

LA GÉOLOGIE DU MASSIF DE GIGONDAS

PAR

J. H. G. FUCHTER.

TABLE DES MATIÈRES.

	page
I. Avant-propos	3
II. Stratigraphie	6
A. Introduction	6
B. Trias	6
C. Jurassique	7
1. Callovien	8
2. Oxfordien	8
3. Lusitanien	8
4. Kimmeridgien	9
5. Portlandien	9
D. Couches bréchiformes	10
E. Crétacé	12
1. Berriasien	14
2. Néocomien	14
3. Barrémien et Aptien inférieur	15
4. Aptien supérieur et Albien	19
5. Cénomanién	19
F. Tertiaire	21
1. Oligocène	21
2. a. Bassin à l'Ouest de Malaucène	22
b. Bassin du Barroux	23
c. Bassin entre Gigondas et Beumes	24
2. Miocène	26
a. Burdigalien	27
b. Helvétien	28
c. Répartition des faciès au Miocène	29
G. Quaternaire	31

	page
III. Tectonique	34
A. Aperçu historique	34
B. Description tectonique	36
1. Bombement antielinal au Sud de Vaison	37
2. La région du Trias diapir	39
a. Dentelles de Gigondas	39
b. Crête de St.-Amand	40
c. Massif de la Roque Alric	42
d. Massif du Barroux	42
e. Le Trias diapir	44
f. La tectonique du Tertiair	44
C. L'Age des plissements	45
D. Synthèse tectonique	46
IV. Bibliographie des ouvrages consultés	53

I. AVANT PROPOS.

A l'E d'Orange-Avignon, au pied du Mt. Ventoux, s'élève un petit massif, qui est limité au N et à l'W par l'Ouvèze (fig. 1), à l'E par la

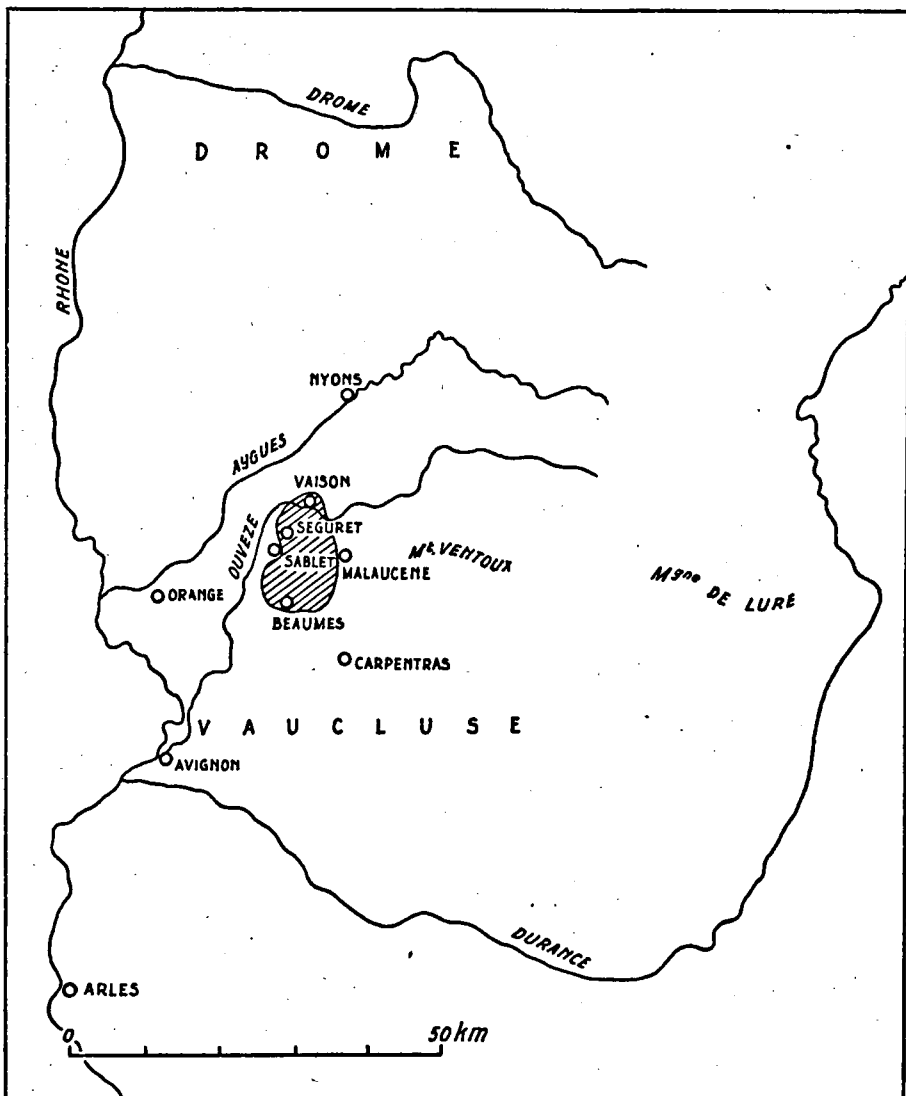


Fig. 1.

route de Vaison—Malaucène—le Barroux et au S par la route du Barroux à Vacqueras.

Dans la littérature géologique ce massif se trouve le plus souvent indiqué sous le nom de massif de Gigondas, d'après le village situé sur le versant occidental du massif.

Au milieu se dresse une chaîne de collines depuis le SW vers le NE qui, au centre, atteint son point culminant au plateau de St. Amand, à une altitude de 734 m. Au N de celle-ci s'étend un plateau ondulant incliné légèrement en direction de Vaison-la-Romaine.

Dans le S se détache de par ses formes fantasques le massif minuscule de la Roque Alric.

La chaîne centrale se divise au SE en trois crêtes marquantes, qui de loin déjà attirent le regard par leur morphologie capricieuse et déchiquetée d'où leur vient le nom de Dentelles de Gigondas.

La première publication géologique sur cette région apparût en 1842; c'était l'étude par EUGÈNE RASPAIL: „Observations sur un nouveau genre de saurien fossile, le Neustosaurus Gigondarum, avec quelques mots géologiques sur les montagnes de Gigondas”.

En 1862 l'ingénieur de mines SC. GRAS, chargé par le Conseil Général de faire le lever du département de Vaucluse, publia une carte géologique, dans la quelle il réunissait ses propres observations et celles de ses collaborateurs aux données déjà acquises antérieurement. Cette carte restait toutefois, sujette à nombre de lacunes et d'incorrections.

En 1873 apparût la thèse de F. LEENHARDT intitulée „Etude géologique de la Région du Mt. Ventoux”; ses recherches s'étendirent au massif de Gigondas. Au point de vue stratigraphique surtout c'est une thèse excellente, encore que LEENHARDT ne soit pas arrivé à déterminer l'âge exact et la position tectonique du Trias.

En 1907 ce fût JOLEAUD qui, en vertu de considérations pétrographiques, reconnût le Trias comme tel et qui émit la théorie d'une grande nappe de charriage triasique, proposition adoptée plus tard par TERMIER mais à laquelle il fallait renoncer à la longue.

En 1923 à la Réunion extraordinaire de la Soc. géologique la notion s'imposa d'une percée diapire du Trias, mais les opinions quant à la mode de formation et à l'époque, où elle se serait effectuée, divergèrent de beaucoup. Ce problème a été traité depuis par des savants comme Mm. M. GIGNOUX, J. GOGUEL et l'abbé A. F. DE LAPPARENT.

En 1947 après nous être conseillés auprès de M. J. GOGUEL, directeur adjoint de la Service, la décision fut formée de reprendre de façon détaillée le lever de la carte géologique du Massif de Gigondas.

Le lever a été commencé sur le plan directeur feuille Vaison-la-Romaine no. 1 et 5 pour la partie orientale. Pour la partie occidentale, les photographies aériennes de la mission Orange-Valréas 1947 no. 255—267 et 271—278 de l'Institut Géographique National ont été interprétées au stéréoscope, triangulées et agrandis à l'échelle 1:20 000 pendant l'hiver 1947—1948.

Pour accomplir ces travaux j'ai reçu l'hospitalité de la S. A. de Bataafsche Petroleum Maatschappij à laquelle je présente mes sincères remerciements et tout particulièrement à Monsieur H. BOISSEVAIN, chef du section photogéologique du Bataafsche Petroleum Maatschappij.

Dans l'été 1948 on a contrôlé sur les terrains mêmes les résultats de ces recherches photogéologiques et de plus on a effectué les corrections qui s'imposaient.

En automne 1948 l'on passa encore un mois sur le terrain afin d'examiner à nouveau les problèmes, qui s'imposaient par les constructions des coupes.

Je remercie de tout coeur Monsieur le Professeur L. U. DE SITTEK pour l'intérêt et l'aide qu'il a bien voulu m'apporter ainsi que pour les conseils qu'il m'a donnés, Monsieur P. MARIE, Chef du Laboratoire de Micropaléontologie du Bureau des Recherches Géologiques et Géophysiques, pour l'examen des foraminifères, qu'il a bien voulu faire des échantillons des marnes du Crétacé inférieur, et Mademoiselle C. P. J. ROEST pour la manière, dont elle a exécuté pour moi la carte géologique, les coupes, les figures en texte et quelques autres dessins.

Je tiens aussi à remercier très spécialement et très chaleureusement mon ami et compagnon d'études Monsieur A. J. DE WITTE pour la traduction en français de ma thèse.

Pour finir je me fais un devoir d'adresser un dernier mot de remerciement à la S. A. de Bataafsche Petroleum Maatschappij sans l'aide financière de laquelle je n'aurais pu mener cette étude à bonne fin.

II. STRATIGRAPHIE.

A. Introduction.

Les formations qui constituent le Massif de Gigondas sont très variées et comprennent en succession d'âge le Trias, le Jurassique-supérieur, le Crétacé-inférieur, le Tertiaire et le Quaternaire. Le Massif est partagé en deux parties différentes au point de vue stratigraphique aussi bien que tectonique par une faille importante de direction WSW—ENE. Au N de cette faille il n'y a que le Crétacé qui affleure tandis qu'au S le Trias et le Jurassique sont prépondérants avec quelques lambeaux épars de Crétacé dans les synclinaux.

Le Trias qui forme le noyau d'une structure diapyré se présente comme un mélange chaotique où les roches de par leur nature plastique sont confondues de façon à rendre méconnaissable la séquence stratigraphique. A cause de ce percement diapyré le Jurassique inférieur et moyen y font défaut.

La lithologie du Jurassique et du Crétacé inférieur est remarquablement monotone. Elle se compose de marnes et de calcaires en couches épaisses ou en séries alternantes. Cette lithologie jurassique et crétacée correspond complètement à celle des régions du Diois et des Baronnies plus au NE, qui ont été le sujet de recherches détaillées par PAQUIER.

Le faciès en est typiquement bathyal. Les sédiments ont été déposés loin des rivages à grande profondeur. La faune se compose presque exclusivement de céphalopodes; des calcaires formés par des fragments détritiques d'organismes manquent tout à fait. Au Cénomaniens le faciès se change et des sables, des grès et des sables marneux apparaissent. Le Tertiaire couvre partout transgressivement le Secondaire, depuis le Jurassique jusqu'au Cénomaniens incl.

Le Tertiaire, qui montre un changement de faciès fort prononcé, en sens vertical et latéral, est composé de poudingues, de grès, de calcaires lacustres, d'argiles et de bancs de molasse.

Il faut nommer enfin des terrasses quaternaires à faible extension. Dans la description suivante l'ordre chronologique est observé, en commençant par les couches les plus anciennes.

B. Trias.

Aux temps triasiques le NW de l'Afrique, l'E de l'Espagne, le SE et l'E de la France et de l'Allemagne formaient une vaste aire continentale, quand on fait exclusion de la période de la mer du „Muschelkalk”.

Il y a eu déposition de sédiments relativement uniformes: arcoses grès bariolés, marnes violacées, argiles et évaporites, que l'on reconnaît tout de suite partout où ils affleurent. Ce continent triasique était une région désertique comparable à la région actuelle entre l'Afrique occidentale et la Mésopotamie. Il s'y trouvait également des lagunes et des lacs salins, où se déposaient des gypses et des gisements de sels. Sur ce désert venait se

répandre la mer du „Muschelkalk”. C'est le type de Trias dit à faciès germanique.

Comme nous venons de le dire la stratigraphie du Trias du massif de Gigondas est chaotique. Une succession régulière des couches ne se rencontre nulle part.

La roche présente est très hétérogène et le plus souvent sans stratification quelconque, d'une couleur vive jaune-ocre et rouge, tantôt très dure tantôt tuffeuse.

La roche dure se rencontre sous deux formes différentes:

1. comme restes de calcaire dolomitique clair ou foncé en plaques ou en bancs isolés, souvent à cavités angulaires et parfois avec plans de stratification couverts d'une croûte de gypse ou de calcite secondaire.

On trouve e. a. ces calcaires dolomitiques juste au N de Suzette sur la route de Malaucène où commence le ravin qui se poursuit de Suzette à Lafare. Encore le long de la route du Barroux à mi-chemin de Suzette se trouve, entre la masse des cargneules, un calcaire bien stratifié, épais de 10 m.

Dans les deux cas on ne peut suivre ces niveaux dans aucune direction. Ce sont de grands morceaux isolés de dolomies bien stratifiés, logés au milieu de masses énormes de cargneules qui elles-mêmes ne montrent aucune trace de stratification.

2. comme une roche irrégulière, plutôt massive, jaune, rouge ou d'un gris foncé, souvent très caverneuse avec inclusions de marnes jaunes, sans stratification quelconque. Ces roches, dites cargneules, constituent l'élément dur du Triasique, sous forme de blocs massifs dispersés comme à bon gré sur le terrain.

Au milieu de ces cargneules on trouve des marnes rouges et jaunes, dures ou tuffeuses, non-stratifiées, mélangées à des fragments de roche de nature très variée: blocs de calcaire et de grès, intercalation de gypses. TERMIER se figurait ces calcaires dolomitiques comme le restant d'un niveau dolomitique qui, en vertu d'avoir été exempt de forte pression, ne fut pas transformé en cargneule.

Les cargneules en dessus et en dessous de cette dolomie en sont nettement séparées, de même que latéralement on ne trouve aucune transition graduelle.

C'est dans des calcaires dolomitiques de cette espèce, près de Propiac au N de Vaison, que JOLEAUD découvrit *Lingula Zenkeri* VON ALBERTI en 1920. Puis en 1923 la Réunion extraordinaire récolta au même endroit *Myophoria vulgaris* SCHLOTHEIM, *Hoernesia socialis* SCHL., *Coenothyris vulgaris* SCHL., ce qui démontre incontestablement l'âge triasique des calcaires et cargneules de Propiac.

Quelques années plus tard TERMIER trouvait *Bactryllium* dans les calcaires dolomitiques entre le Barroux et Suzette, indicatif du Muschelkalk. Tout porte à croire qu'en raison de la nature plastique des roches, les calcaires dolomitiques — datant probablement du Muschelkalk — ont été pétris et entre-mêlés avec les formations sus-jacentes de cargneules.

C. Jurassique.

Le Massif de Gigondas est situé dans la partie occidentale des Chaînes subalpines, qui forment à leur tour l'extrémité occidentale de la „zone externe” des Alpes Françaises.

Dans le domaine des Chaînes subalpines le Jurassique revêt le faciès du type „Dauphinois” qui consiste en une succession uniforme et continue de dépôts bathyales, à faune extrêmement pauvre.

Par suite du percement diapyre du Trias, le Lias et le Jurassique moyen font défaut dans notre région. Le Jurassique supérieur a été étudié à fond par LEENHARDT dans le Mt. Ventoux et par KILIAN dans le Mt. de Lure situé plus à l'E.

On peut faire une division de la manière suivante:

a. Section d'en bas en marnes très tendres qui comprend le Callovien et l'Oxfordien. Les ravins profonds qui la découpent constituent un caractère morphologique facile à reconnaître.

b. Une série moyenne de marnes et calcaires marneux en alternance: le Lusitanien.

c. Section d'en haut en bancs de calcaire dur, qui forment le Kimmeridgien et le Portlandien et qui font un trait morphologique des plus marquants dans les Alpes françaises, en formant des escarpements comme des murs partout où ils affleurent dans les zones de dislocation.

Le Jurassique, qui — on vient de le signaler plus haut — n'apparaît que dans la partie méridionale du massif, est fortement plié et disloqué, de manière à rendre très difficile à établir la succession des différents étages. Un seul affleurement dans un petit ravin NW de Lafare offre une belle section du Jurassique et nous permet d'étudier les étages dans leur développement complet.

1. Callovien.

Tout près du village de Lafare — situé lui-même sur le Trias — on rencontre en premier lieu des marnes schisteuses gris foncé ou noires avec une intercalation d'un banc de marne calcaire roux noirâtre.

2. Oxfordien.

Le Callovien est suivi de marnes oxfordiennes grises ou noires qui ne se distinguent guère des marnes calloviennes, sinon par une stratification plus fine. Elles contiennent des nodules marno-calcaires de forme elliptique aplatie, tantôt irrégulièrement répartis tantôt plus régulièrement rangés en bande qui passe par endroits à un banc de calcaire marneux. L'Oxfordien est très épais. Il est difficile d'évaluer l'épaisseur, parce que souvent ces marnes sont très refoulées, mais elle remonte à quelques centaines de mètres tout au moins. Vers le sommet se présentent des bancs minces de calcaire marneux, de quelques cm. d'épaisseur et d'une couleur un peu moins foncée.

3. Lusitanien.

Ces petits bancs marno-calcaires augmentent rapidement d'épaisseur de telle sorte qu'on arrive à une alternation de bancs marno-calcaires gris et de marnes grises. La couleur de ces roches devient de plus en plus claire. Les marnes vont en diminuant au profit des calcaires.

Cette formation ressemble beaucoup à celle du Néocomien dont elle ne diffère que par son caractère plus granuleux et par ses surfaces de cassure

plus lisses. De plus la surface de l'altération superficielle a une patine ocre assez caractéristique. Vers le sommet de l'étage les marnes disparaissent presque complètement et il suit un nombre de bancs marno-calcaires épais (jusqu'à 1 m.) avec seulement quelques intercalations de minces couches de marne de quelques cm. Le Lusitanien y a environ 60 m. d'épaisseur.

4. Kimmeridgien.

Des bancs marno-calcaires Lusitaniens on passe vers le haut aux bancs de calcaire clair, dur, bien stratifié du Kimmeridgien. L'épaisseur moyenne en est de 30—60 cm, parfois interrompue par une couche mince de marne grise ou jaunâtre. Le calcaire est d'un grain fin et très compact, de couleur grise à beige, parfois tacheté.

5. Portlandien.

Les bancs régulièrement stratifiés de calcaire Kimmeridgien sont suivis d'un niveau, qui par sa façon de stratification se distingue nettement des précédents. Ce sont des calcaires d'une teinte ordinairement claire, souvent veinés d'un gris rougeâtre, très résistants et compacts, parfois brèchiformes et imprégnés de veines de calcite.

On y trouve tous les stades intermédiaires, depuis une structure compacte, finement grenue jusqu'à une structure brèchoïde. Dans toute la région des Chaînes subalpines cette formation est séparée de façon abrupte du Kimmeridgien qui la précède. Elle constitue des massifs et des „Klippes” calcaires qu'on désigne en général sous le nom de „Tithonique”.

Ce sont des calcaires qui dans les régions fortement bouleversées se dressent comme des murs verticaux formant des crêtes aiguës, crénelées de manière capricieuse, ce qui a valu le nom de „dentelles” aux montagnes constituées par ces roches. Parfois la stratification dans ces massifs calcaires redressés et parfaitement visible, encore qu'elle soit plutôt irrégulière et en bancs d'épaisseur inégale. On voit souvent deux au trois groupes de bancs minces séparés par des bancs grossiers et épais, qui peuvent atteindre 4 à 5 m. d'épaisseur. Les bancs minces sont très joliment lités mais quelquefois ils sont enclins à s'entrelacer mutuellement ou à buter brusquement contre les bancs grossiers. Au SE de la Roque Alric et dans la Grande Montagne à l'W de Château Neuf Redortier on en trouve de beaux exemples. Les bancs épais se terminent par des faces obliques dont les angles et les côtes s'entre-croisant comme les trames d'un tissu, évoquent l'impression qu'on a affaire à un paquet de grosses lentilles prolongées de calcaire.

Ce niveau est pauvre en fossiles mais on peut le suivre sans peine tout à travers les Alpes françaises et les Cévennes.

Ensuite viennent des bancs de calcaire blanc et gris ou parfois violâtre et piqueté de taches plus claires ou plus foncées que la roche même. Les plans de stratification sont irréguliers. Au-dessus il y a des calcaires blancs tachés de rose qui sont plus friables. Entre ces bancs on rencontre de petites couches de nature plus grenue et moins compacte, plutôt brèchiforme, avec quelques fragments de coquilles. Ces bancs ressemblent merveilleusement ceux qu'on trouve intercalés dans les calcaires massifs. Ils sont progressivement remplacés par des bancs de calcaire quelque peu plus marneux du Crétacé inf. i. c. du Berriasien. Une délimitation rigoureuse entre le Tithonique et le Berriasien ne peut être établie.

D. Couches bréchiformes.

La présence de bancs bréchiformes comme intercalations dans le Tithonique et le Berriasien compte parmi les phénomènes les plus remarquables de la stratigraphie jurassique et crétacée.

Nous avons affaire ici à des dépôts d'origine littoral nettement isolés, au milieu de sédiments appartenants à un faciès bathyal, savoir le faciès dauphinois du Jurassique et du Crétacé de la fosse vocontienne.

Dans notre région les bancs possèdent une structure bréchoïde très fine, si bien que jusqu'ici on a toujours mis en doute leur caractère bréchiforme. Ils sont très durs, compacts et d'un blanc jaunâtre ou d'un gris-brun rougâtre avec de petites taches rondes ou angulaires. De temps à autre on y trouve des fragments de coquilles. L'examen au microscope d'une coupe mince nous révèle clairement la structure bréchiforme. Ce sont des fragments anguleux, dont la composition ne diffère en rien de celle du ciment. Les bancs eux-mêmes sont séparés de façon tranchante des roches sus- resp. sous-jacentes, quit sont de structure tout à fait normale, finement grenue et compacte.

Il est difficile de se rendre compte de l'origine de ces structures bréchiformes ou plus en général de dépôts littoraux au milieu de sédiments d'eau profonde, problème dont nombre d'auteurs se sont efforcés à fournir la solution.

Ainsi GIGNOUX et AVNIMELECH rapportent ce phénomène à des causes physico-chimiques, en s'appuyant sur les expériences de TABER, qui faisait geler de l'argile imprégnée d'eau, maintenue en masse cylindrique par une enveloppe de papier. Il se produisait alors un accroissement de volume qui était négligeable. Il en était tout autrement quand la base des cylindres immergée dans l'eau. Le cylindre, pendant la congélation, absorbait de l'eau, engendrant une tension énorme et une forte expansion de volume. Il en résultait enfin une masse bréchoïde de fragments d'argiles dans un ciment de glace. Or GIGNOUX et AVNIMELECH sont d'avis qu'un effet analogue se produirait si l'argile imbibée d'eau serait substituée par une roche de pâte fine, homogène, de nature argileuse, silicieuse, calcaire ou ferrugineuse imprégnée d'une solution, colloïdale ou non de SiO_2 ou de sels, de Mg, Ca ou Fe, lorsque la matière dissoute est précipitée.

Sous l'influence de pressions causées par des variations de composition chimique ou par l'opération de la pression hydrostatique, ces solutions peuvent se concentrer dans des zones spéciales, donnant lieu à un éclatement à la suite de précipitation et expansion. Les structures obtenues par TABER dans ses expériences ressemblent beaucoup à celles des assises de silice bréchoïdes trouvées par GIGNOUX et AVNIMELECH dans le Crétacé palestin. Le processus esquissé pourrait se dérouler après la formation et la consolidation complète de la roche affectée. Ce genre d'origine ne nous semble pas acceptable pour les brèches du Tithonique et du Berriasien, parceque celles-ci forment un niveau d'une vaste étendue.

LEENHARDT fait remarquer à propos de ces structures qu'elles ressemblent beaucoup au faciès latéral des calcaires récifaux de l'Urgonien, qui se compose de fragments détritiques de fossiles remaniés et apportés par des marées et des courants dans le voisinage d'une côté. Cela ne pourrait s'appliquer au Tithonique parce qu'ici on est en présence, d'un faciès bathyal sans la moindre indication de la proximité d'un rivage. LEENHARDT suppose donc que ces brèches sont formées par des courants sous-marins. KILIAN lui aussi accepte cette vue, tout en faisant noter que ce faciès s'amincit vers le W

et augmente en épaisseur vers l'E dans la direction des massifs cristallins, où le Jurassique sup. passe complètement à un faciès de brèche récifale. PAQUIER, lors de ses recherches dans le Diois et les Baronnies trouva que le ciment dans les bancs brècheoïdes était de caractère marneux et qu'elles pouvaient passer latéralement à un conglomérat de nodules calcaires. Ces nodules, qui se composent d'un calcaire lithographique et ne diffèrent guère de la roche environnante sont dépourvus de tout élément exotique. L'origine de ces nodules lui semble difficile à expliquer, d'autant plus qu'il n'y trouva que rarement un noyau. Incidemment on y rencontrait des ammonites au centre. PAQUIER constata dans sa région que les ammonites étaient souvent cassées et portaient des traces évidentes d'érosion. Cela n'empêche que PAQUIER rejette un transport sur de grandes distances à double titre: manque de tout élément exotique et forte extension horizontale du faciès brècheiforme dans le Jurassique sup. aussi bien que dans le Berriasien. Il explique l'origine de ces structures brècheoïdes par le remaniement sur place de sédiments calcaires récemment déposés et pas encore consolidés sous l'action de courants sous-marins.

Cette hypothèse a été reprise et élaborée par GOGUEL de la manière suivante: „Imaginons que, par suite d'une brusque agitation de la mer ou du fond, une certaine épaisseur de vases récemment déposées soit remise en mouvement. Ces vases dont la cohésion est encore très faible, bien qu'elles aient déjà subi un certain tassement, vont se délayer en partie tandis que les parties les plus consolidées formeront des grumaux, restant en suspension au milieu de l'eau lourde ainsi formée. Une fois le calme revenu tout cet ensemble va se redéposer avec ou sans classement" *). Cette hypothèse permet d'expliquer l'identité des éléments avec le ciment ainsi que la présence d'un banc brècheoïde isolé au milieu de bancs compacts et homogènes. La difficulté qui reste c'est d'expliquer une telle agitation du fond marin sur une grande étendue. CAYEUX, qui a consacré toute sa vie à l'étude des sédiments, a observé fréquemment le phénomène d'un dépôt détritique dans un milieu pélagique, par ex. dans les assises de chaux phosphatée, de fer oolithique, dans les brèches de silex et les sédiments dolomitiques. Dans son petit ouvrage „Causes anciennes et causes actuelles en géologie”, publié en 1941, il appelle l'attention sur le fait que dans les dépôts de cette espèce rien ne témoigne d'une émergence temporaire au dessus de la mer ou du voisinage d'une côte. L'origine de ces dépôts caractéristiques doit être attribué selon lui à des „ruptures d'équilibre” qu'il commente ainsi: „Les ruptures d'équilibre ont créé en pleine mer des conditions de milieu, engendrant des dépôts qui, par leurs caractères physiques, font supposer à tort le voisinage d'une côte.” Il continue en disant que de tels sédiments de caractère aberrant étaient très répandus dans les mers anciennes tandis qu'ils manquent totalement dans les mers actuelles. CAYEUX finit par conclure que les fonds de mer anciens étaient beaucoup moins stables qu'ils ne sont aujourd'hui et que la période actuelle est une période de tranquillité.

RUTTEN, dans une publication récente, fait observer à juste titre, que le présent n'est qu'un instantané dans l'histoire de l'écorce terrestre et que tout porte à croire que nous vivons précisément dans une période de grande activité tectonique de plus qu'il y a eu une orogénèse intensive toute récente. (l'orogénèse alpine). Selon lui la différence entre ces temps reculés, dont nous parlons, et l'heure actuelle est qu'à présent la topographie est toute

*) B. S. C. G. Fr. no. 215, Tome XLIV, 1944, p. 499.

autre. Nous assistons maintenant à une époque de continents avec des chaînes de montagnes élevées, fournisseuses de quantités de débris élastiques, qui sont déposés dans des mers profondes. Les périodes antérieures, d'où on connaît des dépôts détritiques au milieu d'un faciès pélagique, étaient justement des époques d'inactivité tectonique et les périodes orogéniques étaient passés depuis longtemps.

Les continents étaient complètement érodés de sorte que l'influence de matériel continental était insignifiante. Les océans étaient remplis en formaient des mers de faible profondeur. Les sédiments étaient de caractère pélagique normal, sans perturbation par l'action des vagues, de courants où par émer-sion temporaire. Des mouvements épirogénétiques d'allure modeste aboutissaient alternativement à des conditions de bas fond, sans influencer toute-fois l'équilibre d'érosion entre les océans et les continents dénudés jusqu'à leur niveau de base. Il n'en résultait pas une augmentation du matériel détritique dans les sédiments formés dans les eaux peu profondes. C'étaient seulement les dépôts du fond marin qui en étaient affectés, dont les plus récents non encore consolidés étaient remaniés à un certain degré. Les circonstances pouvaient aussi amener la formation de calcaires récifaux. Le tableau ébauché par RUTTEN pour les océans du passé nous paraît très bien s'appliquer à la mer où se déposaient le Tithonique, le Berriasien et le Crétacée de la fosse vocontienne.

La fosse vocontienne est toujours représentée comme un sillon profond où se déposaient des sédiments pélagiques, par opposition aux régions limi-trophes du Vercors dans le N et du Ventoux-Lure dans le Sud, où l'on trouve des masses épaisses de calcaires récifaux Urgoniens. L'image tracée par RUTTEN d'une mer étendue peu profonde bordée de continents nivelés, où de légers mouvements épirogénétiques peuvent changer complètement la nature de la sédimentation nous paraît plus vraisemblable, d'autant plus que dans cet ordre d'idées la présence d'une crête composée de calcaire récifal au centre de la fosse vocontienne se trouve expliquée de façon naturelle.

E. Crétacé.

Tandis que la partie méridionale du Massif de Gigondas est occupée presque entièrement par le Trias bigarré, par les marnes tendres du Callovo-Oxfordien et les crêtes tranchantes du Tithonique, la partie septentrionale se compose exclusivement du Crétacé inférieur et du Cénomaniens. Le faciès est celui de la fosse vocontienne. Celle-ci est l'unique région en France où le faciès pélagique a persisté ininterrompu depuis le commencement du Jurassique jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. Le Massif de Gigondas est sur la bordure sud de la fosse vocontienne (fig. 2) où elle touche au pays tabulaire du Ventoux. Quant à la subdivision du Crétacé inf., nous em-ploierons celle que PAQUIER, a donnée dans ses recherches sur le Diois et les Baronnies, régions appartenant toute entière aux régions de la fosse vocon-tienne. De haut en bas il distingue les étages suivants :

Albien	
Aptien	}
	sup.
	inf.
Barrémien	
Néocomien	}
	Hauterivien
	Valanginien
Berriasien	

l'Albien dans la fosse vocontienne se présente sous 3 faciès différents :

- le faciès détritique
- le faciès marno-gréseux
- le faciès marno-calcaire.

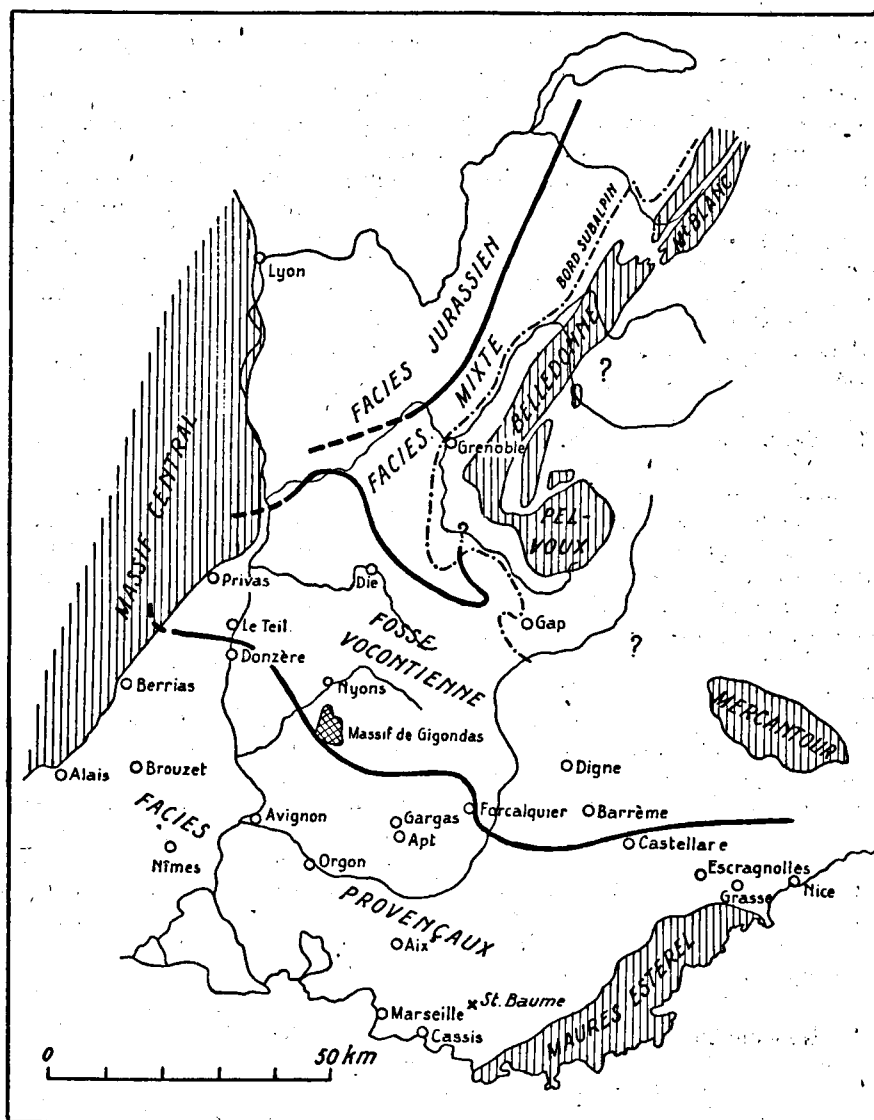


Fig. 2.

La fosse vocontienne (d'après Gignoux).

Dans notre région l'Albien appartient à ce dernier faciès et ne peut pas être distingué de l'Aptien supérieur. Ils sont dénotés d'une couleur commune sur notre carte.

Le Barrémien qui a un développement énorme dans le Mt. Ventoux et y a été décrit soigneusement par LEENHARDT, se trouve dans le massif de Gigondas, encore qui très réduit, seulement au S—W au delà du Barroux et dans deux autres localités: à l'W de Vaison et au N de Séguret dans un faciès tout différent de celui du Barroux. Partout ailleurs dans notre région le Barrémien fait défaut.

L'Urgonien inférieur est donc extrêmement réduit à moins qu'il ne manque tout à fait.

L'Aptien inf. où l'on insère le plus souvent l'Urgonien supérieur du Mt. Ventoux, affleure bien au S de Vaison où il constitue un plateau ondulant, presque horizontal, traversé de ravins profonds.

L'Hauterivien et le Valanginien ne peuvent pas être distingués l'un de l'autre, si bien qu'ils sont entrés comme une seule formation sur la carte. Nous avons procédé de même dans le cas du Berriasien et du Tithonique. Uniquement là, où le faciès Berriasien s'accuse nettement, nous l'avons marqué comme une formation individuelle, comme par exemple à la Roque Alric et dans le synclinal à l'W de la ferme Cassan.

Passons maintenant à la description plus détaillée des différents étages crétacés:

1. Berriasien.

Comme nous disions déjà en traitant du Tithonique, ce dernier passe graduellement au Berriasien. La partie haute du Tithonique de calcaire blanc, à taches roses, bien stratifié — quoique les plans de stratification soient irréguliers — cédant en éclats ébréchés aux coups de marteau, et à intercalations de bancs finement brècheïdes, passe à des bancs plus épais marno-calcaires d'une teinte grisclair ou rosée. Parfois aussi ces bancs sont de couleur plus foncée à petites taches roses, violettes ou brunes, comme c'est le cas dans le synclinal à l'W de la ferme Cassan. En marchant dessus, les éboulis de ce calcaire retentissent d'un bruit sonore, qui frappe immédiatement l'oreille. Entre ces calcaires on trouve, comme dans le Tithonique, des intercalations de bancs finement brècheïdes. Vers le haut, de minces bancs marneux commencent à s'intercaler. Ceux-ci augmentent rapidement en épaisseur. Ces couches marneuses alternent dans les 10 m. du sommet du Berriasien avec des bancs marno-calcaires de nature encore très compacte et fine, et par là nettement différents des calcaires marneux du Valanginien. Le Berriasien, bien que relié au Tithonique, est considéré néanmoins comme appartenant au Crétacé, parce que la faune montre une affinité beaucoup plus intime avec le Crétacé.

2. Néocomien.

Pour notre région, nous y comprenons le Valanginien et l'Hauterivien. Les marnes, qui font leur apparition dans la zone supérieure du Berriasien, atteignent dans le Valanginien à leur plein développement. Ce sont des marnes d'un gris clair jaunâtre avec une seule intercalation d'un banc mince de calcaire fortement ferrugineux à nombreuses ammonites pyriteuses. Cette zone est très constante, bien que peu épaisse, et facilement reconnaissable. Elle est très bien exposée dans le ravin au S des Fleurets dans le synclinal septentrional des Dentelles. Vers le haut les bancs marno-calcaires deviennent plus épais et entrent en alternation régulière avec des marnes, jusqu'à ce

qu'ils passent au Hauterivien, constitué lui-aussi de marnes et marno-calcaires alternants. L'alternance devient ici moins uniforme. Les bancs marno-calcaires sont plus compacts et plus foncés, l'épaisseur variant de 30 cm. à 1 m. Tantôt on trouve une succession de bancs épais de calcaire marneux compact, gris foncé, séparés seulement par des couches très minces de marne, comme ils affleurent par ex. au N des Fleurets sur la route de Gigondas, tantôt on voit une alternation régulière de marno-calcaires et de marnes, d'épaisseur égale. Le Valanginien et le Hauterivien, qui dans le Mt. Ventoux atteignent 800 m., sont évalués par nous à 200 m. d'épaisseur, tout au plus, pour notre région, en accord avec les chiffres de PAQUIER pour le Néocomien dans le Diois et les Baronnies.

Au N de la grande faille SW—NE, qui commence à Gigondas, et parallèle à celle-ci, on trouve une bande de Néocomien, suivi de l'Aptien inf.

A l'intersection de la limite Aptien inf.-Hauterivien avec la route, qui mène des Fleurets à Gigondas, on trouve au sommet du Hauterivien un paquet de marnes tendres, gris-bleu de 20—30 m. d'épaisseur. C'est un paquet très marquant qu'on peut suivre sur une distance de 2 km. vers le NE ou il disparaît par amincissement. Morfologiquement ces marnes sont aisément reconnaissables parce qu'elles sont tranchées par un ravin profond. Ce sont les mêmes marnes que l'on retrouve au S de Séguret, où de nouveau un grand ravin s'est formé. Ces marnes disparaissent vers le S sous l'Aptien inf. Elles sont coupées par la faille N—S entre l'Aptien inf. et le Barrémien, qui vient s'intercaler par là entre le Hauterivien et l'Aptien inférieur.

3. Barrémien et Aptien inférieur.

Dans le Mt. Ventoux et la Montagne de Lure le faciès Urgonien de ces deux étages s'est développé énormément et diffère beaucoup de l'Urgonien comme il affleure au S de Vaison, où il est connu sous le nom de Calcaire de Vaison. Le Calcaire de Vaison appartient à un faciès tout différent, celui de la fosse vocontienne. LEENHARDT a distingué 3 niveaux dans l'Urgonien du Ventoux, c. à. d. :

(U₁). Les calcaires à débris, formés de fragments organiques, roulés et cimentés par la calcite. Ce sont des débris d'Echinodermes, de Bryozoaires, d'algues calcaires et de plusieurs espèces de mollusques. La structure de ces calcaires est généralement facile à reconnaître, mais il y en a qui donnent l'impression d'être entièrement cristallins. Tous les détails des débris sont masqués alors par la cristallisation. Parfois une petite pellicule de calcite s'est déposée sur tous les débris avant la cimentation et le calcaire en prend un aspect oolithique. La formation de ces calcaires a été décrite par GOGUEL à peu près en ces termes : „Les organismes sont brisés et roulés par les vagues, qui les transportent sur des distances plus ou moins considérables. Les débris s'accumulent en certains points où se fait la cimentation par la calcite.” *)

En dessous de ces calcaires on a les calcaires blancs, cristallins, à Pachyodontes et Polypiers. (U₂ de LEENHARDT).

Ceux-ci reposent sur le Barrémien (U₃), qui peut être subdivisé en :

Barrémien supérieur, constitué de bancs compacts de calcaire bien stratifié, où il n'y a pas de structure discernable, ni à la coupe, ni au microscope.

*) J. GOGUEL, B. S. G. Fr., 1932, p. 449.

Barrémien moyen formé à son tour par des calcaires à débris.

Barrémien inférieur qui montre une alternation de calcaires durs, compacts et de calcaires à débris.

Dans l'Urgonien se manifeste une grande variation de faciès en sens horizontal. A l'E dans la Mtge. de Lure le Barrémien a une épaisseur de 200 m. et la distinction des 3 niveaux différents est parfaitement claire. A l'W., au Mont Ventoux le Barrémien à 600 m. d'épaisseur et la subdivision n'est guère possible.

Selon LEENHARDT, vers le NW U_2 s'amincit, tandis que U_1 et U_3 passent latéralement au calcaire de Vaison.

M. GOGUEL relate au sujet de l'Urgonien, qu'au centre il y avait déposition de calcaire à Pachyodontes à grain très fin ou bien de calcaire à foraminifères plus grenu, mais on manque d'indication quant à la profondeur où ils étaient déposés.

Sur la bordure par contre on trouve des calcaires à débris, qui ont été déposés à faible profondeur. Dans la région de passage aux dépôts plus profonds on trouve beaucoup de silex, provenant de Spongiaires, caractéristiques des régions de transition à des profondeurs un peu plus grandes que celles où se forment les calcaires à débris.

Nous avons signalé déjà la position intermédiaire du massif de Gigondas sur le bord de la fosse vocontienne et de la plate-forme, qui la limite au S. A la limite méridionale de notre région on trouve par conséquent l'Urgonien en faciès marginal.

Juste au N. de St. Hippolyte, où le Secondaire fait saillie sur le Miocène, nous rencontrons le Barrémien, reposant en concordance sur les marnes et marno-calcaires de l'Hauterivien. Le Barrémien y est représenté par des calcaires durs, compacts, à grain fin, lités en bancs réguliers, avec de nombreuses concrétions de silex. La couleur varie du brun clair au gris. Dans la crête du Graveyron, plus au N, ce calcaire est moins bien stratifié en bancs plus ou moins massifs, cette fois encore avec beaucoup de silex. La stratification rappelle fortement celle du Tithonique. On peut suivre le Barrémien vers l'E, en direction du Barroux, où il y a un bel affleurement dans la cluse E du Barroux, par laquelle vient passer la route de Malauçène à Caromb. Ici on ne peut observer aucune trace de stratification. Le calcaire y est très dur, cristallin et d'un teint brun, gris foncé ou clair; il est parsemé de grandes concrétions de silex. Les cassures sont rugueuses. Plus au Sud, longeant la route à la carrière de l'usine de ciment, le Barrémien se compose de bancs marno-calcaires bruns „café au lait”, qui ressemblent beaucoup au calcaire de Vaison.

Vers l'E le Barrémien passe latéralement à des bancs durs, bien stratifiés et compacts de calcaire blanc et gris, à cassure lisse, alternant avec des bancs, épais de quelques m., composés de débris élastiques de fossiles, à foraminifères, de structure quelque peu oolithique. L'épaisseur augmente en cette direction et finalement on passe à l'Urgonien du Mt. Ventoux. Un faciès tout différent du Barrémien se trouve dans la région au N de Séguret et à l'W de Vaison. Ici le mésozoïque a été plié dans un anticlinal assez aigu, dont le noyau est formé par l'Hauterivien et le Barrémien, et les flancs par l'Aptien inf., excepté dans le NW où le Cénomaniens, par un contact anormal, touche au Barrémien. Plus à l'W et au N l'axe de cet anticlinal plonge sous le Tertiaire, et vers l'E. L'Aptien intérieur se continue par le plateau ondulant, presque horizontal, au S de Vaison.

Dans le ravin au S de Séguret on trouve l'Hauterivien représenté par

une alternation de bancs marno-calcaires gris et de marnes grises et au sommet des marnes bleu-noirâtre de ± 20 à 30 m. d'épaisseur. Dans la paroi occidentale de ce ravin l'Aptien inf. repose directement sur ces marnes noirâtres. Plus à l'E l'Hauterivien est en contact anormal avec l'Aptien inf.

Au N de Séguret les marnes bleu-noirâtre disparaissent et l'Hauterivien est à la base d'une formation, épaisse de 200 m., de bancs de marno-calcaire sableux, gris-brun et de schistes marno-sableux gris foncé. Cette formation est très pauvre en macro-fossiles et était considérée par nous d'abord, pour des raisons lithologiques, comme un faciès différent de l'Hauterivien. L'étude de sa micro-faune par M. P. MARIE révélait qu'on avait affaire à un dépôt marin peu profond, littoral, riche en Radiolaires, qui renferme entre-autre

<i>Orbitolina.</i>	<i>Rhabdogonium.</i>
<i>Patellina cf. cretacea.</i>	<i>Choffatella.</i>
<i>Quinqueloculina.</i>	<i>Hyplophragmium.</i>
<i>Spirophthalmidium.</i>	<i>Rhapidionna.</i>
<i>Eoguttulina.</i>	
<i>Saracenaria.</i>	
<i>Nodosaria.</i>	
<i>Dentalina.</i>	
<i>Spirillina.</i>	
<i>Epistomina.</i>	

A cause de cette faune trouvée par lui, M. P. MARIE était plutôt porté à classer les assises dans le Barrémien.

En tenant compte du fait que l'Hauterivien dans notre région, aussi bien que dans les régions avoisinantes du Mt. Ventoux et de la Mtgne de Lure, appartient au faciès profond, il nous paraît aussi préférable de classer ces marnes et marno-calcaires sableux dans le Barrémien. A l'E et à l'W cette formation est délimitée par des failles de direction N—S. Au N l'Aptien inf. vient s'y superposer en concordance. L'Aptien inférieur, comme nous avons déjà vu plus haut, est appelé dans notre région calcaire de Vaison, de par les beaux affleurements au S de Vaison. C'est un ensemble de marno-calcaires blancs ou d'un gris-brun clair, plus ou moins durs, parfois veinés ou marqués d'une stratification frappante par des parties plus dures et plus foncées, contenant parfois des concrétions de silice. Le Calcaire de Vaison a environ 200 m. d'épaisseur; il est bien stratifié en blancs parfois très épais avec par ci, par là une couche mince d'argile jaune ou de schistes bleues et tendres.

La partie de base de l'Aptien inf. affleure dans un petit ravin qui jalonne Séguret par le N. Les calcaires marneux sont redressés ici à pic et sont séparés de l'Hauterivien par quelques bancs grenus à foraminifères et avec des concrétions de silice. Ce niveau de calcaire grenu, de structure plus ou moins oolithique, qui ressemble beaucoup aux calcaires à débris du Barrémien, est très constant et constitue un horizon de repère marquant à la base de l'Aptien inf., qu'on retrouve aussi au dessus de la bande Néocomienne au N de la grande dislocation dirigée SW—NE.

Le sommet de l'Aptien inf. est plus marneux et plus friable et est couvert par les marnes gris-bleu de l'Aptien supérieur ou par la molasse miocène. Nous avons cherché à représenter par la figure 3 le développement de l'Urgonien dans la Montagne de Lure, le Mt. Ventoux et le Massif de Gigondas.

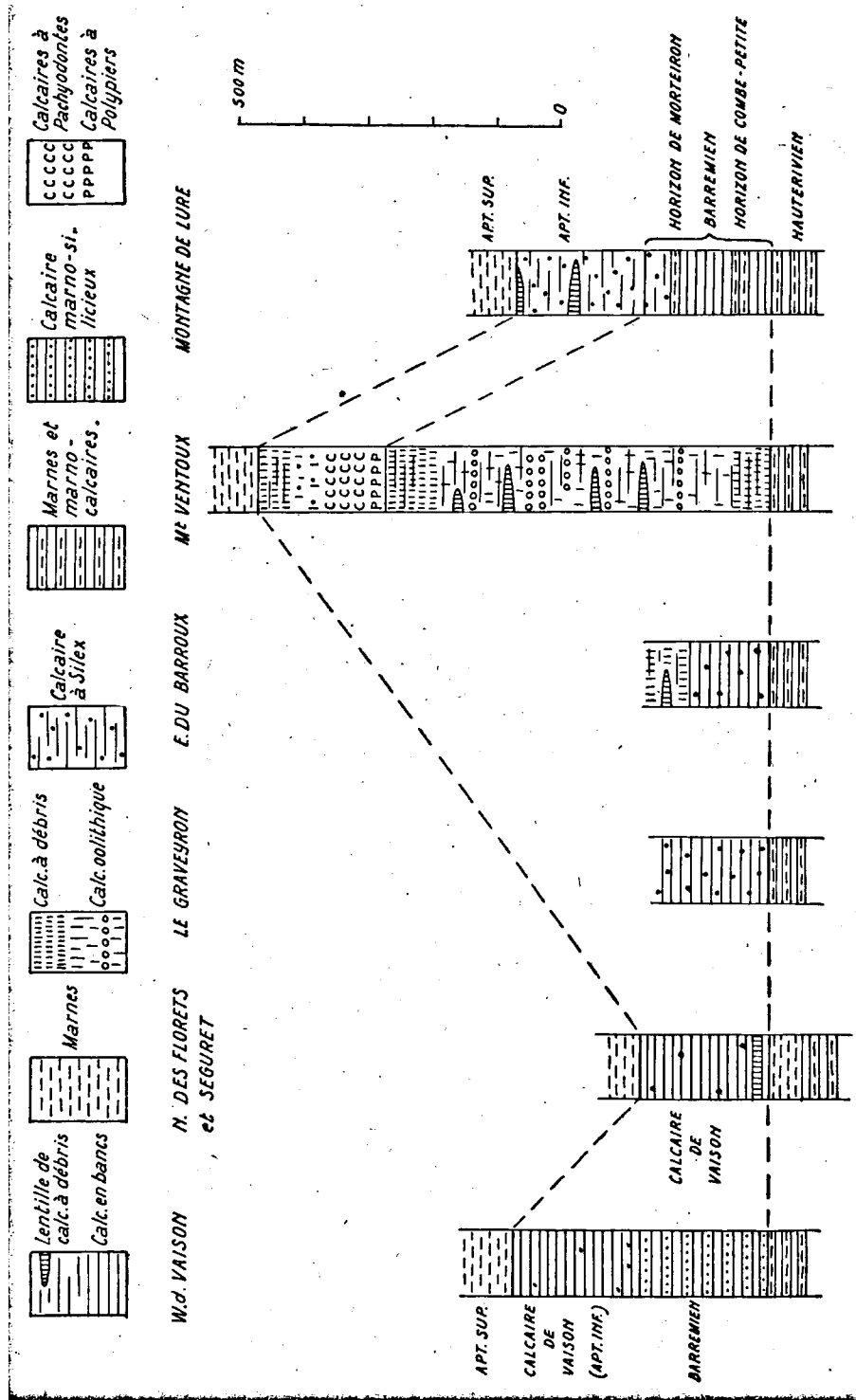


Fig. 8. Le développement de l'Urgonien dans la Montagne de Lure, le Mt. Ventoux et le massif de Gigondas.

4. Aptien supérieur et Albien.

L'Aptien sup. et l'Albien sont représentés par un paquet épais de marnes gris-bleu, de plus de 200 m. d'épaisseur. Il a été balayé par l'érosion en grande partie, mais à quelques endroits, comme au S de Vaison et au NW de la Crête de St. Amand, dans le voisinage de la ferme de Romane, il a été bien conservé. Dans l'Aptien sup. il y a une seule intercalation d'une couche mince de calcaire marneux, tandis que dans l'Albien s'insèrent des bancs plus épais de calcaire marneux, grossier et sableux. Les marnes gris-bleu dans notre région, que nous attribuons à l'Aptien sup. et à l'Albien, ont été considérées jusqu'ici comme représentant uniquement l'Aptien sup. Cependant des motifs lithologiques et les résultats d'une étude de leur contenu en microforaminifères par M. P. MARIE nous ont conduits à la conclusion, que ces marnes appartiennent à l'Apt. sup. et à l'Albien. Nous en donnerons les raisons dans la discussion suivante, en parlant du Cénomanién.

5. Cénomanién.

Du Cénomanién on trouve de beaux affleurements sur les flancs du grand dôme anticlinal qui s'étend au S de Vaison. On peut distinguer ici trois niveaux lithologiques différents.

La partie supérieure présente une alternation de bancs de grès calcaires durs, d'un gris-brun clair, épais de 10—20 cm. avec des marnes sableuses micacées.

Dans les bancs grésocalcaires on rencontre des veinules gris foncé. Au microscope on y distingue des grains de quartz anguleux, de la calcite amorphe ou avec des formes cristallographiques nettes, de la chlorite et quelques minéraux opaques. Les veinules qui sont parfaitement visibles à l'oeil nu, apparaissent beaucoup moins caractéristiques à l'examen microscopique. Ils se composent de concentrations de calcite amorphe sans structure discernable. D'ailleurs ils ne se dégagent pas très bien du milieu ambiant. La partie moyenne est constituée par des bancs de calcaire gréseux, qui montrent parfois une alternance typique de rubans plus clairs et plus foncés. Ces bancs grésocalcaires sont plus épais, plus massifs, plus compacts et plus durs, que ceux de la partie supérieure.

La partie supérieure et moyenne sont très bien exposées dans le ravin qui s'étend en direction NW—SE au N de Séguret et dans le ravin à l'Ouest de Crestet, ainsi que dans les nombreux ruisseaux au SW de Crestet et le long de la route de Crestet à la ferme de la Verrière.

La partie inférieure, composée de bancs de grès durs, grossiers, gris foncé, avec leurs formes typiques arrondies par l'érosion et de sables micacés couleur de rouille, n'affleure qu'à une localité à l'E de la ferme de Romane dans le ravin de Prés Bayon, où elle repose en concordance sur les marnes albiennes gris-bleu. On retrouve ces dernières dans le ravin dirigé NW—SE au N de Séguret. Dans ce ravin affleure une belle section qui entame la partie supérieure et moyenne du Cénomanién, les marnes gris-bleu Albiennes, et le Calcaire de Vaison. Sur cette section nous avons recueilli des échantillons, dont M. P. MARIE a fait l'examen des microforaminifères. A l'Ouest la molasse miocène repose en discordance sur une série alternante de calcaires gréseux gris-bruns et de marnes sableuses grises, reposant à leur tour sur un grès calcaire dur, gris-vert brunâtre, bien stratifié en bancs, montrant une fine striure verte caractéristique et quelques lentilles de silex. Selon

M. P. MARIE nous sommes en présence d'une formation sablonneuse à glauconite, à faune extrêmement réduite, déposée dans des conditions littorales défavorables, de salinité rapidement décroissante par un grand afflux d'eau douce, peut-être aussi par la présence de matière humeuse en suspension. La microfaune rencontrée dans ces prélèvements comprend :

Radiolaires.
Hagenowella cf. elevata.
Glomospira charoides.
Arenobulimina.
Ataxogyroidina variabilis.
Spirophthalmidium.
Globigerina cretacea.
Rosalinella cf. appennica.
Cibicides voltziana.

Il classe ce dépôt dans le Cénomaniens supérieur. Le Cénomaniens, dont la partie inférieure manque ici, est en contact anormal avec les marnes gris-bleu, qui sont interrompues par un seul banc épais de marno-calcaire sableux et grossier et qui sont séparées par une faille d'une formation que nous attribuons — comme nous l'avons exposé plus haut — au Barrémien.

Ces marnes gris-bleu ont été déposées dans un milieu typiquement marin, riche en formes planctoniques. En vertu de leur micro-faune ces marnes sont considérées par M. P. MARIE comme du Cénomaniens, peut-être même du Vraconien supérieur, qui fait partie à son tour de l'Albien supérieur. Pour des raisons lithologiques nous sommes plus inclinés à admettre un âge albien de ces marnes. Premièrement parcequ'elles appartiennent encore à un faciès nettement marin et qu'à l'E de Romane elles sont séparées de façon tranchante des couches sus-jacentes de sables micacés rouillés avec des bancs de grès durs, qui représentent un dépôt littoral typique, que nous sommes tentés de classer dans le Cénomaniens. Deuxièmement: dès l'Albien la partie méridionale de la fosse vocontienne devient moins profonde. C'est ce qui se passe déjà dans le Nord au Valanginien par suite du surgissement du géantielinal dans le Vercors et la Chartreuse. PAQUIER distingue dans l'Albien 3 faciès différents (voir plus haut): les faciès, détritique, marno-sableux et marno-calcaire.

Les marnes gri-bleu de notre région appartiennent entièrement au faciès marno-calcaire profond. Cependant dans la partie supérieure, dont une petite portion affleure dans le ravin au N de Séguret, on rencontre les premiers signes d'une diminution de profondeur sous forme de quelques intercalations d'un marno-calcaire sableux épais et grossier, jusqu'à ce que la sédimentation devient complètement littorale à partir du Cénomaniens. Dans sa „Géologie stratigraphique" GIGNOUX a décrit l'Albien de la fosse vocontienne comme la continuation du faciès marneux du Gargasien (Aptien sup.) bien que des bancs ou des lentilles de grès commencent à faire leur apparition.

Vers la fin de l'Albien commence le relèvement de ce qu'on appelle l'Isthme Durancien. La fosse vocontienne est devenue toujours moins profonde et s'est réduite à un chenal étroit dans le voisinage de Rosans, de sorte que le Cénomaniens se dépose dans une région typiquement littorale. A la fin de l'Albien il y a donc des changements importants: notamment le passage d'une déposition de sédiments marins profonds à un faciès littoral. Il s'ensuit que la limite entre les dépôts marneux et le faciès littoral

sablonneux sera située à des niveaux différents pour les différentes régions. En vue de l'absence, dans le Massif de Gigondas, par suite de mouvements tectoniques intensifs, d'un affleurement qui permettrait l'étude d'une section complète, il nous semble approprié de définir la limite entre la formation marneuse et les dépôts sableux littoraux, qui la couvrent en concordance, comme la limite entre l'Albien et le Cénomaniens.

Le Cénomaniens dans notre région atteint une épaisseur de plus de 600 m. et est couvert transgressivement par la molasse miocène.

Des formations crétacées plus jeunes ne se trouvent pas dans notre région.

Le Turonien marqua le commencement, dans la région où s'étendent maintenant les Chaînes subalpines, d'un temps de mouvements orogéniques, qui ne s'étaient manifestés jusque là que par la naissance de niveaux plus élevés. A l'époque turonienne les régions des Bauges, de la Chartreuse, du Vercors, du Dévoluy et du Diois oriental étaient élevées au dessus du niveau de la mer. Il en était de même avec la partie occidentale du Massif Central et avec la région qui reliait ce massif, depuis Donsère, aux massifs des Maures et de l'Estérel, par intermédiaire du Mt. Ventoux et de la Mtge de Lure. Cette région formait barrière à la communication du géosynclinal de la bordure des Alpes avec le golfe, qui s'étendait à l'endroit, où se trouve à présent la vallée du Rhône et que dans la littérature géologique on désigne du nom „sinus rhodanien”.

Le Crétacé supérieur était une époque de transgressions et de régressions locales alternatives, jusqu'à l'arrivée d'une transgression miocène définitive.

F. Tertiaire.

Au commencement du Tertiaire la région entre l'Atlantique et la Méditerranée d'une part et les golfes appartenant à la Mer du Nord d'autre part, était une aire continentale. Les dépôts éocènes n'y sont par conséquent ni très puissants, ni très répandus en général, et dans notre région ne sont pas présents du tout.

A l'Oligocène des changements importants s'annoncent et des fosses commencent à se former qui sont invadées par la mer, ou bien forment des lagunes. Ces fosses s'affaissaient à mesure qu'ils étaient remplis de sédiments à tel point que, malgré que la sédimentation eût lieu dans l'eau peu profonde, les dépôts pouvaient s'accumuler jusqu'à surpasser les 1000 m. d'épaisseur.

Ici reviennent aussi les bassins oligocènes provençaux de Marseille, Aix, Apt-Forcalquier et celui de Mormoiron touchant à notre région par le S.

1. Oligocène.

Dans notre région l'Oligocène se trouve uniquement dans la partie située au S de la grande faille SW—NE, en trois bassins séparés. Le premier à l'W de Malaucène, le second au N du Barroux et le troisième au SW entre Gigondas et Beaumes de Venise.

Ce sont des dépôts typiquement continentaux et d'eau douce, composés de: conglomérats, sables, argiles, marnes, gypses et calcaires lacustres. Ils montrent une grande variation de faciès en sens horizontal et vertical et sont pauvres en fossiles.

On a mis longtemps avant d'avoir pu déterminer définitivement l'âge de ces dépôts.

D'abord FONTANNES regardait l'âge comme Tongrien; TERMIER et JOLEAUD prenaient la partie supérieure pour le Chattien, tandis que plus tard TERMIER y voyait le Sannoisien et le Stampien. Enfin A. F. DE LAPPARENT établit définitivement l'âge, au moyen de mollusques, comme étant du Sannoisien. Il donne la liste suivante de fossiles:

- Cyrena Dumasi* SERRES FONTANNES.
- Cyrena semistriata* DESHAYES cf. FONTANNES.
- Cyrena alesiensis* FONTANNES.
- Cyrena caresi* FONTANNES.
- Cyrena physeta* FONTANNES.
- Cyrena strongyla* FONTANNES.
- Melanoides albigensis* NOULET var. *Dumasi* FONTANNES.
- Helix eurabdota* FONTANNES.
- Limnea aequalis* SERRES, FONTANNES.
- Planorbis Rouvillei* FONTANNES.

a. Bassin W de Malaucène.

A l'E ce bassin est couvert transgressivement par le Burdigalien, à l'W il est en contact anormal avec le Trias, et au N une faille le sépare du Tithonique.

La meilleure coupe stratigraphique se fait établir au N dans le Vallat de la Chaîne, où l'épaisseur du Sannoisien remonte à plus de 600 m. Contre le Trias on trouve les couches suivantes:

1. Conglomérat de grès grossier, de couleur jaune à brunâtre, à grands cailloux anguleux, peu polis, d'âge jurassique et néocomien, et à petits galets de quartzite (50 m.). Ensuite viennent.

2. Sables rouges-bruns et jaunes, bien stratifiés en bancs, avec intercalations de conglomérats moins grossiers que ci-dessus. (70 m.).

3. Marnes vertes, avec des bancs minces de calcaire marneux et une intercalation d'une formation de calcaire caverneux d'environ 20 m. d'épaisseur qui passe latéralement vers l'W à du gypse (50 m.). Ce gypse, qu'on y exploite dans une carrière a un teint gris-brun sale par les nombreuses intercalations minces de marne. Il repose directement sur un grès rouge-brun et est couvert par des cargneules.

4. Calcaire lacustre, bien stratifié en bancs minces, de couleur blanc à brun clair, dur et compact, montrant parfois une striure très fine par des bandes fines alternativement plus claires et plus foncées. (30 m.).

5. Marnes gris-vert avec intercalations de sables couleur de rouille, de bancs marno-calcaires et de marnes sableuses. (150 m.).

6. Calcaire caverneux, dur, brun-clair, lité en bandes régulières, avec concrétions de silex, qui ont fourni *Helix eurabdota* FONT. et *Limnea aequalis* SERRES. (120 m.).

7. Conglomérat grossier de cailloux jurassiques et néocomiens, cimenté par de la calcite. Les cailloux sont anguleux et le conglomérat représente un faciès torrentiel typique. (120 m.).

Vers l'W, au N de la ferme du Degoutaud, le calcaire caverneux de 6. est fortement réduit. On y trouve la succession suivante de bas en haut:

1. Marnes vertes, rouges et brunes. (30 m.).

2. Paquet peu puissant de calcaires caverneux. (10 m.).

3. Marnes vertes avec calcaire très caverneux, passant par endroits à des gypses. (40 m.).

4. Banes de calcaire caverneux bien stratifiés. (80 m.).
5. Sables jaune-brun à lentilles de gravier fin. (40 m.).
6. Conglomérat. (100 m.).

Vers le SE, près de la ferme de Collet Rouge, on trouve entre le Trias et le Burdigalien un paquet puissant de grès rouges et bruns et de conglomérats, couverts de calcaire caverneux dur.

Plus au SE encore les grès et les conglomérats s'amincissent et à la ferme de Champ Reignier on rencontre la section suivante, de bas en haut:

1. Marnes grises. (30 m.).
2. Sables blancs et jaunes à minces lentilles de gravier. (40 m.).
3. Calcaire caverneux, passant par endroits à du gypse. (70 m.).
4. Cargneules alternant avec des bancs minces de calcaire jaune-blanc et gris. (80 m.).

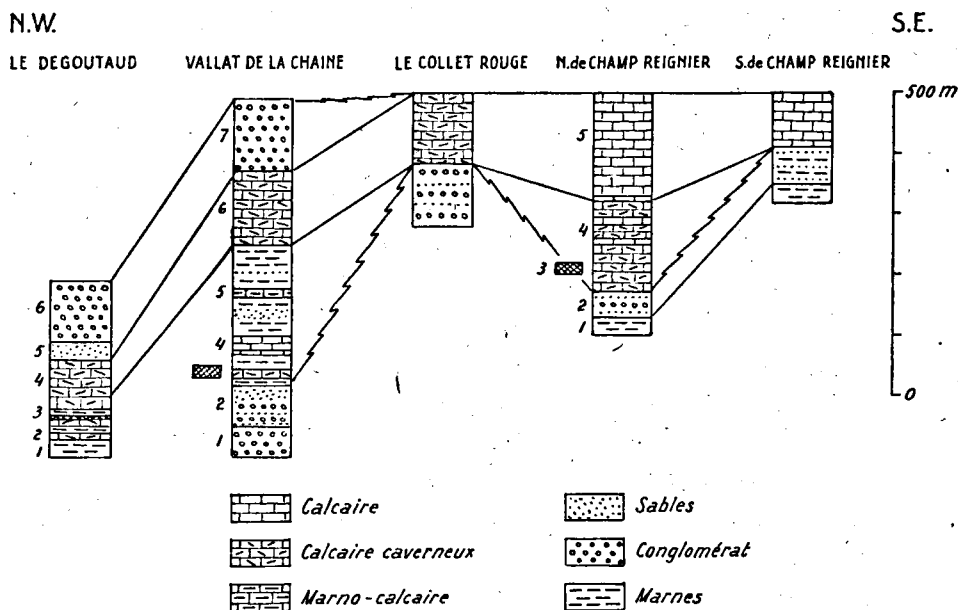


Fig. 4.

La variation du faciès du Sannoisien dans le bassin de Malaucène.

5. Banes minces de calcaire bien stratifiés. (180 m.).

Au S de Champ Reignier les marnes grises sont encore présentes mais les no's 2, 3 et 4 de la dernière section se trouvent remplacés par un paquet de marnes grises alternant avec des sables gris micacés. Ensuite viennent des bancs durs et épais de calcaire caverneux.

Dans la figure 4 nous avons représenté schématiquement la variation de faciès pour ce bassin.

b. Bassin du Barroux.

Dans ce bassin au NW du Barroux on rencontre de bas en haut:

1. Conglomérat de grès grossier et épais, avec cailloux de quartzite et de calcaire, reposant en superposition normale mais discordante sur les marnes noires de l'Oxfordien et sur le Tithonique. (10 m.).

2. Grès calcaire friable, bien stratifié en petits bancs. (10 m.).
3. Marnes sableuses gris-vert, en alternance avec des marnes gris-brun et des bancs minces de calcaire marneux, qui ont fourni les fossiles suivants: *Melanoïdes albigenis* NOUL. var. *Dumasi* FONT., *Helix eurabdota* var. FONT., *Limnea aequalis* SERRES, *Planorbis Rouvillei* FONT. (50 m.).
4. Sables gris-bruns à lentilles de conglomérat. (22 m.).
5. Calcaire brun clair, dur, lité, (20 m.).
6. Banc de molasse sableuse assez dur. (12 m.).
7. Marnes brunes et grises, alternant avec des sables micacés. (52 m.).
8. Paquet puissant de sables micacés couleur de rouille. (27 m.).
9. Calcaire jaune blanchâtre, lité en bancs durs, épais. (20 m.).
10. Conglomérat grossier. (15 m.).

Le conglomérat de base et le grès sus-jacent disparaissent vers l'E, où le Sannoisien vient s'accoter au Trias.

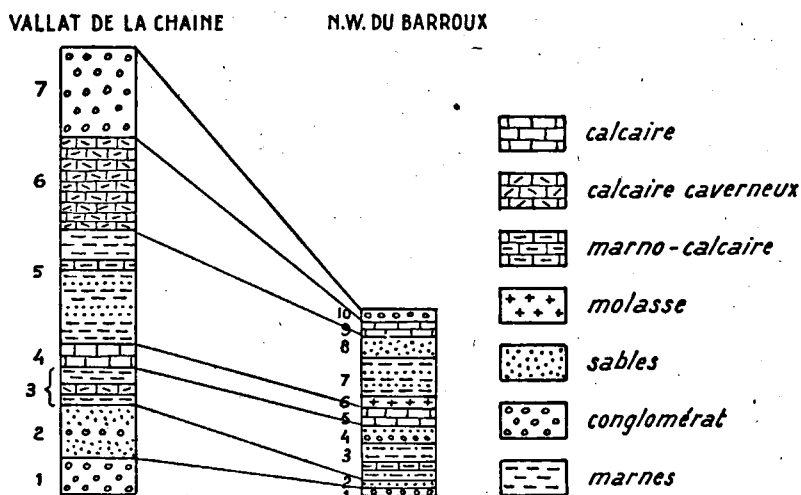


Fig. 5.

La parallélisation du Sannoisien du Vallat de la chaîne et du Barroux.

Et de même le no. 6, banc de molasse, ainsi que le no. 8, paquet de sables micacés, et le no. 10, conglomérat grossier, disparaissent vers l'E.

Dans le S, allant de l'W à l'E, le Sannoisien est séparé par une faille du Néocomien, du Trias et du Jurassique.

A l'Ouest il repose en discordance sur le Néocomien. L'épaisseur en est ± 240 m.

Dans la figure 5 nous avons cherché à représenter de façon schématique la parallélisation avec la coupe du Vallat de la Chaîne.

c. Bassin entre Gigondas et Beaumes.

Dans ce bassin se trouvent les plus beaux affleurements du Sannoisien. Il est presque partout redressé verticalement voire même, dans le voisinage du Trias, incliné vers le SSW.

A mesure qu'on s'éloigne du Trias en direction SW le pendage devient moins raide. Les formations ont été découpées par des ravins, s'étendant en

direction NE—SW, qui permettent très bien l'étude des couches et des variations de faciès.

Au centre de ce bassin s'élève une crête marquante, formée de bancs durs de calcaire lacustral de couleur brun clair à blanc jaunâtre. Cette crête calcaire est coincée à l'E, par des accidents tectoniques, contre le Trias, à la ferme d'Urban. Au NW par contre c'est la stratigraphie qui conditionne la terminaison en biseau de ce calcaire entre les sables, les conglomérats et les marnes, qui représentent la Sannoisien dans la partie NW du Bassin. Au SW le Sannoisien est partout couvert transgressivement par le Burdigalien sans discordance angulaire apparente.

A l'E de Vacqueras nous avons établi la coupe suivante, sous le Burdigalien on trouve :

1. Sables bruns micacés, qu'on peut suivre facilement vers l'E et qui contiennent des nodules calcaires près de la ferme d'Urban. (40 m.).
2. Argiles rouges et jaune-brun. (50 m.).
3. Paquet peu épais de sables micacés (\pm 20 m. d'épaisseur).
4. Argiles vertes et grises. (60 m.).
5. Paquet peu épais de sables micacés (\pm 10 m.).
6. Argiles rouges avec bancs minces de marno-calcaire. (90 m.).
7. Grès grossiers et conglomérats. (140 m.).
8. Bancs de calcaires lacustres à Helix, formant une crête marquante. (140 m.).
9. Sables et marnes avec bancs de conglomérat et intercalations de gypse. (650 m.).
10. Conglomérat de grès bigarré. (70 m.).

L'épaisseur de l'Oligocène remonte ici à 1400 m. et les niveaux différents sont très bien à suivre vers l'E.

Dans le ravin qui s'étend depuis la fontaine de Souira vers le S on peut observer la coupe suivante.

Sous le Burdigalien apparaissent de nouveau :

1. Sables micacés bruns et gris. (60 m.).
2. Alternation d'argiles rouges et vertes et de sables blonds. (60 m.).
3. Sables blonds à minces lentilles de gravier. (150 m.).
4. Argiles rouges. (120 m.).
5. Marnes gris-brun et bancs marno-calcaires avec intercalations de gypse. (70 m.).
6. Bancs de calcaire lacustre dur, compact, clair, avec intercalations de marnes, formant la continuation du no. 8 de la coupe précédente. (60 m.).
7. Argiles rouges et vertes. (5 m.).
8. Sables calcaires rouges et blancs avec un seul banc de calcaire intercalé. (160 m.).
9. Argiles rouges, alternant avec des sables blonds et bancs minces de calcaire. (130 m.).
10. Argiles gris-vert alternant avec des sables clairs. (130 m.).
11. Banc dur et compact de calcaire gris, épais d'1 m., dans lequel A. F. DE LAPPARENT trouva du *Melanoïdes albigensis*, *Limnea aequalis* et *Planorbis*.
12. Argiles rouges et grises en alternance avec des sables jaune-brun. (60 m.).
13. Calcaires marneux et marnes. (60 m.).
14. Grès bigarrés et conglomérats. (80 m.).

Les no's 6—14 incl. vont se coincer vers l'E contre le Trias. A l'E de la ferme d'Urbn on rencontre la succession suivante:

Contre le Trias s'appuyent des marnes rouges et vertes alternant avec des marnes sableuses blondes, claires et passant vers l'E à des marnes vertes et brunes avec de nombreuses intercalations de gypse, per endroits même passant complètement à des gypses fauves, qu'on exploite dans la carrière à côté des Cascades sur la route de Beaumes à Lafare.

Vient ensuite un paquet peu épais de bancs calcaires bien stratifiés, et enfin, là-dessus, des sables gris micacés à nodules de calcaire, qui vers l'E se terminent en biseau entre les bancs calcaires et le conglomérat de base du Burdigalien. Aux Cascades le coïncement du Sannoisien entre le Burdigalien et le Trias est occasionné à la fois par sa position stratigraphique et tectonique. Au N des Cascades et à l'E de la route de Beaumes à Lafare on trouve encore entre le Trias et le conglomérat Burdigalien un paquet de minces bancs calcaires fortement disloqués.

Nous avons représenté dans la figure 6 de manière schématique la répartition des faciès de l'Oligocène dans ce bassin.

2. Miocène.

Vers la fin de l'Oligocène toute la vaste région des Alpes, de Vienne à la Méditerranée, avait été abandonnée par la mer. La Chaîne Alpine était déjà constituée dans ces grands traits. Aussi la mer miocène ne pénètre nulle part dans les Alpes; elle atteindra seulement le bord extérieur de la Chaîne en occupant les dépressions qui forment aujourd'hui la vallée du Rhône, le Bassin suisse et la Plaine bavaroise. Ces dépressions s'étendaient alors vers l'E et le S plus loin qu'actuellement; car les derniers plissements sur le bord externe des Alpes ont ramené à la chaîne une partie de l'ancienne dépression miocène, à savoir les Chaînes subalpines en France et le front des nappes alpines en Suisse.

Vers la fin de l'Oligocène toute influence marine ou lagunaire avait cessé sur les côtes provençales. Là où le Chattien est encore présent, c'est à l'état de calcaires lacustres. Puis, avec l'étage Aquitanien, nous voyons les premiers signes d'un retour de la mer qui donne ensuite définitivement l'assaut par la transgression miocène.

Le Chattien aussi bien que l'Aquitaniien font défaut dans notre région. La transgression miocène pénètre très loin vers le N dans le Bassin rhodanien. Cette région avait été pliée à la fin de l'Eocène (phase pyrénéenne) et était constituée par un ensemble de dépressions et de haute fonds, de sorte que le Miocène montre une grande diversité de faciès, qui s'observe fréquemment dans notre région aussi.

La subdivision du Miocène, qui est disposé en auréole autour du Massif de Gigondas et dont une petite partie encore a été conservée au centre sur le plateau de la Crête St. Amand, sera empruntée à COMBALUZIER, qui en a fait une étude détaillée en Basse Provence, où le Miocène est étroitement lié à celui de notre région.

Le Miocène a été divisé par lui, de bas en haut, de cette façon:

Burdigalien
Helvétien
Tortonien
Sarmato Pontique.

Dans notre région n'affleurent que le Burdigalien et l'Helvétien, caractérisés chacun, en général, par son faciès particulier et par quelques Pectinidés spécifiques.

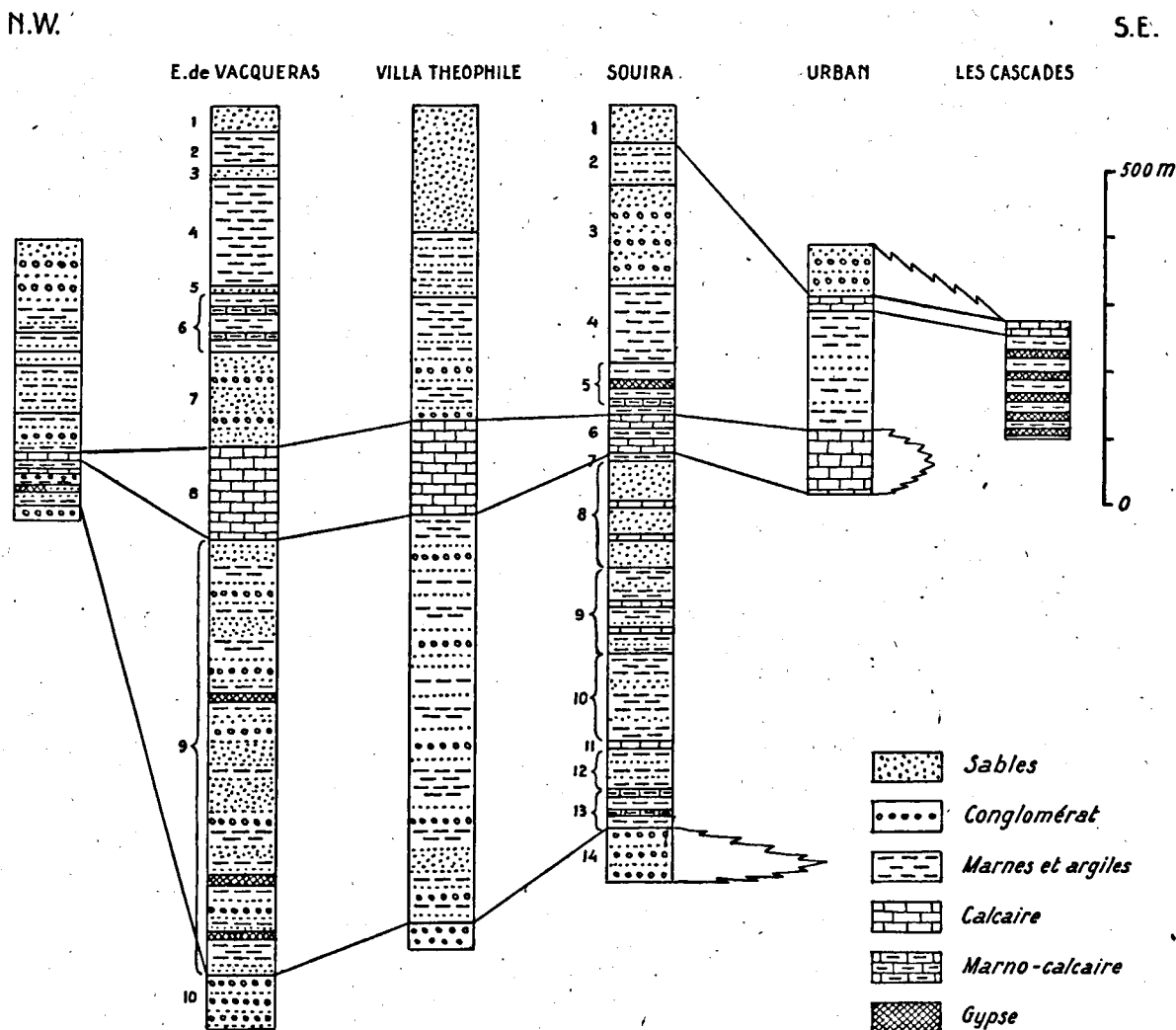


Fig. 6.

Les différents faciès du Sannoisien dans le bassin entre Gigondas et Beaumes.

a. *Burdigalien.*

On y peut distinguer un Burdigalien inférieur qui n'est pas toujours présent et, comme le décrit COMBALUZIER, a joué le rôle de remplissage. Les premiers dépôts burdigaliens ont nivellé le fond des dépressions pré-miocènes.

Ordinairement ce sont des sables plus ou moins grossiers, parfois un peu marneux ou avec des algues calcaires et cailloux d'origine diverse.

Dans notre région le caractère du Burdigalien inférieur est très variable.

Immédiatement au SE de Vaison, le long de la route de Malaucène, où le Burdigalien couvre transgressivement l'Aptien sup., on trouve d'abord un calcaire cristallin dur à restes de Pectinidés. Vient ensuite un conglomérat, épais de 1,5 m., de cailloux blancs de Silex, cimentés par des débris de fossiles couvert par le Burdigalien sup.

Vers le SE la nature de ce conglomérat devient très grossière et passe à un faciès torrentiel. Il se compose de grands morceaux anguleux de calcaire, cailloux calcaires et silicieux à patine verte cimentés par des débris d'algues, de bryozoaires, de polypiers et de coquilles. Les fragments de calcaire anguleux et les cailloux calcaires sont d'âge aptien inf. et cénomanien, qui constituent ici la plus grande partie des formations sous le Miocène.

Plus vers l'E, du côté de Crestet, ce conglomérat disparaît et le Burdigalien sup. repose directement sur le Cénomanién.

A l'E de Malaucène, longeant la route de Suzette, la base du Burdigalien est formée de nouveau par un conglomérat épais de 1 à 2 m. de cailloux calcaires provenant du Jurassique sup.

A Gigondas le Burdigalien est formé tout entier par un conglomérat grossier, se dressant ici verticalement comme une plaque épaisse de 30 m.; vers le NW il est renversé et couvert directement par des sables helvétiques.

A Vacqueras le Burdigalien commence par un conglomérat épais de 6 m., composé de cailloux égaux d'à peu près quelques cm. de diamètre, cimentés par des sables calcaires. Au dessus de ce conglomérat se trouve un autre, beaucoup plus grossier, d'environ 14 m. d'épaisseur, composé de grands galets de 1 à 2 dm., cimentés par des sables et de la matière détritique de fossiles. Vers l'E ce conglomérat diminue rapidement en épaisseur et au N de Beaumes il n'a plus que quelques m. Egalement dans la direction de Gigondas l'épaisseur décroît rapidement, mais à Gigondas même le Burdigalien — comme on vient de signaler — est représenté entièrement par un conglomérat grossier. En résumé on peut dire que le Burdigalien inférieur ne se rencontre dans notre région que dans un petit nombre de localités et alors sous forme de conglomérats fins ou grossiers de cailloux dérivés de la formation qu'ils couvrent transgressivement.

Le Burdigalien sup. se rencontre en 2 faciès différents:

1. Une molasse calcaire, qui représente un faciès littoral typique, composé de débris de coquilles à ciment calcaire, avec des bryozoaires, des algues et des polypiers.

Parfois elle est complètement formée par des algues, comme c'est le cas au SE de Vaison sur la route de Malaucène. Par endroits le débris de coquilles est très fin, et on trouve une alternance de bancs marneux et à grain fin avec des bancs de débris grossiers, comme par ex. dans le bel affleurement à la Salette près les Cascades sur la route de Beaumes à Lafare.

2. Un faciès différent s'est développé surtout à l'Ouest de Malaucène et à l'E de Vacqueras où l'on trouve des marnes schisteuses grises et blanc-jaunâtre, riches en aiguilles de Spongiaires et en épines d'Echinodermes. C'est là un faciès caractéristique pour la déposition sur une plate-forme continentale à une profondeur d'environ 200 m. Ces formations sont beaucoup plus tendres que les bancs durs de débris et se font connaître très bien dans le terrain en formant des combes.

b. *Helvétien.*

Cette formation, déposée dans une mer assez profonde, est représentée le plus souvent par des sables micacés, rouillés ou gris, pour la plupart stériles,

sculptés souvent par l'érosion en forme de champignons grotesques. On y trouve aussi des intercalations de lentilles minces de gravier et de conglomérats grossiers, qui par ci-par là passent latéralement à des bancs durs de molasse calcaire composés de débris de coquilles, de bryozoaires, de polypiers, et de sables, qui ressemblent beaucoup aux bancs de molasse burdigalienne, dont à vrai dire on ne saurait les distinguer. Parfois ces sables deviennent plus marneux et passent à des marnes brunes, vertes ou grises.

c. Répartition des faciès au Miocène. (Voir fig. 8).

Nous avons vu l'apparition au Miocène de plusieurs faciès différents, sans que pour cela un certain faciès soit lié à un certain étage. Dans les sables Helvétiques nous voyons revenir le faciès Burdigalien, sous la forme d'intercalations de bancs durs de molasse calcaire, qui sont facile à reconnaître morphologiquement comme des crêtes saillantes dans les formation sableuses moins résistantes.

On trouve aussi dans le Burdigalien des lentilles de sables micacés rouillés par ex. à Vaison, où dans la grande masse de molasse calcaire sur laquelle

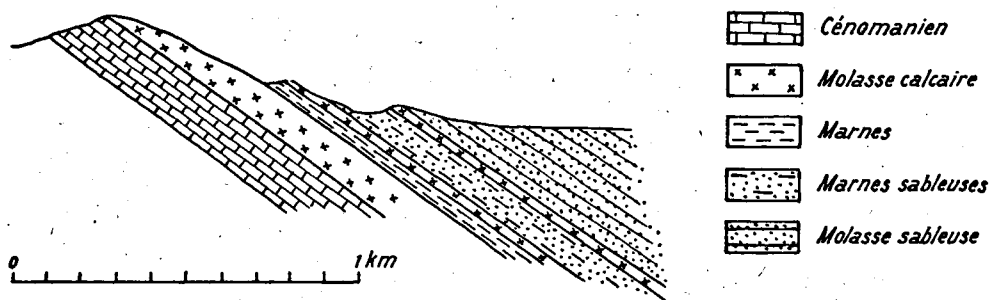


Fig. 7.

Coupe du Miocène au Sud de Crestet.

est construite le vieux Vaison, on rencontre une lentille de sables bruns micacés d'environ 50 m. de longueur et 1,5 m. d'épaisseur.

Quelquefois le faciès burdigalien manque; les sables helvétiques reposent alors directement sur le substratum, comme au NW de Malaucène, où l'Helvétien repose en discordance directement sur le Jurassique supérieur.

Comme nous l'avons déjà remarqué, le Burdigalien sup. aux environs de Vaison est bien développé et se compose de débris de coquilles, de bryozoaires et d'algues.

Vers le SE, sur la route de Malaucène, le Burdigalien est formé tout entier d'algues calcaires avec, à la base, un conglomérat grossier, qu'on ne retrouve plus au N de Crestet. La molasse ici est très riche en Pectinidés. A Crestet apparaissent les premiers bancs marneux qui se développent vers le S jusqu'à donner une lentille, épaisse de 40 m., de marnes grises, schisteuses, faciles à reconnaître morphologiquement parce qu'elles forment une combe.

A Crestet le Burdigalien est suivi de marnes brunes et gris-verdâtre alternant avec des sables bruns.

Vient ensuite un paquet de bancs durs de molasse calcaire auxquels succèdent des sables micacés couleur de rouille (fig. 7). Au voisinage du Cron le Burdigalien est réduit à l'état d'une plaquette peu épaisse et

l'Helvétien est en contact par une faille avec les calcaires du Jurassique sup. constituant la Chaîne des Arfuyen. Au NE des Arfuyen le faciès burdigalien manque et les sables Helvétiques reposent directement sur les calcaires jurassiques. A côté de la ferme de St. Quenin on trouve encore entré les sables helvétiques quelques bancs de molasse durs, formant une crête.

Au S de St. Quenin cette crête est démolie par l'érosion, mais on en retrouve la continuation immédiatement à l'W de Malaucène. Ici l'Helvétien couvre les marnes tendres, grises du Burdigalien, dans lesquelles se trouvent deux intercalations de bancs marno-calcaires plus durs, avec débris fin de fossiles, saillant en 2 crêtes aiguës. Ces marnes grises et marno-calcaires reposent sur une formation, épaisse de 40 m., de molasse calcaire dure avec à sa base un conglomérat grossier, qui succède au Sannoisien sans discordance angulaire apparente.

Du côté W du massif le Burdigalien est peu développé.

Au NE de la ferme de Clément le Burdigalien recouvre en plaquette discordante le Cénomanién. Vers le S le Burdigalien est redressé verticalement et, à environ 2 km. au N de Séguret, il se termine en biseau de sorte que les sables helvétiques reposent directement sur le Cénomanién. A Séguret même le Burdigalien réapparaît, formant une crête épaisse de 50 m., inclinée vers l'Ouest.

Immédiatement au S il disparaît de nouveau et jusqu'à Gigondas les sables helvétiques recouvrent directement l'Aptien inf., excepté au SW de Sablet où il y a encore un petit morceau de Burdigalien.

Au N de Gigondas le Burdigalien — comme nous avons signalé plus haut — montre un faciès torrentiel. Il forme ici une crête, épaisse de 30 m., incliné vers le NW. Au S de Gigondas cette crête est en position perpendiculaire et vers le S le pendage de la formation a une direction W et SW. Le Burdigalien augmente ici en épaisseur. Au N de Vacueras la molasse calcaire devient plus marneuse et passe à une formation de marnes grises avec, à sa base, conglomérat de cailloux de calcaire brun, cimentés par des débris de fossiles et des sables.

Sur la route de Vacueras au Château de Mt. Mirail on ne trouve pas ce conglomérat et les marnes schisteuses grises burdigaliennes reposent directement sur les sables bruns micacés du Sannoisien supérieur. Plus vers l'E les marnes grises passent latéralement à la molasse calcaire dure avec à sa base un conglomérat. Les marnes schisteuses font partie, d'une lentille, qui au N de Beaumes se termine en biseau. Ici le Burdigalien forme une fois de plus une crête raide, de 60 m. d'épaisseur, qui est inclinée vers le S, avec à la base un conglomérat.

Aux Cascades le Burdigalien est représenté par une alternance de bancs durs de molasse calcaire et de marnes schisteuses avec des concrétions de silex et des débris fins de coquilles.

A l'E des Cascades se développe dans la molasse dure une lentille, épaisse de 60 m., de marnes grises, qui s'étend sur une distance de 500 m. et puisse termine en biseau. Tout le complexe burdigalien ici a une épaisseur de 200 m., sans compter le conglomérat, et repose en discordance sur le Néocomien. La puissance diminue bien vite et enfin se réduit a une plaque peu épaisse, qui au SE par une faille est en contact avec le Néocomien. A partir d'ici jusqu'au Barroux le faciès burdigalien fait défaut et les sables helvétiques reposent en discordance directement sur le Néocomien.

Aux environs du Barroux on trouve encore quelques lambeaux à faciès burdigalien.

Au S de Gigondas on rencontre dans les sables helvétiques bruns, reposant ici sur le Burdigalien, un conglomérat grossier qu'on peut suivre facilement comme une crête marquante sur le terrain. Au N de Vacqueras ce conglomérat passe latéralement à une molasse gréseuse dure et se termine à environ 1 km. au SE de Vacqueras.

En somme nous pouvons donc dire que le Miocène autour du Massif de Gigondas comprend 4 faciès différents: faciès de conglomérat, faciès de molasse calcaire, faciès marneux et faciès de molasse gréseuse. Les quatre différents faciès se relèvent aussi bien horizontalement que verticalement de façon que, lorsque le faciès burdigalien manque et les sables helvétiques reposent directement sur le substratum, il ne faut pas conclure forcément à une transgression helvétique, mais plutôt à une déposition du Burdigalien dans des eaux plus profondes. On retrouve cette variation latérale de faciès partout dans le Miocène de la vallée du Rhône. Les dépôts burdigaliens à faciès typiquement littoral se rencontrent sur de grandes étendues, ce qui a fait dire à GOGUEL que nous avons affaire à des plateaux étendus de faible profondeur. On voit le faciès de molasse calcaire disparaître progressivement à mesure qu'on descend des régions plus élevées vers les parties plus profondes du bassin.

La répartition des différents faciès autour du massif de Gigondas ainsi que la présence d'un dépôt de molasse calcaire au point le plus élevé du massif — c. à d. sur le plateau de la Crête St. Amand, font supposer que cette région avait déjà une certaine élévation dès le commencement du Miocène.

Dans la figure 8 nous avons représenté de manière schématique la structure tectonique, l'extension du Tertiaire et la répartition des faciès au Miocène pour notre région.

Il y a plusieurs traits qui frappent les yeux:

La partie septentrionale du massif montre une allure plus tranquille des plissements. Le Miocène y repose presque partout sans discordance appréciable sur le Mésozoïque, sauf au NW, où il y a une discordance angulaire discernable. L'oligocène manque ici complètement.

La partie méridionale par contre a été pliée plus intensivement; le Miocène repose partout sur le Mésozoïque avec une discordance angulaire distincte. L'oligocène y est très bien développé dans 3 bassins; bien qu'il ne soit pas ou à peine plié, il a été redressé raideement sur le pourtour du Trias.

De plus, l'oligocène est couvert transgressivement — quoique sans discordance angulaire — par le Miocène. Nous pouvons en déduire: que la partie septentrionale s'est comportée comme un bloc plus ou moins rigide pendant les périodes de plissement, tandis que la partie méridionale a été pliée intensivement; ce plissement intensif ayant eu lieu avant la déposition de l'Oligocène.

G. Quaternaire.

Le quaternaire dans notre région est très peu répandu et se restreint à quelques terrasses de gravier aux alentours de Vaison et à quelques cônes d'éboulis sur le bord méridional de la région au N de St. Hippolyte, sur la paroi S de la Crête de St. Amand au N de Suzette, et au flanc E des Arfuyen, sans oublier les alluvions dans le lit de l'Ouvèze.

Dans les terrasses de gravier nous distinguons 2 niveaux dont la différence d'altitude est d'env. 50 m. On peut observer de façon nette les deux niveaux distincte immédiatement au S de Vaison. Le niveau le plus élevé,

à une altitude d'environ 310 m., est formé de dépôts très grossiers de cailloutis peu arrondis ou anguleux de 1 dm. de diamètre, pour la plupart d'âge crétacé et miocène, cimentés parfois par du sable ou du calcaire donnant un conglomérat dur.

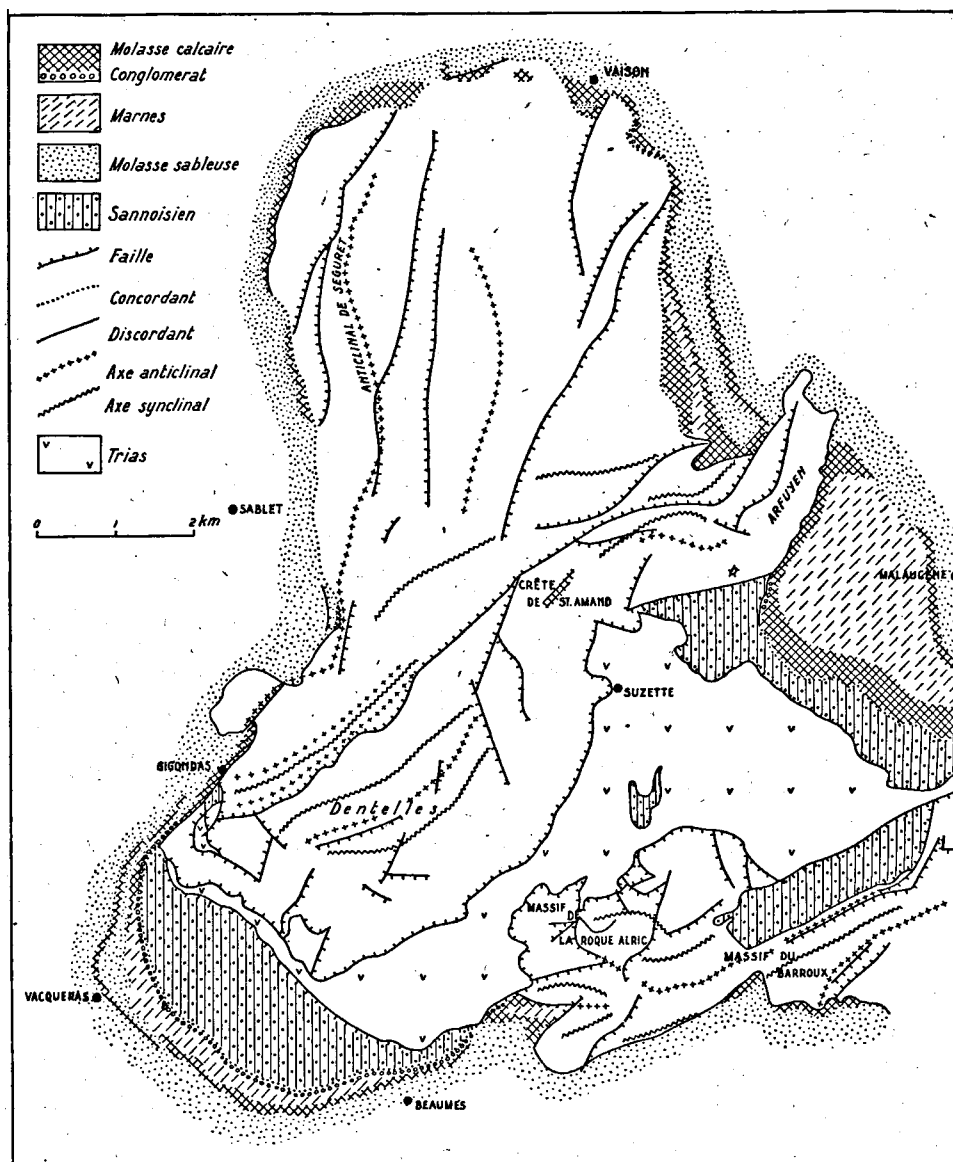


Fig. 8.

Croquis structural du massif de Gigondas et la répartition des faciès du Miocène.

Ce niveau de terrasse supérieure se distingue très bien morphologiquement. Il constitue un plateau horizontal, creusé, profondément par quelques ravins, s'étendant vers le S jusqu'à la ferme de Barbanot et vers l'W jusqu'à

Mars et Pied Chaude. La couverture de gravier cependant se restreint à une petite partie au S de Vaison. On retrouve ces dépôts grossiers de graviers au NE de la ferme Clément à env. 280 m.

Le niveau de terrasse le plus bas, formé de dépôts de gravier fin, jamais cimenté en conglomérat dur, se rencontre aussi au S de Vaison et plus à l'W sur la rive droite de l'Ouvèze et sur la route de Sablet au N de Mars.

Au N de St. Hippolyte il y a un grand cône de déjection formé par les nombreux torrents qui descendent des pentes de calcaire barrémien du Graveyron. Les éboulis sur la paroi S de la Crête de St. Amand sont formés également par les torrents et se composent essentiellement de très gros blocs de molasse calcaire miocène qui couvre la plus grande partie au plateau de la Crête de St. Amand. Le cône d'éboulis à l'E des Arfuyen est constitué principalement de blocs de calcaire du Jurassique sup., parfois cimenté par du calcaire, de manière à former une brèche dure.

III. TECTONIQUE.

A. Aperçu historique.

Les premières coupes géologiques du Massif de Gigondas furent publiées par LEENHARDT, dans sa thèse, en 1883. Il n'avait pourtant pas encore réussi à déterminer l'âge exact du Trias. LEENHARDT regardait comme Eocène toute cette masse de cargneules, marnes, gypses et calcaires dolomitiques avec les sables de l'Oligocène-inférieur adjacents, et c'est à ce complexe qu'il donna le nom de „formation de Suzette”.

En 1907 ce fut JOLEAUD, qui le premier, signala la forte analogie pétrographique de la „formation de Suzette” avec les dépôts triasiques connus de la région méditerranéenne. Il croyait à la présence d'un chevauchement; le Trias et le Jurassique, selon lui, serait chevauchés sur le Tertiaire et y aurait laissé des „Klippes”. De plus il y aurait eu un décollement produit par les poussées tangentielles suivant la surface de contact du Trias et du Jurassique et étirement intensif le long de celle-ci de telle sorte que les sédiments liasiques, mésojurassiques, calloviens et parfois même une partie ou la totalité des assises oxfordiennes sont restés en profondeur *).

En 1921 TERMIER et JOLEAUD reprirent une étude approfondie des affleurements de Trias dans le Massif de Gigondas, et ailleurs dans le Diois et les Baronnies, ainsi que dans la vallée de la Durance. Ils arrivèrent à la conclusion qu'on était en présence d'une nappe de charriage énorme, composée toute entière de Trias, et prenant son origine dans la „zone Briançonnaise” des Alpes. Le prétendu Oligocène fut reconnu par eux comme Eocène et distingué du Trias.

A Mérindol au NE de notre région ils avaient trouvé *Lingula Zenkeri* VON ALBERTI dans des calcaires dolomitiques inclus dans une masse de cargneules tout à fait identique à la „formation de Suzette”. Ils distinguèrent, en outre, 3 phases tectoniques:

1. La phase pyrénéenne à la fin de l'Eocène, pendant laquelle se formaient les plissements WSW—ENE.
2. La phase du charriage après l'Oligocène mais avant le Miocène.
3. La phase post-miocène durant laquelle se produisit le soulèvement du Massif par lequel le Miocène se redresse aux bords du massif.

En 1922 KILIAN, à la suite d'une étude des mêmes affleurements caractéristiques du Trias, rédigea une série d'objections contre l'hypothèse émise par TERMIER et JOLEAUD. Il fit remarquer e. a. que ce Trias apparaît toujours intimement lié aux plus anciens sédiments connus de cette région: le Callovien et l'Oxfordien. De plus qu'on le trouve toujours dans des structures anticlinales érodées, mais jamais dans les vastes dépressions synclinales, alors même qu'on s'attendrait à trouver les restes d'une telle nappe là plutôt que dans les axes anticlinaux.

*) Comptes rendus de l'Académie des Sciences 1907, No. CXLV, p. 1233. „Sur la présence du Trias dans les montagnes de Gigondas etc.”.

Il se demande ensuite quels sont les arguments, qui ont induit **TERMIER** et **JOLEAUD** à considérer les restes différents de la „formation de Suzette” comme faisant partie d’une seule grande nappe de recouvrement, et non pas comme les écaïlles d’un socle d’arcs synclinaux chariés, qui représentent en concours avec les synclinaux E—W interposés, les ondulations d’une grande nappe de charriage avec du Trias partiellement mylonitisé à sa base.

A la Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en 1923 une telle opposition se leva à l’encontre de l’hypothèse de **TERMIER-JOLEAUD** qu’elle dut être abandonnée.

GIGNOUX appelait l’attention sur la ressemblance avec les structures des terrains salifères. Cette idée a été précisée par lui plus tard et publiée dans le Centenaire de la Soc. géol. de France en 1930. Le massif de Gigondas et les affleurements triasiques analogues dans la région du Diois et des Baronnies et de la Durance sont comparés aux „Dômes de sel” du Gulf coast aux Etats Unis, aux massifs salifères en Allemagne, en Roumanie et en Afrique du Nord. La tectonique salifère dans le Massif de Gigondas a été masquée par la présence de plusieurs phases tectoniques.

Enfin en 1923 l’on peut établir d’une façon définitive l’âge de la „formation de Suzette” à Propiac comme étant triasique par suite de la récolte de fossiles sur les lieux.

En 1925 et 1926 **TERMIER** et **THIÉRY** se vouèrent à un effort renouvelé pour étudier à fond le problème de Suzette. Au cours de leurs recherches ils purent confirmer l’âge triasique de la formation de Suzette. De plus ils furent amenés à la conclusion que le Tertiaire lacustre, incorporé plus tôt par **LEENHARDT** en partie à la formation de Suzette, devait être rapporté exclusivement au Sannoisien et au Stampien, sans que rien n’indique la présence de l’Eocène.

TERMIER abandonna son hypothèse de nappe de charriage et parvint, se référant aussi aux discussions de la Réunion extraordinaire, à la conception suivante: Le Trias était autochtone et selon toute vraisemblance, très salifère et riche en gypse. L’extravasation diapyre se fit en trois phases successives pendant le Tertiaire. L’extravasation s’était déjà effectuée dès la fin de l’Eocène mais le percement se serait poursuivi en deux phases orogéniques subéquentes: une première phase Alpine, post-oligocène mais anté-Burdigalienne et une seconde phase Alpine, post-miocène.

Pendant la première phase Alpine s’était formé la virgation de Gigondas. Le Massif de Gigondas, d’après **TERMIER**, serait le pivot d’un faisceau tournant de plis verticaux, épanouis en gerbes de part et d’autre de ce point: vers l’E, suivant l’axe du Ventoux-Lure, et de l’autre côté vers le N. La cause de cette virgation selon lui, doit être imputée, à la présence de deux môles résistant dans le sous-sol.

Cette idée a été élaborée et précisée par **JUNG** en 1930.

L’ensemble de plis du Diois et des Baronnies, où il y a un quadrillage enchevêtré d’anticlinaux et de synclinaux, est considéré par lui comme un „arc d’avancée”, qui doit sa naissance à une poussée orogénique dirigée SW, par laquelle les formations furent coincées entre deux môles, à l’instar d’un ras de marée gonflant ses eaux dans un estuaire. C’est ainsi que le Trias, poussé et serré par l’arc d’avancée, n’ayant pas d’autre issue, a crevé sa couverture à l’emporte-pièce. Les deux môles seraient selon **JUNG** des plis anticlinaux profonds de la phase pyrénéenne.

Puis il distingue lui-aussi les deux phases alpines, dont la première est estimée la plus importante.

En 1938 GOGUEL fait remarquer que, si l'on admet la présence d'un pivot d'un arc d'avancée, on serait embarrassé d'expliquer les détails structuraux de la tectonique, puisque dans la partie septentrionale du massif, au N de la grande faille SW—NE, le plissement a une allure tranquille, qui contraste fort avec les plissements intensifs de la partie méridionale. Ce contraste est fréquemment observé dans la région des Diois et des Baronnies et doit être, selon GOGUEL, en rapport étroit avec la lithologie. La partie méridionale du massif serait soulevée à la fin de l'Eocène, après quoi l'Urgonien était emporté par l'érosion, tandis que dans la partie septentrionale l'Urgonien se conservait comme Calcaire de Vaison. La différence lithologique portait directement sur le caractère des plissements ultérieurs. Les mouvements miocène se traduisaient dans le S par des plis aigus, fortement disloqués, comme toujours ils se font dans le cas d'une paraille disharmonie, qu'ici on trouve entre le Tithonique relativement mince et résistant, et les couches épaisses encaissantes de marnes de l'Oxfordien et du Vallanginien. Le N par contre montre l'aspect plus tranquille de plis larges caractéristiques aussi de l'Urgonien du Ventoux-Lure et du Vercors.

A la suite d'une exploration détaillée du Tertiaire dans le Massif, A. F. DE LAPPARENT en 1940 fût amené à la conclusion qu'en ce qui concerne l'Oligocène c'est uniquement le Sannoisien, qui est présent ici, et que de plus, des trois phases tectoniques, qu'on peut distinguer dans le Massif de Gigondas c'est la phase post-miocène qui est la plus importante, engendrant du même coup l'extrusion diapire du Trias.

En 1947 apparût l'étude de GOGUEL sur la tectonique des Chaînes subalpines entre le ventoux et le Vercors, dans laquelle il propose une hypothèse nouvelle sur la formation du massif de Gigondas, qu'on peut résumer de la sorte. Avant la déposition du Sannoisien il existait déjà un bombement anticlinal, peut-être déjà injecté par le Trias gypsifère, qui était érodé jusque dans les marnes oxfordiennes. Dans la dépression ainsi formée par les marnes oxfordiennes, se serait déposé ensuite le Sannoisien.

Pendant la 2^{ième} phase alpine, post-miocène, ce bombement anticlinal se développait; l'oligocène disparaissait au centre et était relevé sur les bords. Le Trias montait plus haut et était injecté à des endroits nouveaux. Le contact entre l'Oligocène et son substratum se faisait anormal par une faille qui rejouait pendant l'extrusion progressive du Trias. Les phases tectoniques successives n'ont tout de même pas encore été datées par GOGUEL de manière précise.

Procédons maintenant à la description tectonique détaillée de notre région, au moyen de coupes géologiques, pour comparer ensuite sa structure générale à celle des régions voisines. En tenant compte des résultats obtenus, et eu égard à la position spéciale du Massif de Gigondas au point de vue stratigraphique, nous proposerons une hypothèse différente de l'origine du massif, fondée sur la théorie développée par DE SITTER en 1939 qui dit que la structure tectonique est souvent dans la dépendance directe de la structure primitive du bassin de sédimentation et à fortiori du faciès lithologique des sédiments et de leurs épaisseurs.

B. Description tectonique (voir. fig. 8).

Dans notre introduction, précédant la description stratigraphique, nous avons signalé déjà qu'une zone de dislocation importante divise le Massif en

deux parties distinctes, différentes au point de vue stratigraphique et tectonique, comme tous les auteurs l'ont décrit avant moi :

1. La région au N de cette dislocation jusqu'à Vaison, où le Crétacé plonge sous la molasse miocène, peut être considérée comme un grand bombement anticlinal d'axe N—S et un nombre de failles de direction SW—NE à SSW—NNE.

2. La région au S de cette zone est dominée complètement par l'extrusion diapire du Trias. Nous pouvons faire ici la subdivision suivante :

a. Dentelles de Gigondas, formées par un anticlinal de Tithonique avec une faille, de direction SW—NE, dans le noyau, jalonné par 2 synclinaux dans lesquels ont été conservés des restes du Néocomien (fig. 9).

b. Le centre du massif est constitué par une région surélevée, le plateau de St. Amand, qui sépare les Dentelles de la Chaîne des Arfuyen. Cette dernière possède une structure anticline, qui confine par l'intermédiaire d'une faille et d'un petit synclinal à la grande zone de dislocation SW—NE.

c. Au SE, à l'W du Barroux, se trouve le Massif de la Roque Alric, qui a une structure très compliquée, où l'on distingue encore un synclinal et deux anticlinaux, bien qu'elle soient déchiquetés par nombre de failles verticales de directions diverses.

d. Le massif du Barroux, formé par un anticlinal plongeant vers le SE sous le Tertiaire et plus au N par un synclinal, qu'on peut suivre vers l'W jusqu'à St. Hippolyte, le tout découpé par quelques failles SW—NE.

e. Puis, au NE et au SW du Trias extravasé, et au Barroux on trouve l'Oligocène redressé, au SW souvent vertical où quasi-vertical, parfois même renversé vers le SW.

f. Tout autour du massif se trouve le Miocène, dressé verticalement au SW à Gigondas et à l'W aux environs de Séguret.

1. Bombement anticlinal au Sud de Vaison.

Dans le grand bombement anticlinal au S de Vaison se laissent distinguer quelques anticlinaux et synclinaux, d'ordre plus petit, dont le plus important est l'anticlinal de Séguret (voir fig. 8 et les coupes 1—4 et 10, 12, 13).

L'axe de cet anticlinal est assez sinueux, mais la direction générale en est, sensiblement N—S; au SE de Sablet l'axe se détourne vers le SW, pour disparaître enfin au N de Gigondas sous le Tertiaire. Le noyau de cet anticlinal est constitué par le Barrémien assez dur dans le N, et par des marnes Néocomiennes plus tendres aux environs de Séguret, de sorte qu'on trouve là une inversion du relief. Les flancs sont formés de l'Aptien à l'E et au S, et du Cénomaniens au NW. Cet anticlinal est longé de côté et d'autre par 2 failles dirigées N—S. La plus occidentale, se divise en deux au N de Séguret et justement dans l'angle aiguë de cette bifurcation, les marnes albiennes se sont élevées.

Au S, où l'axe s'infléchit vers le SW il y a encore une petite faille, par laquelle se fait le contact anormal entre l'Aptien inf. et l'Aptien sup. Par la faille la plus orientale cet anticlinal limite une fosse de direction N—S, rembourrée au N par des marnes de l'Aptien sup.

Cette fosse ne se prolonge par très loin vers le S. Le rejet vertical des deux failles délimitantes diminue toujours en cette direction; les marnes de l'Aptien sup. disparaissent et enfin la structure passe au flanc normalement incliné vers l'E de l'anticlinal de Séguret (coupe 5).

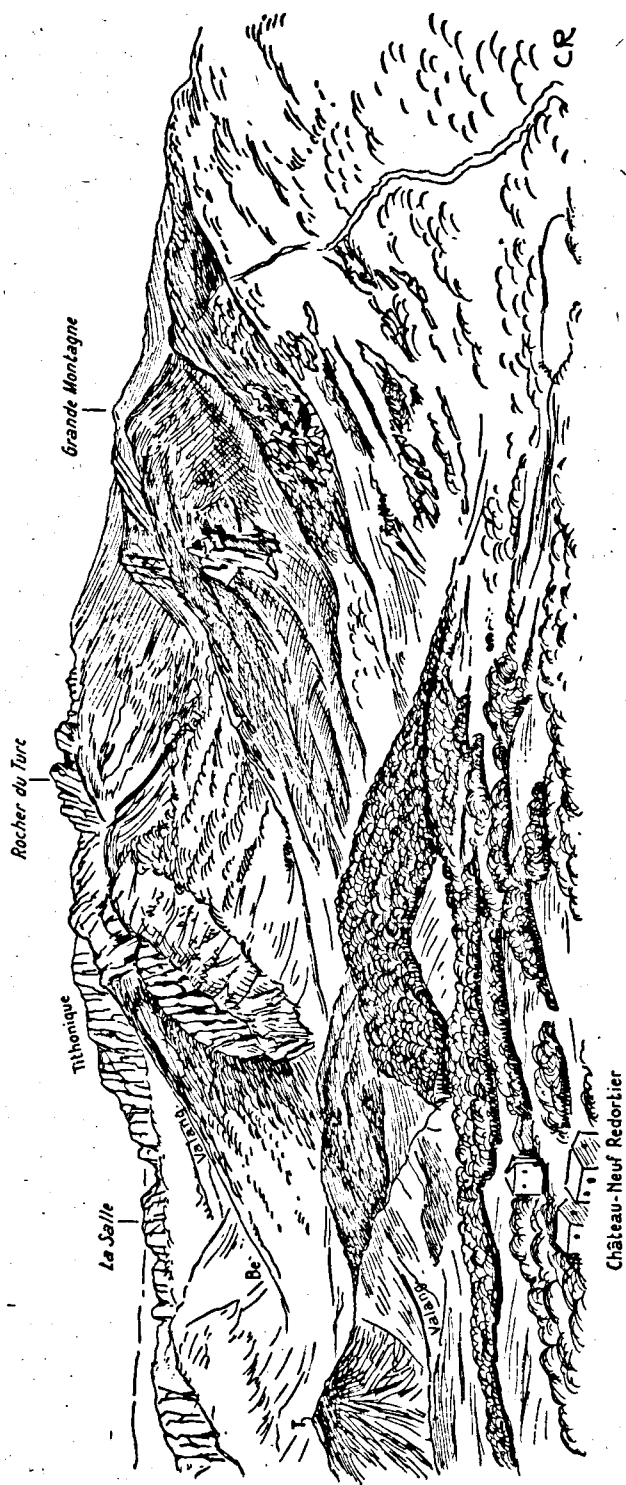


Fig. 9.
Vue du plateau de St. Armand à l'Ouest sur les Dentelles de Gigondas.
(Désigné après une foto par C. Roest).

A l'E de cette fosse se trouve un gonflement anticlinal très faible ou plutôt un plateau horizontal, formé par le Calcaire de Vaison. Seulement au S de Barbanot, où il est en contact anormal avec le Cénomaniens, ce calcaire forme un anticlinal (coupe 3).

La faille, par laquelle se fait ici le contact entre le Calcaire de Vaison et le Cénomaniens, commence à la ferme de Romane et se poursuit en direction NE, jusqu'au N de Crestet. Cette faille, qui a un rejet de quelques centaines de mètres ne se continue dans le Tertiaire que sur une distance de quelques m., comme une petite flexure. La même chose est vraie aussi pour la faille qui commence à Vaison et s'étend vers le S jusqu'à Barbanot.

Entre ces deux failles se trouve encore une troisième, formant en quelque sorte une structure en escalier avec une succession de contacts anormaux entre l'Aptien inf. et l'Aptien supérieur (coupe 2).

Vers l'E le Cénomaniens disparaît sous le miocène superposé en concordance. A mesure qu'on s'approche de la grande dislocation WSW—ENE l'influence de celle-ci se manifeste progressivement par des structures soit plus faibles, soit plus aiguës, orientées au même sens. Au S de la ferme la Verrière s'est développée une structure synclinale assez plate dans le Cénomaniens, qui est en contact anormal avec le Calcaire de Vaison par une faille parallèle à la grande dislocation SW—NE (coupe 7).

Vers l'W ce synclinal est tranché par la faille, qui s'étend entre la ferme de Romane et Crestet. La continuation de cette structure est retrouvée à l'W de la ferme de Romane (coupe 5):

Quoiqu'un coup d'oeil sur le croquis structural de la fig. 8 puisse donner l'impression qu'on a affaire ici à un décrochement transversal, rien ne nous a indiqué son existence sur le terrain.

Il est vraisemblable que des plissements différentiels se sont produits suivant un plan de dislocation préexistant; une telle structure a été décrite par GOGUEL aussi d'autre part dans les Chaînes Subalpines.

Au voisinage de la grande zone de dislocation le calcaire de Vaison et le Néocomien ont été redressés jusqu'à la verticale ou même renversés vers le NW. Une autre complication structurale se présente ici. Depuis Gigondas, où la bande néocomienne est coupée par une faille N—S, on rencontre un anticlinal pincé, flanqué de deux synclinaux resserrés, séparant l'anticlinal de Séguret du grand anticlinal chevauchant vers le NW.

Cette structure se fait suivre sur une grande distance vers le NE (coupes 13, 12, 10). Cependant au SE de l'usine de ciment on voit que la structure est déjà beaucoup moins accusée (coupe 10), pour passer enfin, au S de la ferme de Romane, à un flanc normalement incliné de l'anticlinal chevauchant en direction NW. Au S de la Verrière on voit la structure redevenir plus compliquée par l'apparition de la faille verticale susmentionnée, qui sert de contact anormal entre le Cénomaniens et le Calcaire de Vaison. Plus loin, au hameau du Cron, SE de la verrière, le Néocomien est plié encore en un anticlinal et un synclinal pincés (coupe 11).

Nous voyons donc partout dans la bordure Sud de la grande faille se produire des structures parallèles; des failles et des plis, qui sont déviés comme par ex. l'anticlinal de Séguret.

2. La région du Trias diapir.

a. *Dentelles de Gigondas.* Les „Dentelles” sont coupées par une bande mince de Trias et sur la tranche se sont produits plusieurs glissements du

Tithonique dans les marnes oxfordiennes (coupes 16, 17, 18). On voit ici le Tithonique comme une nombre de dolmen massifs se dresser verticalement sur les marnes oxfordiennes, sans rapport apparent, le Lusitanien faisant défaut.

La structure devient plus compliquée encore par une intrusion isolée de Trias au S de Gigondas. A l'E de cette intrusion se développe un petit anticlinal (coupe 17), tranché par une faille verticale de direction NE—SW. Une autre faille verticale sépare cet anticlinal des colonnes de Tithonique décrites toute à l'heure (coupe 18). A l'W de l'intrusion séparée de Trias se trouve un grand bloc de Néocomien, formé de calcaire-marneux et de marnes redressées perpendiculairement sans qu'on trouve une structure bien définie.

Il est clair qu'un tel encombrement de variations structurales, d'aspect chaotique dans l'ensemble, est le résultat de l'extrusion du Trias.

Au S des Florets on voit nettement le Tithonique chevauchant sur le Néocomien et dans le flanc SE de cet anticlinal chevauchant on trouve un petit anticlinal et un petit synclinal pincés (coupe 12 et 15), qui ne se détachent que sur quelques centaines de mètres, pour passer ensuite au flanc normalement incliné vers le SE. Cet anticlinal chevauchant en direction NW est coupé au SE de Gigondas par une faille NW—SE, par laquelle se fait le contact anormal entre le Tithonique et les marnes et marno-calcaires intensivement pliés du Lusitanien. Le flanc SE plonge à pic pour passer au flanc nord raide d'un synclinal, dont le flanc sud, à pente plus douce montre une succession normale d'Oxfordien, de Lusitanien et de Tithonique (coupe 16). Plus à l'E, ce flanc méridional passe au montant très rigide d'un anticlinal, dont le point culminant est le Rocher du Turc (630 m). Par le noyau de cet anticlinal passe une faille verticale suivant laquelle l'aile sud s'est effondrée (coupe 12 et 15). Cet anticlinal est bordé au S par un synclinal, dont la partie occidentale s'est affaissée par rapport à la partie orientale, donnant lieu à un contact anormal, de direction SW—NE, entre le Néocomien et le Berriasien. A l'W de ce contact le synclinal passe à un bombement anticlinal. A l'Ouest, ce bombement auge tithonique est partout en contact anormal avec des marnes oxfordiennes. En apparence le Tithonique repose en superposition normale sur l'Oxfordien, mais le Lusitanien fait partout défaut. Plus à l'E on retrouve partout le Lusitanien et la selle anticlinale tithonique n'existe plus.

On trouve là, au NW de Lafare la belle coupe stratigraphique depuis le Callovien jusqu'au Tithonique incl., que nous avons discutée dans le Chapitre premier sur la stratigraphie. Partant d'ici les marnes oxfordiennes et le Lusitanien dessinent un arc élargi autour des Dentelles jusqu'à un point à l'W de la Crête St. Amand où ils se collent au Tithonique en contact anormal par des failles N—S et SW—NE.

L'anticlinal tithonique central des „Dentelles”, culminent dans le Rocher du Turc, s'affaisse par une petite faille N—S à l'W de la ferme de Cassan et se continue comme un anticlinal couché de Berriasien (coupe 10). Plus au S un bloc redressé du Tithonique a été poussé sur le Berriasien (voir fig. 10). Cette structure est coupée à l'E par une faille droite SE—NW, suivant laquelle s'est produit un soulèvement de façon à ce que le Tithonique s'élève par dessus le Néocomien en formant ailes nord et sud d'une structure synclinale (coupe 9). Dans le Sud, le Tithonique couvre le Lusitanien en superposition normale, mais dans le Nord, le contact se fait par une faille SW—NE avec le Néocomien du flanc méridional du grand anticlinal chevauchant vers le NW.

b. *Crête de St. Amand*: Le plateau de St. Amand doit être considéré

comme une partie du grand anticlinal chevauchant vers le NW; cependant sa structure tectonique de par son caractère tout à fait particulier nous porte à traiter comme une unité indépendante.

Il a plutôt l'aspect d'un massif surélevé, composé de Portlandien dans sa partie haute, puis en-dessous de Kimmeridgien, de Lusitanien et d'Oxfordien, quelque peu poussé sur le Néocomien (coupe 5 et 8).

Les couches du Portlandien et du Kimmeridgien s'inclinent vers le SE et passent enfin à l'aile plongeant vers le S de l'anticlinal des Arfuyen. Depuis la ferme de la Font du Buis une faille s'étend vers le NE, la lèvre NW s'étant abaissée par rapport à la lèvre SE; s'est ainsi qu'un reste de Néocomien a été conservé (coupe 7).

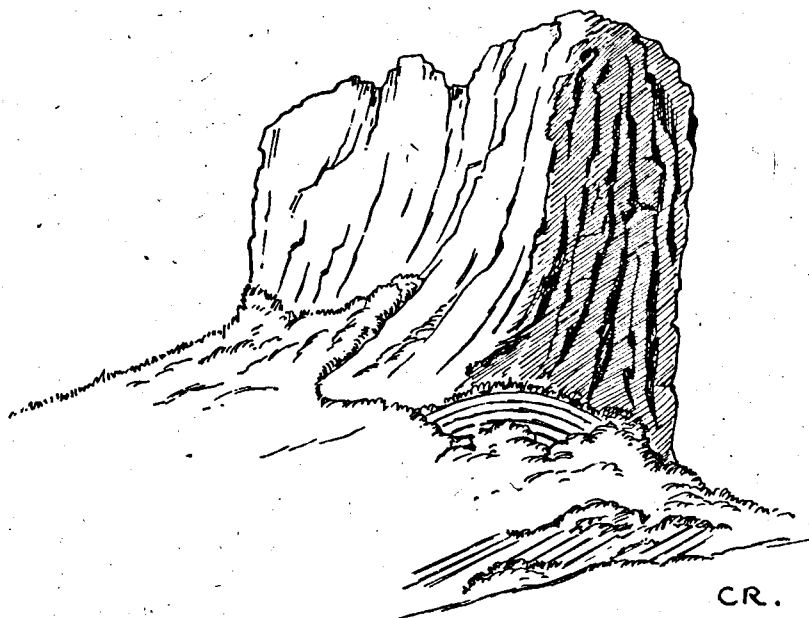


Fig. 10.

Un Bloc de calcaires massifs du Portlandien chevauché sur les bancs marnes calcaires du Berriasien au Sud de la ferme Cassan.

Une autre faille depuis la Font du Buis va en direction W—E formant le contact anormal entre le Portlandien et le Sannoisien.

La grande faille SW—NE, qui divise l'ensemble du massif en deux régions de nature si différente, montre, à la hauteur de la Crête St. Amand, une bifurcation, dont nous avons déjà discuté l'embranchement W, par lequel se fait le contact anormal entre l'Oxfordien et le Tithonique. L'embranchement oriental dirigé E—W séparé de manière nette le massif de la Crête St. Amand et le versant escarpé du flanc méridional de l'anticlinal des Arfuyen (coupe 7).

L'anticlinal des Arfuyen (coupe 11) s'étend à l'E de la Crête de St. Amand et forme la continuation du grand anticlinal situé au SW de cette crête. Plus à l'E l'axe de cet anticlinal dévie vers le NE. Il se trouve là également une faille, suivant laquelle le tronçon W s'est affaissé par rapport

au tronçon Est, de sorte qu'une mince bande de Néocomien a été conservé (coupe 4).

Vers l'E les couches portlandiennes plongent à pente rapide sous l'Helvétien. Comme nous avons eu déjà l'occasion de remarquer, le Tithonique du flanc sud des Arfuyen est en contact anormal avec l'Oligocène, mais ce contact de faille ne se poursuit vers l'W que sur quelques centaines de mètres. Au N du Degoutaud on voit de façon distincte que la partie supérieure de conglomérats sannoisiens repose normalement, bien que discordance, sur le Tithonique.

Dans le Cirque de St. Amand le contact entre le Sannoisien et le Mésozoïque se fait par une faille, qui ne pénètre pas le Burdigalien. C'est là une preuve évidente d'activité tectonique entre le Sannoisien et le Burdigalien. La discordance entre l'Oligocène et le Miocène apparaît aussi de manière très frappante ici. Les couches sannoisiennes s'inclinent à pente raide vers l'W tandis que la molasse miocène plonge vers l'E dans la direction de Malaucène.

C'est d'ailleurs l'unique endroit où on peut observer une discordance angulaire entre le Sannoisien et le Burdigalien; car 500 m. plus au S à côté de la ferme des Granges Rouges il n'y a plus aucune trace d'une telle discordance aussi peu qu'au SW à Vacqueras où le Tertiaire a l'apparence d'une série parfaitement concordante, dénoncée seulement par une lacune stratigraphique entre le Sannoisien et le Burdigalien ce qui indique une activité tectonique.

c. *Massif de la Rocque Alric* (coupes 6, 9, 10, 14).

On peut faire une subdivision de ce massif en:

1. Un synclinal, dont le flanc méridional, déversé vers le S, porte le hameau de la Rocque Alric même (coupe 14).

Au NE du hameau on trouve un certain nombre de failles orientées SW—NE et SE—NW, donnant lieu à une structure échelonnée (coupe 14, 9) génératrice de la morphologie capricieuse de ce massif. Des piliers formés de calcaire jurassien dur, dominant les marnes beaucoup plus tendres du Néocomien, creusées de ravins profonds.

2. Un anticlinal, qui atteint son point culminant au Rocher des 3 Evêques (coupe 6 et fig. 11) et dont le flanc méridional s'est affaissé à l'W suivant une faille. L'anticlinal est séparé par une zone surélevée de calcaires jurassiques du synclinal mentionné sous 1 (coupe 14).

3. Au NE du Rocher des 3 Evêques se trouve un grand bombement anticlinal, culminant dans le massif de Deveze. Dans l'aile nord-est de cet anticlinal, un affaissement s'est produit suivant une faille orientée N—S, par lequel une bande du Néocomien a été épargnée de l'érosion (coupe 6). Un synclinal, continuation du synclinal mentionné sous 1, dont le noyau est coupé par une faille N—S, le sépare de l'anticlinal du Rocher des trois Evêques.

Le massif de la Rocque Alric est séparé dans le S, par une bande intensivement pliée de marno-calcaires et de marnes néocomiennes, de la partie occidentale du massif du Barroux (coupes 9 à 12 incl.).

d. *Massif du Barroux* (coupes 7—13 incl.).

Ce massif est formé en grande partie de calcaires barrémiens durs. Nous pouvons distinguer ici un anticlinal et un synclinal. Au SW du Barroux l'anticlinal est pincé et une faille longitudinale coupe le noyau, composé de marnes néocomiennes, ce qui a causé une inversion du relief (coupe 7). Plus

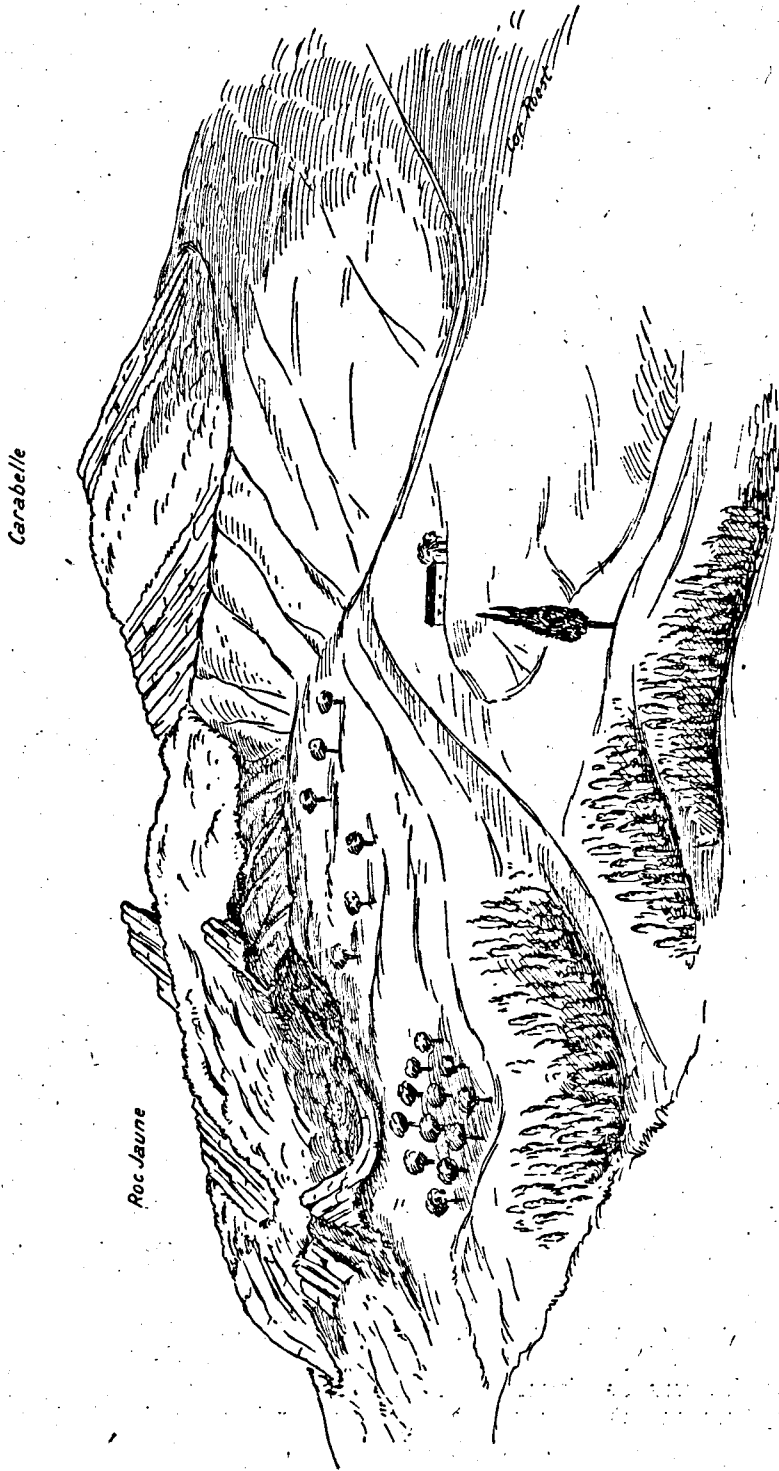


Fig. 11.
 Vue de Graveyron au Nord-Ouest sur l'anticlinal tithonique du Rocher des 3 Evêques.
 Au premier plan des marnes néocomiennes qui lentent par une faille au tithoniques.

au NE cet anticlinal est beaucoup plus large et plat, de même que vers le SW, où il disparaît sous le Burdigalien.

Au N de cet anticlinal se trouve un synclinal, sur l'aile nord duquel est situé le Barroux (coupe 7). Une faille SW—NE coupe le synclinal et au NE du Barroux on peut observer un contact anormal entre le Tithonique et les marnes du Néocomien. Cette bande tithonique vient se coincer vers le SW entre le Néocomien et cette faille. A l'W du Barroux le synclinal est deversé vers le SE (coupe 8). Plus à l'W encore, où il est recouvert en discordance par des époullis et par l'Helvétien, ce synclinal atteint une forme symétrique (coupes 9, 10).

Au N de St. Hippolyte l'aile sud perce l'Helvétien comme un nombre d'îlots isolés. L'aile nord y forme la crête du Graveyron. A l'W de St. Hippolyte ce synclinal est coupé par une faille SW—NE, qui est la cause du contact anormal entre le Barrémien et le Néocomien.

e. *Le Trias diapir.* La moitié méridionale du Massif de Gigondas peut être conçue comme une grande structure anticlinale, à noyau triasique diapir. L'axe de cet anticlinal est orientée SW—NE et plonge, vers le SW, comme vers le NE, sous l'Oligocène. Le contact du Trias avec les autres formations est partout anormal, abstraction faite du lambeau de Sannoisien superposé au Trias au S de Suzette. L'emplacement diapir du Trias s'accuse surtout nettement dans les coupes 5, 8, 9, 10.

A part de la masse principale il y a encore quelques plus petits intrusions du Trias, comme par ex. celle au S de Gigondas, qui a causé probablement la structure chaotique de la terminaison sud-ouest des dentelles. Puis, à l'E du Barroux se trouve une petite intrusion effilée de Trias, faisant partie de la faille, qui limite au Sud la fosse Sannoisienne (coupe 7,8). Enfin il y a encore une petite intrusion de Trias qui perce les marnes néocomiennes dans le Cirque de St. Amand.

f. *La tectonique du Tertiair.* La tectonique tertiaire est de beaucoup plus simple que celle du Secondaire. Dans le SW l'Oligocène, au voisinage du Trias, a été redressé jusqu'à la verticale ou même renversé vers le SW. Le contact avec le Trias est — on vient de le dire — partout anormal. Au SW de Gigondas l'Oligocène repose en superposition normale, bien que discordante, sur le Néocomien. L'Oligocène ici est couvert partout transgressivement par le Burdigalien. Cependant une discordance angulaire ne s'observe qu'en un seul point. Dans le SE le Sannoisien plié comme un synclinal plat, se trouve dans une fosse. Il couvre, au NW du Barroux, l'Oxfordien, le Tithonique et le Barrémien, normalement bien qu'en discordance distincte (coupe 8). Au voisinage du Trias l'aile nord de ce synclinal est pliée de façon à dégager un petit anticlinal, qui se colle en contact anormal au Trias.

Immédiatement à l'E du Barroux un petit lambeau du Burdigalien a subsisté, couvrant la faille entre le Sannoisien et le Néocomien. A l'W de Malaucène le Sannoisien plonge en général vers le NE sous le Burdigalien, excepté au Cirque de St. Amand où il forme un petit synclinal qui — comme nous l'avons remarqué plus haut — est couvert en discordance par le Burdigalien.

Le Miocène est disposé en guirlande autour du Massif tout entier. A aucun endroit ne se reflète une structure du mésozoïque dans le Miocène, si ce n'est aux environs de Vaison, au N de Crestet et à la partie NE de la Chaîne des Arfuyen, où il y eu des contre-coups le long des failles pré-existantes.

A un rayon d'1 km., autour du massif, le pendage des couches miocènes devient beaucoup moins rapide, souvent même elles sont horizontales.

Sur le pourtour de la partie septentrionale du Massif il n'y a pas de discordance angulaire percevable entre le Secondaire et le Miocène. Dans le S par contre la discordance est distincte, ce qui s'observe surtout de façon nette au N de la route, qui mène de Beaumes à St. Hippolyte, où les sables helvétiques inclinés à pente douce vers le S, reposent sur les formations intensivement pliées du Néocomien et du Barrémien.

C. L'Age des plissements.

Nous avons vu plus haut, lors de la description des coupes géologiques, qu'aucune structure du Secondaire ne se continue dans le Tertiaire. Certes, il s'est produit pendant la 2^{ème} phase alpine post-miocène, quelques rejeux légers des failles antérieures.

De plus nous avons constaté, que le Miocène forme une bande continue autour du Massif, et qu'un petit lambeau isolé repose sur le Portlandien du Plateau de St. Amand.

Le Burdigalien couvre transgressivement le Portlandien, différents étages du Crétacé inférieur, le Cénomaniens et le Sannoisien. La discordance angulaire entre le Burdigalien et le Mésozoïque, très distincte dans le Sud, n'est pas ou à peine percevable dans le Nord. Entre le Burdigalien et le Sannoisien la discordance angulaire est imperceptible, sauf au Cirque de St. Amand, où la faille qui cause le contact anormal entre le Sannoisien et le Mésozoïque, ne se poursuit pas plus loin dans le Tertiaire. Probablement une faille existait déjà là avant la déposition du Sannoisien et a rejoué entre le Sannoisien et le Burdigalien.

Le Sannoisien, de côté et d'autre du Trias, a été redressé verticalement; le contact se fait partout par une faille, excepté au Sud de Suzette, où un paquet mince de bancs de calcaire lacustre et des marnes rouges et vertes d'âge sannoisien reposent sur le Trias. Dans le Sud, au NW du Barroux, des conglomérats du Sannoisien reposent en superposition normale, bien qu'avec une discordance appréciable, et transgressivement sur une faille orientée N—S, qui amène le contact anormal du Tithonique avec l'Oxfordien. Au SW de Malaucène le Sannoisien repose sur le Portlandien. Ces observations sont en accord parfait avec celles de A. F. DE LAPPARENT, faites dans le bassin tertiaire de Visan, à l'E, et dans le bassin de Bédoin-Mormoiron au SE de notre région.

A Visan A. F. DE LAPPARENT rencontra du Sannoisien lacustre qui passe sans discontinuité au bassin sannoisien qui se trouve dans notre région, à l'W de Malaucène. Le Sannoisien à Visan est également couvert transgressivement par le Burdigalien marin, sans discordance angulaire apparente.

Dans le bassin de Bédoin-Mormoiron le Cénomaniens est recouvert par les grès versicolores de l'Eocène inf. et par des calcaires lacustres, avec silex, d'âge lutétien. (Eocène moyen).

Ils sont suivis d'un groupe de marnes, de calcaires lacustres et de gypse du Ludien — Oligocène inf.

GOGUEL observa à Crillon un certain nombre de failles de direction N—S, formées, selon lui, à une période mouvementée entre le Lutétien et le Ludien (plissement pyrenéo-provençal), mais qui ne correspondent pas à une phase orogénique intensive.

Au N de Crillon le Ludien — Oligocène inf. — passe à une masse

d'argiles rouges et de conglomérats à cailloux de calcaire, provenant vraisemblablement du Massif de Gigondas — qui existait déjà alors — et non du Ventoux, dont l'origine — d'après les recherches de A. F. DE LAPPARENT — ne remonte qu'aux temps post-miocènes.

Le Ludien-Oligocène inf. est suivi du Sannoisien, qui est couvert à son tour transgressivement par le Burdigalien.

Nous arrivons donc aux conclusions suivantes :

1. Le plissement le plus important s'est produit avant la déposition du Sannoisien; entre le Lutétien et le Ludien avec plus de précision. C'est la phase pyrénéo-provençale. Le Massif de Gigondas était formé alors et l'extrusion diapire du Trias avait commencé.

2. L'activité tectonique après la déposition du Sannoisien et avant la transgression du Burdigalien n'était que médiocre et n'apparaît que par la lacune stratigraphique, par la discordance évidente, au Cirque de St. Amand, entre le Sannoisien et le Burdigalien, et notamment par l'absence du Sannoisien au N de la grande zone de dislocation SW—NE.

3. La phase orogénique post-miocène amenait seulement un soulèvement général du Massif, de façon à former une voûte large, d'axe N—S; lors de ce mouvement, dans le N, le Miocène était redressé verticalement, par la montée progressive du Trias réactivé, et, dans le S, l'Oligocène était relevé de même.

D. Synthèse tectonique.

Pour la pleine compréhension de la tectonique du Massif de Gigondas, nous discuterons d'abord sa position générale par rapport aux régions avoisinantes, leurs points de contact et leurs différences, pour essayer ensuite d'expliquer la mode de formation du Massif (Voir fig. 12).

La grande faille SW—NE, qui divise le Massif en deux parties tellement divergentes, est le prolongement d'une zone de dislocation importante, qui sépare la crête de la Montagne de Bluye et la Montagne de Lure de la région intensivement pliée, plus au N.

La Montagne de Bluye et le Mt. Ventoux, situé plus au S ainsi que la Montagne de Lure sont formés de Crétacé inf. et constituent un complexe de régime monoclinale légèrement incliné vers le S (fig. 13 et 14).

Le Crétacé inf. est représenté ici par le Néocomien très puissant, et par le Barrémien et l'Aptien également très épais et à faciès urgonien.

La faille orientée E—W coïncide avec le bord sud de la „fosse vocontienne”, où le Crétacé inf. depuis une formation épaisse de plus de 1000 m., passe à une formation réduite jusqu'à env. 400 m. En direction S—W on peut retrouver cette dislocation sur la rive droite du Rhône, au NW d'Avignon, entre Pujaut et Nîmes, sous la forme d'un „fossé effondré”. Un fossé analogue se rencontre vers l'E dans le bassin de la Durance près Cavaillon. Ce fossé sépare les Alpilles des chaînes, passant plus à l'E, des Monts de Vaucluse, du Luberon et du Massif situé à l'E de Salon. Ces Chaînes ont été pliées dès la fin de l'Eocène. Bienqu'il y ait eu un soulèvement post-miocène, les plissements eocènes restent pourtant le mouvement le plus important. Aussi ces chaînes appartiennent — elles nettement à l'orogène provençal. Ce sont des rides, de direction E—W, peu marquantes et ce n'est que rarement que l'érosion les ait entamées plus profondément qu'au niveau du Jurassique supérieur. Au point de vue stratigraphique elles sont caractérisées surtout par le grand développement du Néocomien et de l'Urgonien.

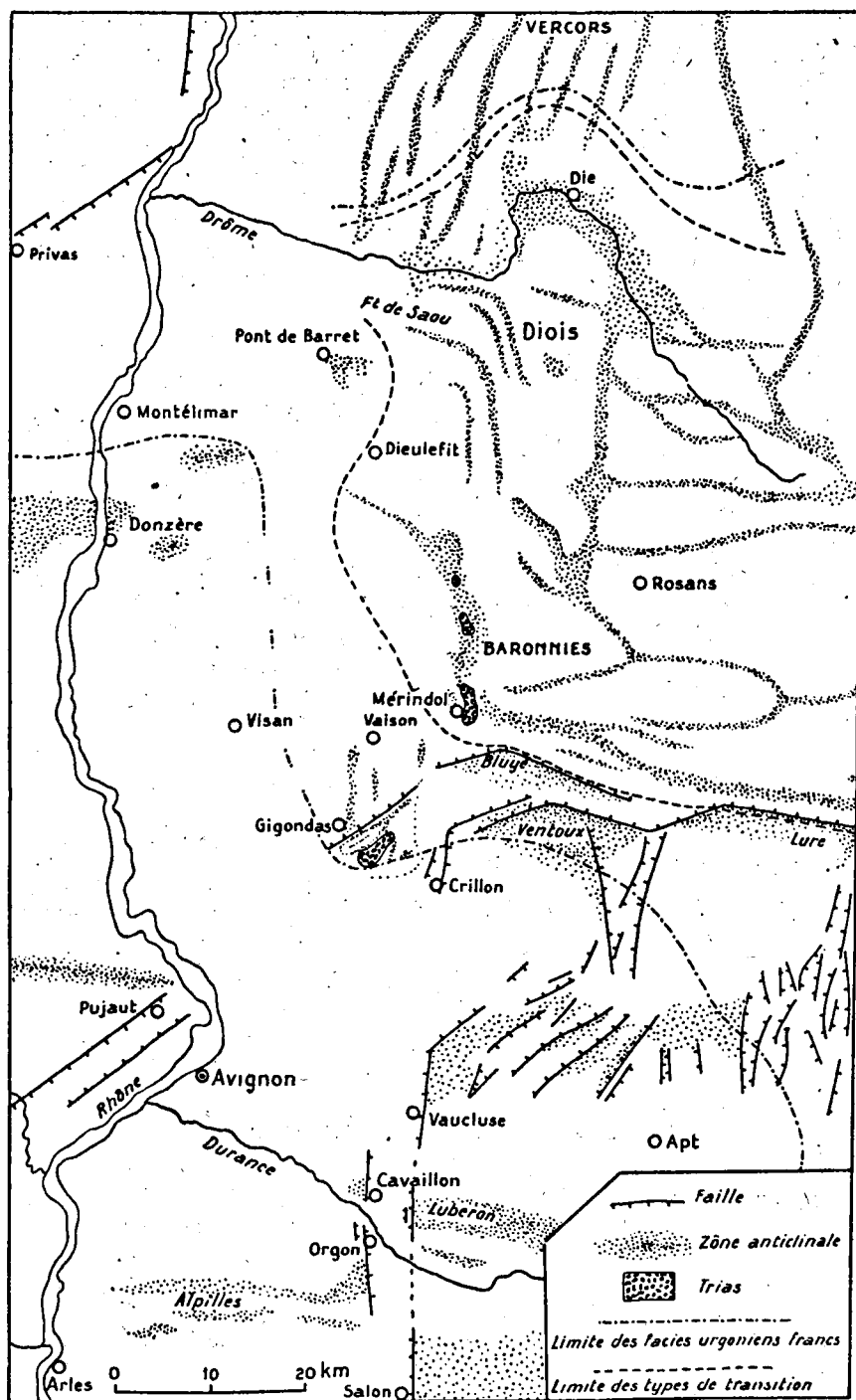


Fig. 12.
(d'après J. GOGUEL).

Il est intéressant aussi de noter ce que dit GOGUEL sur le rapport entre le Trias diapir de Gigondas et les fossés effondrés de Nîmes-Pujaut et de Cavaillon. Nous citons: „Malgré l'étendue des formations néogènes et quaternaires, les fossés effondrés de Salon-Cavaillon et de Nîmes-Pujaut paraissent constituer des traits fondamentaux de la basse vallée du Rhône, et la position du Trias diapir à leur intersection ne saurait être l'effet du hasard” *). Les fossés se sont formés à la fin d'Eocène, mais sans doute les failles limitantes ont rejoué à plusieurs reprises pendant les phases orogénique postérieures. Cela est déjà mis en évidence par le fait que la faille de Vaucluse est d'âge post-oligocène, tandis que celle de Luberon est post-miocène.

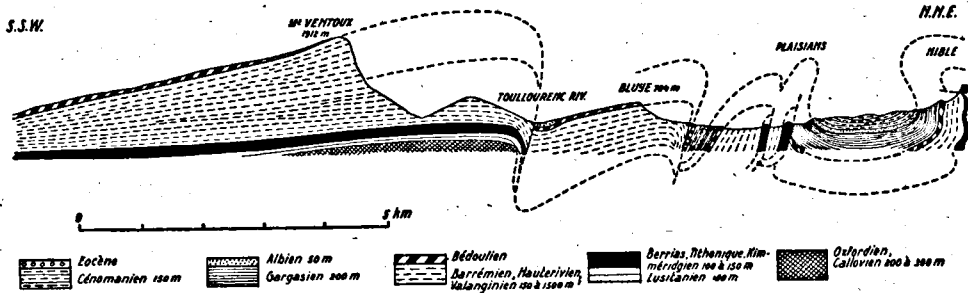


Fig. 13.

Profil du Mt. Ventoux et de la Montagne de Bluyes.

(d'après J. JUNG et H. ERHART).

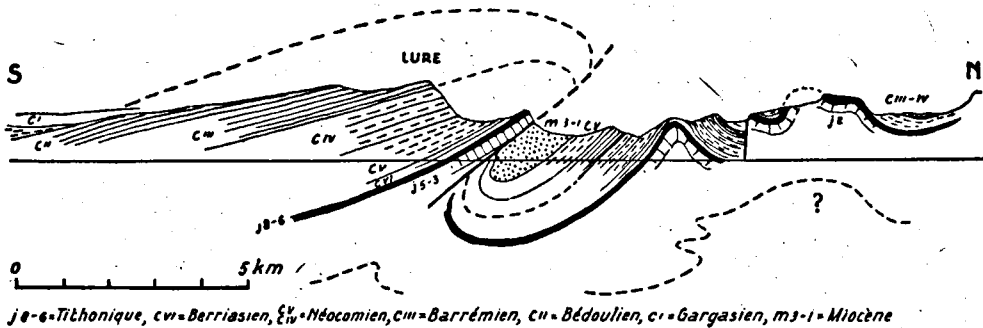


Fig. 14.

Profil de la Montagne de Lure (d'après J. GOGUEL).

La région des Baronnies et du Diois, qui s'étend au NE du Massif de Gigondas fait partie du domaine de la „fosse vocontienne” et se caractérise au point de vue stratigraphique par l'absence des masses puissantes de calcaires récifaux que l'on trouve tant dans le Ventoux que dans le Vercors. Au point de vue tectonique la région se distingue par ce que les plissements ne semblent pas avoir affecté des termes plus anciens que le Callovo-Oxfordien, à l'exception du Trias diapir. L'épaisse masse de marnes callovo-oxfordiennes

*) Remarques sur la tectonique du Massif de Gigondas et des régions voisines: Bull. S. G. F., 5ième série, p. 359, 1938.

a donné lieu à la disharmonie par rapport aux terrains antérieurs. Ce sont donc ici des plissements de couverture extrêmement superficiels.

Un autre trait caractéristique se manifeste par l'arrangement des accidents suivant deux directions perpendiculaires, ce qui a produit un quadrillage tectonique. Les plissements dirigés E—W ou ENE—WSW sont compliqués tandis que les accidents N—S sont relativement simples. D'après les dernières conceptions de GOGUEL, il y avait déjà des plis E—W ou ENE—WSW, moins accentués, avant la phase principale de compression miocène. Sous l'influence de la poussée alpine, dirigée NE—SW, ces plis, constituant des lignes de moindre résistance, rejoignent. Le mouvement n'étant pas normal à la direction de la poussée, cette déviation a été compensée par des failles de décrochement N—S, avec rejet horizontal relatif des lèvres orientales vers le S.

Un caractère distinctif de la région est en outre la présence de cuvettes synclinales, plus ou moins elliptiques, presque horizontales, séparées les unes des autres par des anticlinaux pincés, souvent disloqués, atteignant un grande complication, et chevauchant dans des directions opposées.

Dans la partie occidentale du Diois et des Baronnies le tableau change. On rencontre ici deux grands synclinaux de Crétacé supérieur, celui de Forêt de Saou et de Dieulefit. Ils sont limités chacun par un anticlinal orienté NW—SE de Jurassique, qui se courbent tous les deux vers le S et épousent les lignes tectoniques générales du Diois et des Baronnies. Du reste cette région est à peu près un pays tabulaire, ou bien elle se compose de bassins tertiaires, indépendants des synclinaux de Crétacé, à tel point que ceux-ci paraissent être formés avant l'Oligocène.

En général on peut dire que les plis E—W du Diois et des Baronnies se terminent de façon abrupt vers l'ouest, à l'endroit même de la limite occidentale de la fosse vocontienne.

Les caractéristiques du Massif de Gigondas, au point de vue tectonique et stratigraphique, comme en ce qui concerne sa position générale, peuvent être resumées de la façon suivante :

1. La partie septentrionale s'oppose à la partie méridionale par une différence frappante de stratigraphie et de tectonique.

2. La partie septentrionale est une région tabulaire, presque horizontale, formée exclusivement du Crétacé inf. et du Cénomaniens, avec un certain nombre de failles verticales N—S, et des plis peu intenses.

3. La partie méridionale est continuée par un ensemble d'anticlinaux et de synclinaux, de direction WSW—ENE, compliqués et disloqués à outrance, et se compose essentiellement du Trias diapir, du Jurassique sup. et de quelques lambeaux du Crétacé dans les synclinaux.

4. Le massif est situé sur la bordure sud de la fosse vocontienne (fig. 2) à l'endroit, où les masses épaisses de calcaires récifaux de l'Urgonien passent au Calcaire de Vaison, beaucoup plus mince et de faciès pélagique à Céphalopodes.

5. Le Sannoisien est présent uniquement dans la partie méridionale.

6. Le Miocène, dans le Nord, repose sur le Mésozoïque sans discordance angulaire appréciable; dans le Sud, par contre, la discordance angulaire est marquante.

7. La partie septentrionale, en somme, donne l'impression d'un plissement peu intensif, par opposition à la partie méridionale, qui montre l'effet d'un plissement très intensif.

Nous avons cru être à même d'expliquer l'origine de la structure typique

du Massif de Gigondas, en nous appuyant sur les idées, exposées par DE SITTER en 1939 et 1941.

DE SITTER fit remarquer que le caractère, tel qu'on l'observe à la sur-

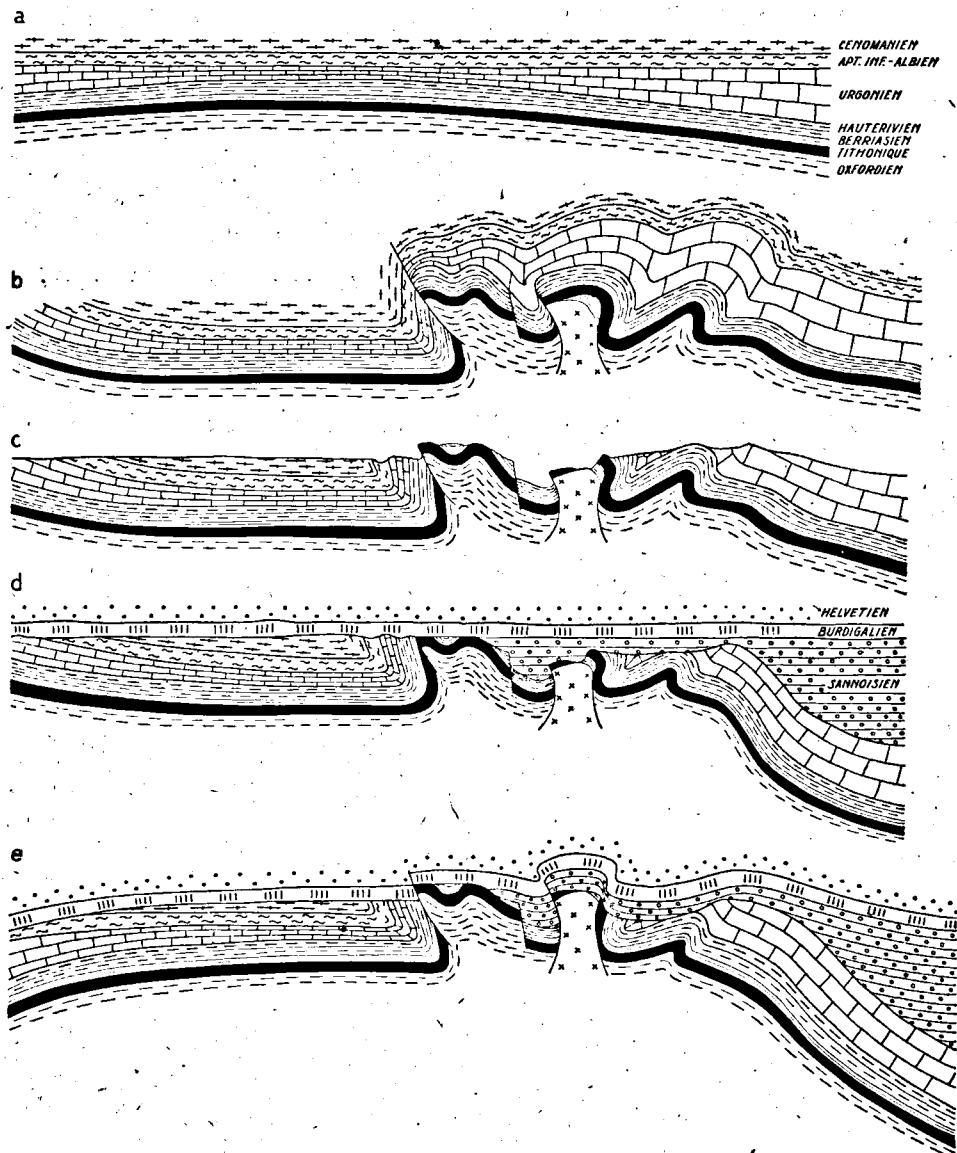


Fig. 15.

Coupes schématiques montrant la formation du massif de Gigondas.

face, d'une structure tectonique donnée, dépend largement de la profondeur, relative à l'envergure de l'accident, du niveau atteint par l'érosion.

De plus il démontra, que dans le cas d'un pli cylindrique, supposant une disposition élémentaire, uniformément concentrique des couches, des complications doivent se présenter dans le noyau par manque d'espace.

Puis, quand dans une série de sédiments, un des termes compétentes s'atténue en biseau, le plissement devient dissymétrique, le pli étant déjeté dans la direction de l'amincissement du terme.

Poussé à l'extrême un tel pli dissymétrique aboutit à un chevauchement.

Ces déductions, basées sur des considérations théoriques, ont pu être vérifiées par DE SITTER au moyen d'exemples pratiques.

Les remarques ci-dessus s'appliquent au Massif de Gigondas, en tant qu'il est situé à la bordure Sud de la fosse vocontienne, où les masses épaisses de l'Urgonien s'amincissent, jusqu'à passer au Calcaire de Vaison beaucoup plus mince.

Dans la figure 15a nous avons représenté schématiquement la situation comme elle était à la fin du Mésozoïque.

A la fin de l'Eocène, pendant la phase pyrenéo-provençale de plissement peu intense, se formait un large bombement anticlinal dissymétrique, le flanc le plus raide se trouvant là où l'épaisse masse urgonienne passe au Calcaire de Vaison plus mince. Finalement le pli déversé se développe jusqu'à former un pli-faille. Le Trias perce sa couverture en style éjectif, par suite du

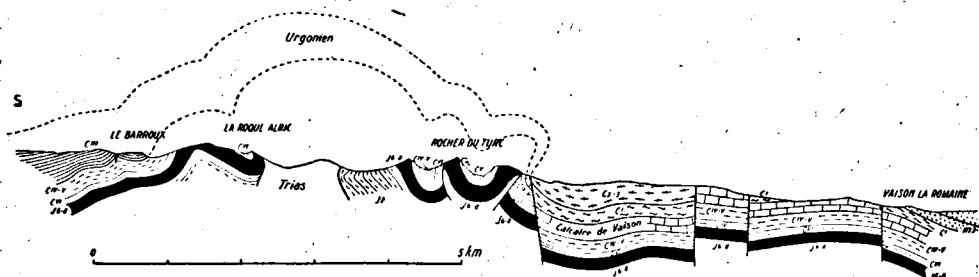


Fig. 16.

Profile du massif de Gigondas (schématisée).

manque d'espace dans le noyau, et le Tithonique, relativement mince mais résistant, est plié en anticlinaux et synclinaux pincés et disloqués entre les marnes exfordiennes et néocomiennes. Nous avons représenté cet état de choses en schéma dans la figure 15b.

Ensuite la structure était arasée jusqu'au noyau par l'érosion (fig. 15c). Puis la partie méridionale s'affaissait, donnant lieu à la formation d'un bassin sannoisien (fig. 15d) qui était confiné vers le N par le chaîne tithonique, constituée par les „Dentelles”, le Plateau de St. Amand et les Arfuyen.

La première phase alpine, post-sannoisienne mais pré-burdigalienne a, comme nous avons vu plus haut, à peine affecté le Massif de Gigondas.

Sur cette structure débordait la transgression miocène. Plus tard, lors de la 2^{ème} phase alpine post-miocène, le massif tout entier était soulevé, formant un dôme large, orienté N—S. Le Trias se poussait plus haut, de manière à ce que la partie méridionale était surélevée par rapport à la partie septentrionale et que le Sannoisien était redressé verticalement sur les bords du Trias (fig. 15e).

L'érosion a déblayé la couverture miocène, à l'exception d'un petit lambeau resté sur le plateau de St. Amand.

Vers l'E on peut suivre le pli chevauchant dirigé S—N tout le long de la bordure S de la „fosse vocontienne”, ce qui ressortit nettement quand on compare des coupes N—S du Massif de Gigondas (fig. 16) avec des coupes

N—S de la Montagne de Bluye, du Mt. Ventoux (fig. 13) et de la Montagne de Lure (fig. 14).

Le Massif de Gigondas est situé dans la zone limitrophe de deux régions orogéniques. L'orogénèse pyrénéo-provençale, à la fin de l'Eocène, formait les Pyrénées et, dans la Provence méridionale, les chaînes toute fois moins élevées du Luberon, des Alpilles, les Monts de Vaucluse, etc.

Au N de la Durance l'intensité diminue toujours, encore qu'elle fût capable de produire le pli-faille à l'emplacement du Massif de Gigondas et les plis E—W peu intensifs dans la région du Diois et des Baronnies. De plus elle mobilisait le Trias salifère, de sorte que celui-ci commençait à surgir.

La deuxième phase alpine est une phase de plissements intenses dans les Alpes proprement-dites. C'est aussi la phase la plus importante dans la région du Diois et des Baronnies.

Dans la région du Massif de Gigondas son effet s'était borné à la formation d'un voûte spacieuse orientée N—S, et à l'extrusion renforcée du Trias, au point d'intersection de cet accident post-miocène avec l'anticlinal antérieur pyrénéen.

IV. BIBLIOGRAPHIE DES OUVRAGES CONSULTÉS.

1. CAYEUX, L. — Causes Anciennes et Causes actuelles en géologie. Masson et Cie, 1941.
2. COMBALUZIER, C. — La Miocène de la Basse-Provence. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. no. 182, Tome XXXV, 1932.
3. GIGNOUX, M. — Géologie Stratigraphique, deuxième édition, 1936, Masson et Cie.
4. GIGNOUX, M. — Tectonique des terrains salifères. Centenaire de la Société Géologique de France, 1830—1930, Tome II, 1930, p. 329—360.
5. GIGNOUX, M. — Au sujet de la tectonique de la „formation de Suzette”. Bull. Soc. Géol. Fr. 4ième série, tome 23, 1923; Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de Fr. dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme, p. 539.
6. GIGNOUX, M. et AVNIMELECH, M. — Genèse de roches sédimentaires par „intrusion et éclatement”. Bull. Soc. Géol. Fr., Tome VII, Fasc. 1, 2 et 3, p. 27—33, 1937.
7. GIGNOUX, M. et MORET, L. — Anticlinal de Volx, Manosque et Forcalquier. Trav. Lab. Géol. Grenoble, Tome XV, 2ième fasc., 1930, p. 1—43.
8. GOGUEL, J. — Sur l'extension des faciès urgoniens. Bull. Soc. Géol. Fr., 5ième série, Tome II, 1932, p. 445—464.
9. GOGUEL, J. — Description Géologique du Luberon. Bull. Serv. Carte Géol. Fr. no. 186, Tome XXXVI, 1932.
10. GOGUEL, J. — Revision de la feuille de Forcalquier au 80 000. Bull. Serv. Carte Géol. no. 190, Tome XXXVIII, 1933, p. 129—158.
11. GOGUEL, J. — Remarques sur la tectonique du massif de Gigondas et des régions voisines. Bull. Soc. Géol. Fr. 5ième série, Tome VIII, 1933, p. 355—362.
12. GOGUEL, J. — Essai d'une synthèse tectonique de la Provence. Bull. Soc. Géol. Fr. 5ième série, Tome XIII, 1943, p. 367—382.
13. GOGUEL, J. — Description géologique des Alpilles. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 214, Tome XLIV, 1944.
14. GOGUEL, J. — Sur quelques accidents de la feuille de Die au 80 000. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 216, Tome XLV, 1944, p. 197—207.
15. GOGUEL, J. — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 215, Tome XLIV, 1944.
16. GOGUEL, J. — Sur les accidents tectonique de la Bordure occidentale du Diois. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 221, Tome XLVI, 1946, p. 149—166.
17. GOGUEL, J. — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 223, Tome XLVI, 1947.
18. GOGUEL, J. — Description tectonique de la Bordure des Alpes de la Bléone au Var. Thèse, Paris, 1936.
19. JACOB, CH. — Sur la position tectonique et sur l'origine des lambeaux visités de la formation de Suzette. Bull. Soc. Géol. Fr., 4ième série, Tome 23, 1923; Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. de Fr. dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme, p. 537.
20. JOLEAUD, L. — Sur la présence du Trias dans les montagnes de Gigondas (Vaucluse) et sur les phénomènes de charriage qui s'observent dans ce massif. Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Tome 145, 1907, p. 1233—1235.
21. JUNG, J. — Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales. Trav. Lab. Géol. de la Fac. des Sciences de l'Université de Grenoble, Tome XV, IIIième fasc., 1930, p. 61—82.
22. JUNG, J. et ERHART, H. — Structure géologique des Baronnies au Nord du Mt. Ventoux. Trav. Lab. Geol. Grenoble, Tome XVII, lière fasc., 1933, p. 48—57.
23. KILIAN, W. — Description géologique de la Montagne de Lure. Thèse, Paris, 1889.
24. KILIAN, W. — Sur la nappe de Suzette, compte rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. Fr. 1922, p. 112.
25. LAPPARENT, A. F. DE — Études géologique dans les Régions Provençales et Alpines entre le Var et la Durance. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., no. 198, Tome XL, 1938.
26. LAPPARENT, A. F. DE — Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette (Vaucluse) et de Propiac (Drôme). Bull. Soc. Géol. Fr., Tome X, 5ième série, 1940, p. 3—15.

27. LAPPARENT, A. F. DE — Les phases de plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. Bull. Soc. Géol. Fr. 5ième série, Tome II, 1941, p. 75—85.
28. LEENHARDT, F. — Étude géologique de la région du Mont Ventoux. Thèse, Paris et Montpellier, 1883.
29. PAQUIER, V. — Recherches géologiques sur le Diois et les Baronnies orientales. Thèse, Grenoble, 1900.
30. ROYER, L. — Les causes possibles de l'aspect bréchoïde de certaines roches. Bull. Soc. Géol. Fr. Tome VIII, Fasc. 1, 2, 1938, p. 37—41.
31. RUTTEN, M. — Actualism in Epeirogenetic Oceans. Geologie en Mijnbouw, no. 7, 1949.
32. STETTER, L. U. DE — The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure. Proceedings Kon. Ned. Akademie v. Wetenschappen, Vol. XLII, 1939, p. 412—430.
33. STETTER, L. U. DE — Tektoniek van eenvoudige structuren. E. J. Brill, Leiden, 1941.
34. TERMIER, P. et JOLEAUD, L. — Sur l'âge des phénomènes de charriage dans les montagnes de Gigondas (Vaucluse). Compte Rendu Ac. des Sc. Tome 172, p. 191 et p. 409, Tome 173, p. 1033 et p. 1303, 1921.
35. TERMIER, P. — Encore quelques mots sur la nappe de Suzette. Compte Rendu sommaire des séances de la Soc. Géol. de Fr., 1922, p. 166.
36. TERMIER, P. — La nappe de Suzette. Réunion extraordinaire de la Soc. Geol. de Fr. dans le Gard, le Vaucluse et la Drôme; Bull. Soc. Géol. Fr., 4ième série, Tome 23, 1923, p. 520.
37. TERMIER, P. — Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette. Bull. Soc. Géol. Fr., Tome 27, 4ième série, 1927, p. 57—76.

Het is goed te spelen, en te blijven spelen

Variatie op: "Nec lusisse pudet, sed
non incidere ludum"

(HORATIUS. Epistulae. I. 14)