV, n° 215, p. 508-518).
- (1947). — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors (*B. S. C. G. F.*, t. XLVI, n° 223, p. 533-578).
- LORY (P.) et PAQUIER (V.) (1895). — Sur les niveaux pyriteux du Crétacé inférieur (*C. R. S. S. G. F.*, n° 12, séance du 10-6 1895, p. 94).
- LORY (P.) et SAYN (G.) (1896). — Sur la constitution du système crétacé des environs de Châtillon en Diois (*A. U. G.*, t. VIII).
- PAQUIER (V.) (1900). — Recherches géologiques sur le Diois et les Baronnies orientales (*Thèse*, Grenoble).
- REMANE (J.) (1960). — Les formations bréchiques dans le Tithonique du SE de la France (*T. L. G. G.*, t. XXXVI, p. 75-114).
- (1963). — Les Calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne (*T. L. G. G.*, t. XXXIX, p. 25-82).
- TILLEMENT (B.) (1961). — Die n° 3 (Diplôme d'études supérieures, Faculté des Sciences, Lyon).