



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional- Isère - Alpes françaises.

Jacques Bellamy

► **To cite this version:**

Jacques Bellamy. Contribution à l'étude géologique du Vercors septentrional- Isère - Alpes françaises..
Tectonique. Faculte des Sciences de l'Université de Grenoble, 1963. Français. NNT : . tel-00639641

HAL Id: tel-00639641

<https://theses.hal.science/tel-00639641>

Submitted on 9 Nov 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H E S E

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

Par Jacques BELLAMY

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DU VERCORS SEPTENTRIONAL - (Isère)

Grenoble Octobre 1963

Double
205.142
1963
22

Double
205142
1963
22

T H E S E
=====

présentée

A LA FACULTE DES SCIENCES DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE

Spécialité : GEOLOGIE DES CHAINES DE MONTAGNES

Par Jacques BELLAMY

CONTRIBUTION A L' ETUDE GEOLOGIQUE

DU VERCORS SEPTENTRIONAL

(Isère)

Soutenu le octobre 1963 devant la Commission d'Examen

- | | | |
|--------------------|---|------------|
| M. BARBIER | | Président |
| M. MICHEL |) | Examineurs |
| M. SARROT-REYNAULD | | |

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
UNIVERSITAIRE

TABLE DES MATIERES

Pages

AVANT-PROPOS

I N T R O D U C T I O N

I - Délimitation du sujet	1
II - Caractères géographiques du secteur étudié	1
III - Situation géologique	2

P R E M I E R E P A R T I E - S T R A T I G R A P H I E

HISTORIQUE DES RECHERCHES ENTREPRISES SUR LES TERRAINS AUTRES QUE LE CRETACE SUPERIEUR	3
STRATIGRAPHIE DES TERRAINS ANTE-TURONIEN	6
I - Le Crétacé inférieur - Hauterivien - Barrémien - Aptien à faciès urgonien	6
A - Le Perrelier	6
B - Les Gorges de la Bourne en amont de la Centrale électrique	7
Les formations dolomitique et urgonienne sur l'en- semble de notre terrain	9
1/ Le problème de la dolomie	9
2/ Les couches à Orbitolines intercalées dans l'Urgonien	10
3/ Age et épaisseur de ces formations	11
II - Le crétacé moyen - Aptien moyen et supérieur - Albien - Cénomanién	11
A - La zone supérieure à Orbitolines	11
B - Les calcarénites à entroques de la "lumachelle"	11
1/ Région des Plagneux	12
2/ Région de Bois Barbu	13
Age de la "lumachelle"	14

.../...

C - L'Albien	15
D - Le Cénomaniens	17
Conclusions sur l'ensemble du Crétacé moyen	17
 STRATIGRAPHIE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR	 19
I - Historique des recherches	19
II - Description stratigraphique	21
A - Flanc oriental du synclinal d'Autrans-Méaudre ..	23
1/ Ravin de Bellecombe	23
2/ Au S. de Bellecombe	27
3/ Région de Meillarot	28
4/ Gorges du Méaudret	29
5/ Gorges de la Bourne	29
B - Flanc occidental du synclinal d'Autrans-Méaudre	33
1/ Région de la Combe Gonnet	33
2/ Région de la Combe de l'Ange	34
3/ Région d'Achieux	35
4/ Région du Trou du Vau	36
5/ Région à l'E de la Combe du Furon	36
6/ Gorges du Méaudret	38
7/ Le Méaudret	39
C - Zones de la Haute Valette et du Plateau de Château Julien	40
1/ Haute Valette	40
2/ Plateau de Château Julien	41
III - La série du Crétacé supérieur sur l'ensemble de notre terrain	43
A - Caractères généraux	43
B - Influence des mouvements du fond de la mer et des courants	44
C - Présence des silex	45

.../...

D - Variation des épaisseurs	46
E - Age de la série	46
IV - Comparaison avec les autres régions du Vercors et avec le Diois et le Dévoluy	47
A - Le Vercors occidental et méridional - Le Diois et le Dévoluy	47
B - Le Vercors septentrional - Conclusions	48
 STRATIGRAPHIE DES TERRAINS TERTIAIRES	 51
I - l'Eocène	51
II - Le Miocène	52
 LE QUATERNAIRE	 54
I - Les éboulis et les glissements de terrain	54
II - Les terrains quaternaires de la région d'Autrans- Méaudre	55
III - Les terrains quaternaires au S. de Villard-de- Lans	56
 <u>DEUXIEME PARTIE - TECTONIQUE</u>	
 HISTORIQUE DES RECHERCHES	 57
DESCRIPTION TECTONIQUE	58
I - Tectonique sur l'ensemble du secteur	59
II - Description des ensembles tectoniques	61
A - Domaine sénonien et molassique au N des Gorges de la Bourne	61

.../...

1/ Zone anticlinale de Guiney-Meilliarot	61
2/ Flanc occidental du synclinal d'Autrans-Méaudre	63
3/ Pli chevauchant de Gros Martel	63
B - Domaine à prédominance urgonienne à l'W de la faille de la Goule Blanche	65
1/ Région des Gorges de la Bourne	65
a) Anticlinal de la Tende et ses structures annexes	66
b) Zone des chevauchements	67
2/ Forêt de Chalimont et Forêt de la Loubière ..	68
C - Domaine apto-albien à l'E de la faille de la Goule Blanche et synclinal de Villard-de-Lans ..	69
1/ Le domaine apto-albien à l'E de la faille de la Goule Blanche	69
2/ Le synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon ..	71
D - Domaine urgonien à l'E du synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon	72
1/ Partie septentrionale du domaine urgonien ..	73
2/ Partie méridionale du domaine urgonien	74
a) Synclinal des Deux Soeurs et son pli anticlinal annexe des Jaux	74
b) Plateau urgonien à l'W de l'anticlinal des Jaux	75

C O N C L U S I O N S

I - Stratigraphie	77
A - Histoire de la sédimentation	77
B - Conclusions et modifications d'ordre stratigraphique apportées à la carte géologique au 1/80 000e	78
C - Orientation des recherches ultérieures	80
II - Tectonique	80
A - Généralités	80

.../...

B - Les modifications tectoniques apportées à la carte au 1/80 000e	81
C - Conclusions et orientation des recherches ultérieures	83

BIBLIOGRAPHIE	84
---------------------	----

T A B L E D E S P L A N C H E S D U T E X T E *

	<u>Pages</u>
Pl. 1 Carte structurale schématique au 1/1 000 000e	2
Pl. 2 Division du Crétacé moyen en zones paléontologiques d'après Ch. JACOB	4
Le Crétacé moyen au voisinage de la Bourne d'après Ch. JACOB	
Pl. 3 Stratigraphie du Crétacé inférieur	7
Pl. 4 Croquis des Gorges de la Bourne en amont de la Grotte de la Goule Blanche	8
Pl. 5 Stratigraphie du Crétacé moyen	13
Pl. 6 Isopaques de l'Albien	15
Pl. 7 Zones d'affleurements du Crétacé moyen	16
Pl. 8 Isopoques du niveau sableux du Sénonien "S"	44
Pl. 9 Affleurements du Crétacé moyen et supérieur dans le Vercors, le Diois et le Dévoluy	47
Pl. 10 Coupe du Crétacé moyen et supérieur de Sassenage d'après l'étude de Mademoiselle ROUBICHOU	49
Pl. 11 Schéma structural du Vercors au 1/270 000e	57
Pl. 12 Coupes explicatives de la région de Gros Martel	65

* les numéros renvoient aux pages du texte qui suivent immédiatement les planches

.../...

T A B L E D E S P L A N C H E S H O R S - T E X T E
=====

- Pl. I Schéma montrant les variations de faciès d'E en W au
niveau de la Bourne dans le Crétacé moyen
- Pl. II Corrélation dans l'espace au niveau du Crétacé supérieur
- Pl. III Variation de faciès de l'Ensemble "A" du Sénonien de
Bellecombe
- Pl. IV Corrélation dans l'espace au niveau de l'Ensemble "S"
- Pl. V Tableau des assises constituant le Crétacé entre Grenoble
et Gap d'après P. LORY
- Pl. VI Schéma tectonique au 1/50 000e
- Pl. VII Coupes au 1/20 000e séries du N au S, d'Autrans aux
Gorges de la Bourne
- Pl. VIII Coupes au 1/20 000e séries du N au S, des Gorges de la
Bourne à Corrençon.

Carte géologique au 1/20 000e.



A V A N T - P R O P O S

Lorsqu'en 1961, Monsieur J. DEBELMAS me proposa plusieurs terrains de travail; dont le Vercors, je choisis sans hésiter ce dernier, tellement j'avais été enthousiasmé par sa beauté sauvage en le parcourant avec mes parents.

Et cette même année, au retour d'un stage de terrain effectué au Sud de Die, je choisis comme voie de retour la route traversant complètement le Vercors du Sud au Nord, du Col du Rousset à Sassenage. Le massif apparut à mes yeux de géologue sous un aspect nouveau. En effet, je m'aperçus que la couverture végétale très épaisse qui donne un charme particulier au Vercors, était un obstacle sérieux aux recherches géologiques.

C'est donc avec un inquiétude vite confirmée que j'attaquai le levé de la carte au 20.000e. Un obstacle nouveau se dressa constitué par le Sénonien qui compose presque la moitié de la surface étudiée. Les distinctions stratigraphiques admises jusqu'alors dans cet étage n'étaient pas valables en de nombreux points.

Au bout de trois mois de travail, je faillis abandonner, car je ne voyais aucun fil conducteur. Ce n'est que vers le milieu du second été que je découvris des bancs repères qui m'ont permis d'effectuer la stratigraphie du Sénonien, et aussi de définir la tectonique dans toutes les zones constituées de Sénonien.

Au fur et à mesure que se sont assemblées les pièces du puzzle, je me suis senti récompensé de la peine et des efforts opiniâtres qui m'avaient bien souvent paru inutiles.

C'est pourquoi je remercie Monsieur J. DEBELMAS de m'avoir accordé ce terrain qui a été pour moi une école de volonté et de persévérance. Sous sa direction, j'ai effectué des recherches, qui permettront, je l'espère, d'augmenter les connaissances sur la géologie du Vercors.

J'exprime toute ma reconnaissance à Monsieur le Doyen L. MORET qui m'a toujours accueilli d'une manière affable, et dont les conseils m'ont été précieux.

Que Monsieur R. BARBIER trouve ici toute ma gratitude pour l'aide qu'il m'a apportée dans l'étude de la région de Villard de Lans.

Je tiens à remercier le Laboratoire de Géologie de Grenoble, et spécialement MM. R. MICHEL et J. SARROT-REYNAULD pour l'intérêt porté à mes travaux, et l'aide technique considérable qu'ils m'ont apportée. Je dois en particulier à Messieurs J. PERRIAUX, J.P. THIEULOY et P. VIALON d'avoir pu étudier mes lames minces d'une façon satisfaisante.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance profonde à Monsieur J. SIGAL qui a été mon professeur à l'E.N.S.P.M.. Pendant la préparation de ma thèse, il s'est chargé de faire effectuer des lames minces à l'I.F.P. et a effectué la détermination de certains organismes : Orbitoïdes et Globotruncana.

Je remercie aussi le Service de la Carte Géologique de la France en la personne de Monsieur J. GOGUEL qui a bien voulu m'accepter comme collaborateur auxiliaire et m'a fourni une aide matérielle qui est venue bien à propos.

Je ne saurais oublier Madame S. FREINEX et Monsieur J.C. FISCHER de l'Institut de Paléontologie de Paris, qui se sont occupés de la détermination des Pycnodontes du Sénonien.

Je suis très reconnaissant à toute la famille de l'Hôtel D. BLANC de Méaudre, chez qui j'ai logé pendant la première partie de mon séjour dans le Vercors, et où j'ai trouvé une ambiance réconfortante malgré le décès qui les avait profondément affligés.

Je tiens à remercier la famille P. MAGNAT de Bois Barbu qui m'a logé au début de mon dernier séjour, et la famille J. LAFORET qui m'a offert l'hospitalité lors de mes derniers levés.

°
° °

CONTRIBUTION A L' ETUDE GEOLOGIQUE

DU VERCORS SEPTENTRIONAL

(Isère)

- I N T R O D U C T I O N -

I - DELIMITATION du SUJET -

Nous avons eu à effectuer les levés des cartes au 20.000e concernant la région du Vercors comprise entre les limites suivantes :

- . au N une ligne E W passant à 400 m environ au N d'Autrans ;
- . à l'W les falaises limitant à l'E le Synclinal de Rencurel ;
- . au S une ligne E W passant à Corrençon, puis une ligne de direction variable, d'abord grossièrement N S en suivant les Rochers de Combeaueux, puis E W de la Petite Moucherolle à la Grande Moucherolle.
- . à l'E la limite suit le bord W du ravin de la Fauge jusqu'à Villard de Lans, puis le bord de la vallée de Villard de Lans jusqu'à Bouilly, enfin les falaises limitant à l'E la Forêt de Guiney.

Nous avons employé les cartes au 20.000e : Vif 1-2 et Vif 5-6. Les cartes Vif 3-4 et Vif 7-8 nous ont servi pour l'extrême bord oriental de notre terrain.

Nous n'avions au départ qu'un levé géologique normal à effectuer sans problème particulier, mais nous avons été amenés à étudier la stratigraphie du Sénonien, et aussi celle d'une partie du Crétacé inférieur dans les Gorges de la Bourne.

D'autre part, notre étude de la tectonique de la région de Valchevrière et de Gros Martel a modifié en partie le tracé des accidents sur la dernière édition de la carte de Vizille.

II - CARACTERES GEOGRAPHIQUES DU SECTEUR ETUDIE -

Grâce à une forte humidité, le règne de la végétation est prépondérant, forêts et prairies se disputant le terrain. "Le paysage forestier est obsédant en Vercors septentrional, drapant toutes les croupes anticlinales, envahissant même les synclinaux dès que le fond se relève, ne libérant que les hautes terres au-dessus de 1600-1700 mètres ou les fonds aménagés par l'homme" écrit en 1938 R. BLANCHARD dans son ouvrage sur les Alpes occidentales. Et de fait, les arbres s'implantent sur toutes les pentes, même les plus fortes. Certaines zones sont envahies à tel point par la forêt que des falaises sont parfois totalement masquées quand leur hauteur est faible.

Il nous est arrivé de cheminer à une distance de 30 m du pied d'une falaise d'une dizaine de mètres de hauteur sans l'apercevoir. Elle ne s'est révélée à nous que dans une trouée, et à une distance de 15 m environ (photo 1).

Les grandes falaises des Gorges de la Bourne et de la Haute Valette, livrent une lutte serrée à la forêt qui s'incruste, dès que la pente n'est pas verticale. Un tapis végétal tenace l'accompagne, et masque parfois les affleurements dans les zones abruptes (photo 2). Ce tapis végétal joue un rôle prépondérant dans les zones de prairies, et suit sans discontinuité les courbes de terrain. Les calcaires affleurent alors timidement au voisinage des arbres dans les pentes assez fortes (photo 3) ou en profitant des travaux effectués par l'homme (photo 4).

Heureusement, il reste de beaux affleurements au bord des routes, notamment dans le cirque de Bellecombe, dans toutes les gorges entaillées par les cours d'eau, et dans la plupart des grandes falaises urgoniennes et sénoniennes.

Dans ce Vercors septentrional, le cheminement des eaux se fait surtout de façon souterraine, et les réseaux obscurs et compliqués de galeries et de puits sont très fréquents. Ils offrent souvent des décors somptueux comme la grotte des Merveilleuses dans la Tende et apportent parfois une aide précieuse au géologue. Tel est le cas du Trou qui souffle au N W de Méandre qui m'a permis la traversée du Sénonien et aussi celui du Trou de l'Enfer au N W de Gros Martel qui m'a livré le passage d'un pli faille important.

III - SITUATION GEOLOGIQUE (Pl. I) -

Située à l'W de la chaîne de Belledonne et de son prolongement vers le S (Dôme de la Mure), la partie septentrionale du Vercors représente comme la Chartreuse la couverture sédimentaire décollée des massifs cristallins externes. Ce déplacement vers l'W se traduit par des plis couchés vers l'W sur le bord oriental du Vercors, puis par des chevauchements à traînages de moins en moins intenses vers l'W. L'ensemble des plis vient en effet buter sur les formations tertiaires épaisses du bassin de Valence.

Du N au S s'estompe le style tectonique en pli-failles de la Chartreuse, c'est ainsi que le pli-faille de Voreppe passe dans le Vercors à un repli régulier au S de St Martin en Vercors. La partie méridionale du Vercors est caractérisée par des replis réguliers et par de grandes cassures affectant l'Urgonien. Ce style tectonique change totalement dans le Diois par suite de la disparition stratigraphique des calcaires compacts à faciès urgonien.

Les faciès sédimentaires sont caractéristiques des chaînes subalpines septentrionales, à part le bord extrême nord-ouest qui appartient encore à la zone jurassienne.

- PREMIERE PARTIE -

STRATIGRAPHIE

Les terrains que nous avons rencontrés vont de l'Hauterivien à l'époque actuelle, mais les derniers étages dont les surfaces d'affleurement sont les plus étendues, sont sans conteste l'Urgonien et le Sénonien. C'est la stratigraphie de ce dernier qui nous a opposé le plus de difficultés à cause de la monotonie de la plupart de ses faciès, et nous décrirons plus loin dans cet ouvrage les recherches qui ont été entreprises sur le Sénonien depuis une centaine d'années, et l'essai de stratigraphie que nous avons effectué.

HISTORIQUE DES RECHERCHES ENTREPRISES SUR LES TERRAINS AUTRES
QUE LE CRETACE SUPERIEUR

C'est en 1850 que d'ORBIGNY divise le Crétacé de la manière suivante :

- . Craie blanche correspondant approximativement au Sénonien
- . Craie chloritée { Turonien
 Cénomanién
- . Gault
- . Néocomien

En 1851, Ch. LORY découvre dans les calcaires à "Caprotina ammonia" du Néocomien supérieur des chaînes subalpines des bancs dolomitiques en liaison, selon lui, avec la présence de polypiers. Il indique l'existence des marnes inférieures et supérieures à "Orbitolites", place dans le Gault des calcaires lumachelliques et une mince couche à moules de fossiles usés et roulés, et dans la Craie chloritée les couches sableuses qui suivent.

Les levés de Ch. LORY, puis de P. LORY, V. PAQUIER, W. KILIAN, permettent en 1900 à W. KILIAN d'établir un tableau cohérent de la série sédimentaire dans les chaînes subalpines des environs de Grenoble (38) et à P. LORY d'effectuer le tableau des assises constituant le Crétacé entre Grenoble et Gap (38). Ce même auteur, l'année suivante, montre une différenciation de la partie occidentale du Vercors par rapport au reste du massif : les mouvements antésénoniens y ont été moins insensibles et les affaissements plus tardifs et plus lents (45). Ces résultats vont servir de base aux recherches ultérieures. A partir de cette époque, seuls le Barrémien inférieur et la base du Crétacé moyen vont subir des modifications importantes. De nombreuses précisions, notamment d'ordre paléontologique, seront apportées de 1905 à 1907 par V. PAQUIER et surtout par Ch. JACOB.

En 1905, V. PAQUIER découvre au lieu-dit les "Plaignieux" à l'W d'Autrans, une lentille très épaisse (100 m) d'argiles rouges à débris de la zone supérieure à Orbitolines et de marnes gréseuses à Discoïdes décoratus, lentille qu'il rapporte à l'Albien (63) puis à l'Aptien (64). Le fait qu'au N de ce gisement, la lumachelle repose directement sur la surface urgonienne ravinée et criblée de trous de pholades, lui indique que des dislocations importantes ont dû se produire avant le dépôt de cette lumachelle.

Cette même année, Ch. JACOB étudiant les couches à Orbitolines du Vercors, les trouve intercalées dans l'Urgonien ou transgressives sur cet étage. Ces couches s'ensablent à la limite N du Diois. Il fait correspondre la lumachelle au niveau de Clansayes et lui donne la valeur d'un épisode zoogène de la bordure préalablement ensablée du géosynclinal subalpin (28).

Il poursuit son étude du Crétacé moyen dans les Alpes françaises, et en 1907, présente, à l'occasion de la soutenance de sa thèse de Doctorat, une division de l'Aptien, de l'Albien et du Cénomani en six zones paléontologiques qu'il retrouve dans le Vercors (Pl.2). Ces zones sont séparées les unes des autres par des mouvements orogéniques, mouvements d'oscillation de la mer, qui ont surtout joué à partir du sommet de l'Aptien. La lumachelle (niveau de Clansayes) est rattachée à l'Albien par l'auteur. Celui-ci indique, d'autre part, que la mer du Cénomani a parfois remanié plusieurs couches albiennes, notamment dans le gisement des Près de Rencurel. Ces couches albiennes reprises au Cénomani, contiennent des fossiles phosphatés remaniés de plusieurs zones de l'Albien ((30) p.205) que l'on retrouve dans des niveaux de base du Sénonien de la région de Sassenage ((30) p. 201).

Pendant un peu plus de vingt ans, la seule étude nouvelle effectuée est celle des terrains quaternaires par A. ALLIX qui, en 1914, examine la morphologie glaciaire en Vercors.

Puis en 1933, la partie inférieure de l'Urgonien révèle dans les Montagnes de Lans, des niveaux dolomitiques qui envahissent la plus grande partie de l'étage vers le col de l'Arc, et F. JACQUET remarque l'abondance des polypiers qui forment parfois de véritables récifs.

Le Crétacé moyen est de nouveau examiné par M. BREISTOFFER qui, en 1936, date, dans la Chartreuse, la lumachelle de l'Aptien puis confirme paléontologiquement en 1939 (5), les idées de Ch. JACOB sur le remaniement au Cénomani de plusieurs zones albiennes dans la région de Rencurel.

En 1945, J. GOGUEL signale dans l'Urgonien des Gorges de la Bourne, la présence de trois vires marneuses contenant des Orbitolines. Ces vires se retrouvent en nombre considérable et alternant avec des couches à Requienias, dans la région de la Grande Moucherolle au S de Villard de Lans. Selon cet auteur, il n'y a aucun critère permettant de fixer avec précision la limite Hauterivien-Barrémien, ni la limite Barrémien-Aptien.

En 1950, un dédoublement de la "lumachelle" est découvert par R. BARBIER qui, remontant vers le S le petit ravin aboutissant aux Ravix dans le cours supérieur de la Bourne, rencontre de nouveau le faciès des calcarénites à entroques, après avoir traversé la "lumachelle" puis les marnes à Orbitolines.

Enfin en 1961, une étude de D. BULLIERE sur la bordure orientale du Vercors, au S du Cornafion, montre la disposition nette en lentilles des niveaux dolomitiques du Barrémien inférieur.

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS ANTE-TURONIEN

I - LE CRETACE INFÉRIEUR : HAUTERIVIEN - BARREMIEN - APTIEN A FACIES URGONIEN

Ces étages sont composés des terrains suivants, de la base au sommet de la série :

- . Calcaires argileux à Spatangues
- . Ensemble dolomitique
- . Ensemble urgonien

Les couches hauteriviennes inférieures aux marnes à Spatangues affleurent de façon assez médiocre dans le coeur de l'anticlinal de la Basse Valette.

Elles se présentent sous la forme de calcaires argileux grisâtres, à patine jaunâtre, en bancs épais, alternant avec des marnes de même couleur. Le sommet de ces formations contient des Echinodermes et constitue les Calcaires argileux à Spatangues.

Les trois ensembles affleurent en continuité l'un avec l'autre dans les Gorges de la Bourne : au Perrelier et en amont de la centrale électrique.

A) Le Perrelier

Le bloc calcaire massif qui porte ce nom, constitue la retombée occidentale parfois laminée de l'anticlinal de la Basse Valette. Au voisinage immédiat de la Bourne, on voit les couches du flanc occidental de cet anticlinal amorcer un pli brusque et devenir horizontales. Dans cette zone, les épaisseurs sont mieux conservées. Nous avons fait la coupe de ce massif en partant de la maison située le plus en aval dans la Basse Valette, et en suivant la route de la Balme de Rencurel jusqu'au niveau marneux dolomitique séparant les deux horizons dolomitiques. A partir de cet endroit, nous avons gravi l'arête S du Perrelier jusqu'à la côte I 030. Nous donnons cette coupe sous forme de log stratigraphique (Pl. 3) (1)

(1) Les figurés des logs et des coupes correspondent à l'"Essai de normalisation des figures et des signes conventionnels pour logs et cartes" établi par la Chambre Syndicale de la recherche et production du pétrole et du gaz naturel.

La succession lithologique est la suivante à partir de la base :

1°) - Ensemble calcaréo-argileux

- a) alternance de bancs de 10-30 cm d'un calcaire argileux très finement grumeleux, à patine jaunâtre, à camure bleuâtre, et de marnes de même couleur. Ces couches contiennent des Spatangues (Toxaster amplus) et de rares Panopes.
- b) banc massif de 7-8 m d'épaisseur formé d'un calcaire compact gris bleuâtre clair, d'allure un peu saccharoïde. Au point de vue micrographique, c'est une calcarénite (1) fine d'allure microbrechique à ciment cryptocristallin assez argileux ou calcitique grenu, qui contient, outre de nombreux débris calcitiques inidentifiables, des Miliolidés et des débris d'Echinodermes.

2°) - Ensemble dolomitique (160 m)

- a) horizon dolomitique inférieur (40 m) : calcaires dolomitisés à divers degrés avec passées de dolomies massives sans stratification.
- b) niveau peu compact (6m) de calcaires argileux plus ou moins dolomitiques à passées marneuses contenant des Spatangues (Toxaster sp.) Le passage aux formations sous-jacentes et sus-jacentes n'est pas franc, ce niveau devenant de plus en plus dolomitique vers ces formations.
- c) horizon dolomitique supérieur (110-120 m) : calcaires dolomitiques et dolomies contenant des zones de calcaires graveleux à patine gris-clair et cassure café au lait. Le macrofaciès de ces calcaires graveleux est celui des calcaires urgoniens situés plus haut stratigraphiquement.

3°) - Ensemble urgonien

Calcaires compacts en bancs massifs où la stratification est peu visible. Ce sont des calcaires graveleux à patine claire, à cassure café au lait contenant des Miliolites et des zones à Rudistes. Cet ensemble admet des passées de brèches monogéniques, et une passée importante de couches de calcaires argileux peu compacts à Orbitolines, contenant des lentilles de calcaires graveleux jaunes-rougeâtres plus compacts. Ces couches à Orbitolines ont une épaisseur de 4-5 m et se trouvent à environ 130 m au-dessus de la base de l'ensemble urgonien. Le haut de l'Urgonien est décapé par l'érosion ou affecté de fractures et de plis qui rendent difficile l'étude de la stratigraphie.

B) Les gorges de la Bourne, en amont de la Centrale Electrique

Elles sont entaillées dans les ensembles que nous venons de décrire, mais la fréquence des accidents tectoniques ne nous a pas permis d'établir une coupe d'une seule pièce.

(1) Calcarénite : roche calcaire, detritique ou non, dont la taille des éléments dominants se situe entre 2 mm et 64 microns.

On rencontre les calcaires argileux à Spatangues sur la route de St. Julien-en-Vercors, en aval du Pont de la Goule Noire; la partie supérieure de ces calcaires est formée sur quelques mètres, de bancs compacts de calcarénites argileuses à Spatangues.

En remontant la route vers le Pont de la Goule Noire, on traverse l'horizon dolomitique inférieur épais de 40 m. puis le niveau de calcaires argileux dolomitiques bien lités, passant à l'horizon dolomitique supérieur par des calcaires de plus en plus dolomitiques où le litage devient de moins en moins net, et finit par disparaître.

Cet horizon dolomitique contient des passées de calcaires graveleux à faciès urgonien encadrés de bancs de calcaire dolomitique bien lité, puis de dolomies sans stratification. Il existe une passée de ce type au-dessus du tunnel à l'W du Pont de la Goule Noire (photo 5).

Au débouché de la Combe des Ranchoux, on arrive aux calcaires urgoniens francs affectés de nombreux accidents jusque vers l'Abri en amont du Pont de Valchevrière.

Il existe, à cet endroit, un affleurement de calcaires argileux peu compacts de couleur gris-jaunâtre qui se révèlent très dolomitiques micrographiquement. Ils butent vers l'aval sur des dolomies à patine sombre par l'intermédiaire d'un plan de chevauchement qui se retrouve de l'autre côté de la Bourne, en rive gauche. Nous avons rapporté ces calcaires argileux au niveau moyen de l'Ensemble dolomitique et non à l'Hauterivien, étage auquel ils étaient rapportés jusqu'à présent.

L'horizon dolomitique supérieur se suit vers l'E jusqu'à la faille de la Goule Blanche. Il contient toujours des passées non dolomitiques de calcaires à faciès urgonien, qui semblent affleurer en lentilles, pour autant que les éboulis ou la végétation ne les masquent pas (photo 6).

Le passage à l'Ensemble urgonien est progressif, et son plan moyen est assez quelconque par rapport à la stratification (Pl. 3'). Au point de vue micrographique, il s'agit d'un calcaire graveleux à éléments de la taille des calcarénites représentés surtout par des débris d'Echinodermes, le ciment est formé de cristaux de calcite et de dolomite microgrenus, ces derniers étant reconnaissables à leur forme en losange et aux nombreuses inclusions dans la région centrale. Il existe des zones assez argileuses où se forment, de préférence, des cristaux grenus de dolomite. (Microphoto 1)

L'Ensemble urgonien a été étudié dans les falaises surmontant la Bourne en rive droite et en amont de la Goule Blanche (Pl. 3 et 4). A partir des couches de passage des dolomies à l'urgonien et vers le sommet de la série, nous avons la succession suivante :

1°)- Horizon urgonien inférieur (120 m.)

Calcaires à faciès urgonien contenant sur 50 m. dans la partie inférieure, de nombreuses passées de calcaires dolomitiques à divers degrés ou de dolomies jaunâtres très friables.

2°)- Horizon moyen (15-20 m.)

Calcaires à faciès moins nettement urgonien, peu compacts et contenant sous la forme de couches ou de lentilles des niveaux très fourrés en Orbitolines.

30.- Horizon urgonien supérieur (100 m.)

Calcaires très blancs à faciès urgonien franc.

LES FORMATIONS DOLOMITIQUES ET URGONIENNES SUR
L'ENSEMBLE DE NOTRE TERRAIN

1.- LE PROBLEME de la DOLOMIE -

La dolomitisation semble avoir affecté deux faciès, celui des calcaires argileux à Spatangues, et le faciès urgonien. Les témoins de ces faciès apparaissent dans le niveau de calcaires argileux dolomitiques séparant les deux horizons dolomitiques, et dans les passées de calcaires urgoniens apparaissant dans l'horizon dolomitique supérieur.

Ces dolomies sont des dolomies secondaires. En effet, la dolomite se présente en cristaux microgrenus et grenus apparaissant de préférence dans les zones argileuses ou dans le test des Orbitolines, elle s'attaque ensuite aux organismes ou à la calcite, les organismes les plus résistants étant les Echinodermes qui ne sont affectés que quand la dolomitisation est très poussée.

D'autre part, la présence d'enclaves de calcaires urgoniens dans les zones dolomitiques et l'inverse sont, ainsi que le passage progressif d'un faciès à l'autre, des arguments en faveur de l'idée d'une dolomitisation secondaire.

Cette dolomitisation serait-elle due à la tectonique ?

Selon les études effectuées par l'Institut Français du Pétrole, quand cela se produit, les zones dolomitiques se concentrent en cheminées au voisinage des accidents tectoniques et envoient des digitations en profitant des joints de couches. D'autre part, le passage des dolomies aux calcaires francs est brusque, avec formation de bandes ferrugineuses au contact, quand les terrains calcaires affectés sont argileux ([II] p.483-490). Nous n'avons pas rencontré ces phénomènes dans notre région.

S'agit-il de dolomies épigénétiques pénécontemporaines ? Selon l'I.F.P. ([I] p.482) ces dolomies seraient caractérisées par le fait qu'elles occupent de grandes étendues géographiques, et qu'elles sont limitées au toit et au mur par des plans de litage en accord avec la stratification de la série, sauf s'il s'agit de calcaires récifaux dont la nature hétérogène influence la dolomitisation.

Or, l'Urgonien est un calcaire périrécifal, qui est caractérisé par une certaine hétérogénéité et réagit à la dolomitisation comme des calcaires récifaux. D'autre part, cette dolomitisation de l'Urgonien a été citée sur une grande étendue géographique. En 1860, Ch. LORY indique que du Vercors au Dévoluy, les calcaires à caprotines sont remplacés par des calcaires magnésiens. En 1899, V. PAQUIER étudie le niveau marneux de Fontaine Graillère qui repose sur des calcaires durs à intercalations dolomitiques [60]. Dans le Vercors même, des calcaires dolomitiques et des dolo-

mies ont été signalées dans les Montagnes de Lans (31) vers les Deux Soeurs (7) et dans les Grands Goulets (41).

Il est donc fort probable que ces formations soient des dolomies épigénétiques pénécotemporaines peut-être liées à l'abondance de polyptiers en certains points du Vercors.

2.- LES COUCHES à ORBITOLINES INTERCALEES dans l'URGONIEN -

Nous les avons trouvées principalement dans les Gorges de la Bourne, et dans le voisinage immédiat : au N des Rochers de la Ferrière, au S de Belle Combe, mais aussi assez loin au S dans la Forêt de la Loubière, à proximité du Scialet de Malaterre.

Elles se présentent sous la forme de couches calcaires peu compactes d'allure grumelleuse et contenant de très nombreuses Orbitolines (Orbitolina conoidea discoidea), des Echinodermes (Pygaulus Desmoulini) quelques Lamellibranches et parfois quelques Gasteropodes et Coelentérés.

Les passées à Orbitolines apparaissent parfois en une couche isolée (vers Malaterre), ou en deux couches séparées par un banc de calcaire Urgonien (N des Rochers de la Ferrière) ; mais le plus souvent, elles se trouvent à différents niveaux, et sous la forme de lentilles semble-t-il dans une zone de calcaires peu compacts, d'une épaisseur de 10 à 20 m. D'après P. RAT (70) les Orbitolines vivaient de préférence sur des fonds situés sous des tranches d'eau faibles, mais sous la zone d'agitation des vagues. Il n'y a donc pas de variation de profondeur importante coïncidant avec l'apparition des couches à Orbitolines. Ces animaux assez ubiquistes se sont installés en masse aux endroits, et à un moment, où l'eau était sans doute trop vaseuse au goût des Rudistes et autres organismes constructeurs.

A cette époque, ce changement dans les conditions de dépôt a dû affecter une grande étendue, mais on sent une tendance vers le régime de dépôt du faciès urgonien, car les couches à Orbitolines ne se trouvent que par passées. A notre avis, ces hésitations dans la sédimentation ont dû se produire pendant un laps de temps correspondant à un dépôt d'une épaisseur de 20 m., mais nous ne pensons pas qu'elles soient intervenues tout au long de l'histoire de l'Urgonien, et un peu au hasard en des endroits différents.

Cependant, il existe un fait troublant, l'épaisseur des calcaires urgoniens correspondant à l'Aptien, et surmontant cette zone à Orbitolines, varie de façon nette au voisinage de la Bourne.

Au N des Rochers de la Ferrière, l'horizon à Orbitolines sous forme de deux couches séparées, se trouve à 30 m. sous la vire à Orbitolines supérieure. Vers la Balme Noire, il se trouve sous forme de passées à 60 m. sous la "lumachelle", puis plus à l'E, il existe à 100 m. sous cette "lumachelle". Il existe deux explications à ces faits :

- 1°) les Orbitolines se sont déplacés vers l'W au fur et à mesure de la sédimentation de l'Urgonien.
- 2°) il y a eu érosion de l'Urgonien avant le dépôt du Crétacé moyen, érosion plus intense à l'W.

Pour savoir laquelle de ces deux hypothèses est justifiée, il faudrait mesurer en plusieurs endroits la distance de ces couches à Orbitolines à un niveau constant synchrone situé en-dessous stratigraphiquement. Or, nous savons qu'il n'en existe pas dans les Ensembles urgonien et dolomitique, à part peut-être le niveau moyen de calcaires argileux de l'Ensemble dolomitique, mais qui n'affleure qu'en de rares endroits.

3.- AGE et EPAISSEUR de ces FORMATIONS -

Les calcaires argileux à Spatangues de la base de notre série sont sans doute Hauteriviens, mais les derniers bancs compacts moins argileux et à patine plus claire contenant parfois des Panopes sont probablement d'âge barrémien.

Le Barrémien comprenait avant la dolomitisation un faciès de calcaires argileux à la base, surmonté du faciès urgonien. La limite entre ces deux faciès dolomitisés se trouve quelque part au-dessus, et à courte distance du niveau moyen de calcaires argileux de l'Ensemble dolomitique.

D'après les géologues qui ont étudié l'Urgonien, la limite Barrémien-Aptien ne peut pas être fixée avec précision. Jusqu'en 1960, on admettait sa position au-dessus des couches à Orbitolines inférieures, mais à cette date L. MORET et P. DELEAU ont trouvé dans la région d'Annecy un fragment de Desyasesites weissii de l'Aptien inférieur au sommet de ces couches à Orbitolines. Il semble donc que cette limite se place à la base des couches à Orbitolines inférieures qui indiquent un léger changement dans les conditions de dépôt.

Dans toute notre région l'épaisseur cumulée de l'ensemble dolomitique, et de l'ensemble urgonien atteint environ 420 m. Avant la dolomitisation, le faciès urgonien devait s'étendre sur une épaisseur d'environ 360m, ce qui donnerait une épaisseur d'environ 60 m. au Barrémien "marneux".

II - LE CRETACE MOYEN : APTIEN MOYEN et SUPERIEUR - ALBIEN - CENOMANIEN -

A) La zone supérieure à Orbitolines

Au-dessus du toit de l'Urgonien, existent parfois des couches où abondent des Orbitolines, et qui constituent la zone supérieure à Orbitolines. Nous les avons notamment rencontrées au N des Rochers de la Ferrière à 30 m. au-dessus des deux couches de la zone inférieure à Orbitolines. Ce sont des couches très marneuses que l'érosion a profondément affouillées. Nous les avons trouvées également dans la région de Bois-Barbu, mais elles sont ici intercalées dans la "lumachelle" et nous en reparlerons à propos de celle-ci.

B) Les calcarénites à entroques de la "lumachelle"

Elles marquent un changement net dans la sédimentation. Elles se présentent généralement en bancs assez peu compacts, de couleur brunâtre par-

fois rousse, à stratification nettement entrecroisée. L'examen microscopique révèle des éléments de quartz de taille moyenne à grosse assez bien roulés, assez nombreux, de la glauconie en grains non altérés et surtout de nombreux organismes. Par ordre de fréquences décroissantes, nous avons des entroques, débris d'Echinides, des Bryozoaires, puis des débris de Brachiopodes, de Lamellibranches.

Il existe une proportion importante de fragments de roches. Ceux-ci sont de deux sortes :

- 1) des galets de calcaire cryptocristallin peu argileux et contenant des Miliolites, galets d'Urgonien sans aucun doute.
- 2) des galets de calcaire argileux et souvent limoniteux à petits éléments de quartz détritique.

Le ciment est formé de calcite grenue, mais il doit provenir d'une recristallisation, car les Bryozoaires non remaniés ont leurs loges remplies d'un calcaire argileux à quartz détritique et glauconie. Ce calcaire se retrouve aussi dans le ciment de calcite grenue, en zones à contours irréguliers différentes des galets dont nous venons de parler. Ces derniers doivent sans doute provenir d'un remaniement des couches de la "lumachelle" déjà déposées en d'autres endroits.

Il existe des couches moins argileuses, plus compactes et peu glauconieuses notamment vers le point 1159 sur la route forestière du Vachat dans la Forêt des Clapiers et aux environs des Hyères en aval des Jarrands.

Il se trouve aussi des couches peu compactes, très argileuses grisâtres, de couleur sombre. Certaines de ces couches sont des calcarénites fines très sableuses et contenant outre des entroques abondantes de nombreux foraminifères. Le ciment est cryptocristallin argileux dans les zones où abonde le quartz, et formé de calcite grenue dans les zones riches en entroques où le nourrissage secondaire calcitique est très important.

L'épaisseur des deux formations dont nous venons de parler est très variable. Les calcarénites à entroques ont une épaisseur d'environ 60 m dans la région du Haut-Méaudret. Cette valeur diminue vers le N : 40 m. vers le Gros Martel, 30 à 40 m. jusqu'à la Combe Gonnet au S W d'Autrans.

Mais deux régions présentent des formations très épaisses : la région des Plagneux à l'W d'Autrans, et la région de Bois-Barbu à l'W de Villard-de-Lans.

1 -- Région des Plagneux

En suivant le contact Urgonien -calcarénites à entroques, on voit tout à coup la base de la lumachelle s'écarter brusquement de la surface urgonienne. L'espace entre les deux surfaces est comblé d'argiles de couleur brunâtre ou lie de vin et comportant vers le bas des passées de calcaires graveleux jaunâtres ou rougeâtres. Vers le haut, ces formations argileuses s'ensablent pour passer à la "lumachelle".

Cette lentille d'environ 80 m. d'épaisseur vers la Source des Plagneux a été étudiée en détail en 1905 par V. PAQUIER (63 et 64) qui émit

l'hypothèse de dislocations importantes avant le dépôt de la lumachelle, dislocations ayant entraîné la formation de hauts fonds urgoniens balayés par les courants, ou même émergés, et de creux où se déposaient les argiles des Plagneux.

2. -- Région de Bois-Barbu

En 1950, R. BARBIER remontant le ravin aboutissant aux Ravix avait découvert que les couches à Orbitolines, situées sous la "lumachelle" formant l'arête menant au N vers les Verdoux, et déjà connues depuis longtemps étaient en fait intercalées dans la "lumachelle". En effet, vers le S. les couches à Orbitolines passent dans le ravin à des calcarénites à entroques reposant directement sur l'Urgonien.

R. BARBIER avait remarqué que ces couches à Orbitolines disparaissaient à l'W vers les Olivets et au S vers Bois-Barbu pour reparaître plus au S vers la Croix du Liorin, toujours intercalées dans la "lumachelle".

Nous avons retrouvé les affleurements des couches à Orbitolines dans les endroits indiqués ci-dessus, mais nous n'avons pas pu suivre ces couches des Ravix vers le S, et de la Grange Jarrand vers le N. Il est en effet difficile d'établir une stratigraphie précise pour les raisons suivantes :

- 1°) les calcarénites à entroques, les marnes à Orbitolines et les sables albiens, donnent des produits d'altération d'apparence identiques. Or, dans toute cette région les véritables affleurements sont très rares et ne concernent que l'Urgonien et les parties dures de la "lumachelle". En outre, dans la région des Ravix, les marnes à Orbitolines et l'Albien sont souvent entraînés par des glissements notamment au N des Verdoux.
- 2°) Les marnes à Orbitolines tendres vers les Ravix se retrouvent vers la Croix du Liorin sous la forme de calcaires plus compacts que la "lumachelle", d'où les différences dans la morphologie des affleurements.
- 3°) Il existe en outre, dans cette région, un faisceau de failles dont les plus nombreuses ont un rejet assez peu important mais de sens variable.

Nous avons pu néanmoins établir le log suivant (Pl. 5) à partir d'une coupe S W - N E passant dans le fond du ravin et débouchant aux Ravix. Les épaisseurs que nous donnons ne sont valables que pour cette coupe, car elles varient rapidement du N au S.

Nous avons à partir de l'Urgonien, et vers le sommet de la série la succession suivante :

- 40 m. environ de calcarénites à entroques assez compactes parfois, de couleur brun-roux,
- 40 à 50 m. de marnes à Orbitolines contenant de nombreux Brachiopodes, Echinodermes et Lamellibranches. Elles passent vers le haut et sur quelques mètres à la "lumachelle" supérieure par une alternance de bancs peu compacts d'un calcaire argileux grisâtre et de marnes de même couleur,
- partie supérieure des calcarénites à stratification entrecroisée (60-70m.) La pâte s'affine vers le sommet. Alors que les Lamellibranches prédominent vers la base, ce sont les entroques qui abondent vers le sommet. Il existe dans ces couches une intercalation de calcaires très argileux grisâtres,

- mince banc de 40-60 cm. d'un calcaire sabloglauconieux et phosphaté conglomératique contenant de nombreux fossiles dont des ammonites albiennes de la zone à *Hoplites tardefurcatus* [30], et reposant sur la "lumachelle" par l'intermédiaire d'un sol dur rubefié,
- sables albiens.

Le sommet de la "lumachelle" présente parfois un faciès peu compact sabloargileux, notamment sur la route de Bois-Barbu à Villard-de-Lans près de la Combe des Touches (Pl. 5). La "Lumachelle" se présente sous la forme de calcarénites compactes rousses comportant des passées argileuses gris-noirâtres.

Ces couches sont surmontées de formation très peu compactes, qui, altérées, donnent des sables argileux jaunâtres, puis de calcarénites fines argileuses et glauconieuses gris-jaunâtres en lits très minces et comportant des passées très sableuses.

Toutes ces formations sont surmontées de sables verts à traînées rouges, de l'Albien. Ces faciès se retrouvent au point 1177 un peu à l'W de la Combe des Touches.

Remarque :

A la Grange Jarrand au S de la ferme des Sables, sous la partie inférieure de la "lumachelle", l'Urgonien présente un faciès très voisin de celle-ci : c'est un calcaire graveleux brunâtre à rougeâtre, mais plus compact. Le microfaciès diffère de celui de la lumachelle par l'abondance des Miliolites et l'absence de quartz. Mais l'abondance des oxydes de fer annonce le régime de la lumachelle.

L'épaisseur globale des formations aptiennes : calcarénites à entroques et marnes à Orbitolines, atteint environ 150 m. de la Croix du Liorin au S jusqu'à la ferme des Verdoux au N, mais n'est que de 60 m. à l'W vers les Olivets où les marnes à Orbitolines semblent avoir disparu.

La zone qui correspond au maximum d'épaisseur de ces formations a une direction N N E - S S W que nous retrouverons par la suite.

Age de la "lumachelle"

Ch. JACOB en 1905 (29) rattache la "lumachelle" au niveau de Clansayes qu'il définit comme une zone de passage entre l'Aptien et l'Albien. En 1907 ce même auteur, après avoir beaucoup hésité, rattache ce niveau, et par conséquent la "lumachelle", à l'Albien. M. BREISTOFFER, en 1936, lui donne un âge aptien, grâce à des arguments paléontologiques. Mais, en 1960, L. MORET découvre dans la région de Villard de Lans un exemplaire de Donvilleiceras mammillatum monile de l'Albien inférieur et moyen dans la partie supérieure de la "lumachelle", et donne un âge aptoalbien à cette dernière.

Cette "lumachelle" contenant des fossiles aptiens à la base, et des fossiles albiens vers le sommet est certainement aptienne et albienne, d'autant plus que nous avons constaté dans la Combe des Touches le passage progressif des calcarénites à entroques aux sables albiens. Mais, en admettant que le sommet des marnes à Orbitolines représente la limite entre le Bédoulien et le Gargasien (2), le Gargasien correspondrait dans la région de Bois-Barbu à une faible partie de la "lumachelle".

C) L'Albien

Ses affleurements sont très médiocres, et presque toujours très altérés ou couverts d'éboulis provenant du Sénonien. On ne peut les examiner que dans des entailles créées par des ruisseaux, ou le long des routes.

Au voisinage des Gorges de la Bourne, il s'agit de sables verts ou jaunâtres comportant des passées de grès qui ont parfois un ciment calcaire. C'est le cas d'un gros banc à patine grisâtre émergeant un peu au-dessus et à l'E du fond de la Combe des Touches à 140 m. au S W de Préduire, et qui, une fois entamé révèle un grès glauconieux parfois caillouteux à ciment calcaire.

Le sommet de ces sables est formé de bancs de 15-20 cm. ou plus, de grès glauconieux assez compacts et à ciment calcaire. Ces grès sont très nets au N W de Charpichon, sous les assises caillouteuses de la base du "Sénonien", et dans les Gorges du Méaudret au niveau de la rivière, en rive droite. En ce dernier point, ils contiennent des phosphates qui ont été jadis exploités.

La base de ces sables constitue le niveau conglomératique grésophosphaté très fossilifère dont nous avons parlé au sujet des Ravix. Nous n'avons pas retrouvé ce niveau ailleurs qu'au voisinage des Ravix ; c'est un niveau très mince discontinu et souvent recouvert d'une chape d'altération comme les terrains environnants.

Sur les flancs de Bellecombe à l'E d'Autrans, l'Albien se présente sous la forme de sables verts à traînées de couleur lie de vin, et comportant au sommet, sur une épaisseur de 1 m., des lits de 7-10 cm d'un grès non calcaire gris-noirâtre, compact, glauconieux, à passées très glauconieuses, alternant avec des sables verts. Ces formations sont surmontées des calcaires à Bryozoaires et entroques de la base du "Sénonien".

Nous avons retrouvé ces grès noirâtres à l'W de Gros Martel. Ils sont très altérés, et forment des sables verdâtres ou noirâtres. Une lame mince dans un bloc assez compact nous a montré un grès quartzeux glauconieux contenant un peu de mica et beaucoup d'oxydes de fer. La glauconie y est très altérée, ce qui donne la couleur foncée à ces grès. Le ciment est formé de calcédonite, et plus rarement d'opale.

Épaisseur des sables albiens.

Elle est de l'ordre de 120 m. dans la Forêt des Touches et diminue vers l'W et le N (Pl. 6).

Au voisinage du Plateau de Château Julien, l'Aptien supérieur et l'Albien n'affleurent pratiquement nulle part. On les devine sous leur chape d'altération, de prairies, de forêts ou d'éboulis. Les coupes E W graphiques effectuées en tenant compte des pendages laissent prévoir une épaisseur d'environ 70 m. pour l'Albien.

Dans la Haute Valette, une coupe géologique effectuée par W.KILIAN en 1936 permet d'évaluer l'épaisseur des formations albiennes à 70 m. environ.

Sur les dernières éditions des cartes géologiques de Vizille et Grenoble, l'Albien n'existe pas au N d'une ligne E W passant par le Gros Martel sinon sous la forme de fossiles remaniés dans les rares témoins du Cenomanien des Gorges d'Engins. Nous avons cependant découvert au N de Gros Martel des sables situés sous les calcaires de base du "Sénonien" et dont l'épaisseur diminue rapidement vers le N jusqu'à la Combe Charbonnière à l'E des Rochers de Gonson. D'autre part, la construction de la route forestière menant du Col de la Croix Perrin au Plateau de Sornin a révélé dans Bellecombe des sables albiens d'une épaisseur de 30 à 40 m.

Il est ainsi fort probable que les assises de sables glauconieux découverts en 1905 par V. PAQUIER vers les Egaux au S du Plateau de Sornin [64] et rapportées par lui à une variation latérale des faciès de la "lumachelle" soient en fait de l'Albien, ou du Cenomanien.

Si nous considérons les isopaques de l'albien (Pl. 6) nous voyons que la direction d'accroissement des épaisseurs est grossièrement W. NW - E. SE. Or, les limites d'affleurement dans le Vercors de la "lumachelle" et de l'Albien sont orientées N E - S W (Pl. 7). A l'W de ces deux limites, le "Cretacé Supérieur" repose directement sur l'Urgonien (Pl. I).

Cette direction N E - S W devait être celle des rivages du Crétacé supérieur, et nous pensons que ces limites d'affleurement correspondent non à des limites de sédimentation de l'Aptien supérieur et de l'Albien; mais à des limites d'érosion. Car si l'Aptien supérieur et l'Albien ne s'étaient jamais déposés à l'W, ils présenteraient des variations de faciès dans cette direction, ce qui n'est pas le cas. Il est possible toutefois que des courants violents sous-marins aient empêché leur dépôt, mais ces courants auraient intéressé une étendue géographique considérable et orientée N E - S W ce qui indiquerait la présence de hauts fonds, mais pas forcément la proximité immédiate à l'W, du rivage à ce moment.

Or, les calcarénites à entroques de l'Aptien avaient déjà subi des érosions avant la transgression albienne, ceci est visible à l'E de Pont-en-Royans où la limite d'affleurement de l'Albien dépasse vers l'W celle de la "lumachelle" et également dans la région de la Chapelle en Vercors. Dans cette région l'Albien repose directement sur l'Urgonien à l'E de la limite d'affleurement que nous avons tracée.

Remarquons que cette limite a une direction N. N E - S. S W et qu'elle semble limiter un golfe de même direction avec son homologue à l'W .

La limite de l'Albien au N E de Villard de Lans semble renforcer cette impression, mais cette dernière limite est certainement tectonique, l'Albien doit en effet disparaître par laminage sous le pli couché du Mouchetotte. Il existe cependant vers le Plateau St. Ange.

PRESTAT (67) donnait une épaisseur de 75 m. à l'Albien dans le ravin de la Fauge. Ceci indiquerait une diminution d'épaisseur vers l'E à partir de Villard de Lans, et donnerait donc aussi pour l'Albien l'idée d'un golfe ou d'un bras de mer où les sédiments sont plus épais, et où la mer du Crétacé supérieur avait une érosion moins active.

D) Le Cénomanién

Nous ne l'avons pas rencontré sur notre terrain, mais il existe dans le Vercors ; dans le ravin de la Fauge sous la forme de grès clairs à Schloenbachia varians, et aux près de Rencurel sous la forme de sables verts phosphatés ayant remanié des couches albiennes sous-jacentes. Il a été trouvé également dans les Gorges d'Engins. Partout ailleurs, il a été érodé par la mer du Crétacé supérieur.

CONCLUSIONS SUR L'ENSEMBLE DU CRÉTACÉ MOYEN

Les étages composant le Crétacé moyen ont été le siège de nombreux mouvements d'oscillation de la mer, et parfois de dislocations.

Ces mouvements ont commencé immédiatement après le dépôt des dernières couches urgoniennes. Ch. JACOB (30) signale que partout où la surface de l'Urgonien est visible dans les Montages du Vercors, de Lans et du Royans, elle porte la trace d'une lacune de sédimentation précédant la transgression des marnes à Orbitolines de la zone supérieure.

La mer a oscillé ensuite jusqu'au Cénomanién. Ces nombreuses oscillations ont été bien définies par l'étude des zones paléontologiques du Crétacé moyen (30) qui sont presque toutes séparées les unes des autres par des mouvements orogéniques.

Après chaque mouvement d'oscillation, les couches antérieures ont été plus ou moins décapées par la mer et ont parfois totalement disparu. C'est pourquoi, on ne trouve jamais dans un même endroit tous les terrains correspondant aux six zones paléontologiques de Ch. JACOB.

Les limites d'érosion dans l'ensemble du Vercors sont orientées N E - S W et semblent en liaison avec les directions varisques.

Or, en 1958, C. GERMAIN et G. DEMAISON, géologues de la Société des Pétroles de Valence ont découvert un parallélisme entre les lignes d'isofaciès et d'isopaques tracées pour les grandes zones stratigraphiques du

Mésozoïque, et les directions varisques du Massif Central. Ils en ont déduit que les lignes structurales hercyniennes ont conditionné le régime de sédimentation, et commandé la répartition des faciès pendant tout le Mésozoïque.

C'est bien ce qui semble s'être produit pour le Crétacé moyen dans la bordure occidentale du Vercors et peut être même plus à l'E.

o o

STRATIGRAPHIE DU CRETACE SUPERIEUR

C'est surtout sur cette formation bien représentée dans le secteur étudié, que nous avons poussé les recherches.

I - HISTORIQUE DES RECHERCHES

La première étude intéressante du Sénonien du Vercors est faite en 1846 par Ch. LORY qui, attiré par la belle coupe naturelle des Gorges de la Bourne, décrit la succession stratigraphique suivante, du sommet à la base : ([39] p. 86-87)

- calcaire blanc-gris à grandes huîtres à test de 2 cm d'épaisseur,
- calcaire blanc compact,
- assises intermédiaires,
- lauzes souvent sableuses : calcaire compact cristallin jaune,
- lauzes compactes argileuses grises, bleuâtres, à points noirs,
- lits sableux et très grossiers.

Il assimile en 1860, dans la région du Cornafion (à l'E. de Villard de Lans) les calcaires à silex à la Craie supérieure ou Craie blanche, les lauzes à la craie moyenne surmontant la Craie inférieure ou Craie chloritée ([41] p. 349 - 352).

Mais, en 1880, la découverte de Belemnitella mucronata dans les lauzes de Sassenage lui montre que ces lauzes n'appartiennent pas au Turonien, mais à la Craie blanche, et que le Turonien fait défaut jusque dans la région de Nyons.

L'étude des couches tout à fait supérieures du Crétacé dans la région de Méaudre est effectuée par V. PAQUIER en 1892, qui détermine des fossiles divers dont Orbitoides media d'Arch., et de grandes Huîtres rapportées sans aucun doute d'après cet auteur, à Pycnodonta vesicularis Lamk. sp. var. major.

En 1899, ce même auteur effectuant des levés dans la région de Rencurel, indique l'absence de lauzes, l'existence à plusieurs niveaux du Campanien, de galets exotiques provenant du Massif-Central, et vers la sommet du Sénonien, d'un ensemble de grès rougeâtre à oursins et Pycnodonta vesicularis, alternant au N. de Rencurel avec les couches à Huîtres déjà connues de Ch. LORY ([61]).

En 1900, W. KILLIAN donne des Gorges de la Bourne une coupe lithologique encore satisfaisante aujourd'hui dans ses grandes lignes.

La succession est la suivante, de haut en bas : (38 p. 606)

- Calcaires jaunes et silex,
- calcaires à Ostrea vesicularis major,
- poudingue quartzeux,
- calcaires à silex,
- calcaires à chaux hydraulique,
- grès caillouteux.

A cette époque, la lacune du Turonien et même celle du Sénonien inférieur est déjà connue, et les Huîtres de grandes tailles, qu'elles soient dans les calcaires à Orbitoïdes, ou situées stratigraphiquement en dessous, sont rapportées à une espèce d'Ostrea vesicularis comme les Huîtres de taille moyenne trouvées dans ces niveaux ou dans des niveaux très voisins stratigraphiquement; mais à une espèce géante.

En 1901, P. LORY constate dans la bordure occidentale du Vercors, une différenciation par rapport au reste du massif : fait déjà aperçu par Ch. LORY en 1860. Antérieurement aux grands plissements, les mouvements orogéniques y ont été moins insensibles, et sont dans le N. du Vercors à l'origine, en certains points, des lacunes de la "lumachelle" du Gault inférieur et de la partie inférieure des lauzes à Bryozoaires.

En 1904, PAQUIER étudiant la faune des calcaires à Orbitoïdes situés au bord de la route d'Autrans à Méaudre, déduit de son caractère nettement septentrional, une immigration des formes boreales due à des courants de surface, immigration existant déjà d'après lui au Campanien en ce qui concerne les formes de Micraster et de Belemnites [62].

A la même époque, cet auteur donne une coupe lithologique intéressante de la Gorge de Bellecombe en signalant notamment l'existence d'un calcaire assez grossier à débris d'Echinodermes surmonté de grès glauconieux à la base du Campanien, et la présence de Pycnodonta vesicularis dans les dernières assises. Il constate au N.W. d'Autrans la disparition des lauzes existant dans le ravin de Bellecombe, et s'aperçoit de l'abondance des éléments détritiques à majorité de quartz, apparaissant à de nombreux niveaux dans le Sénonien constitué de calcaires blancs à silex. Il en déduit que ce facies de charriage dont les éléments sont pris au Massif Central, passe aux lauzes par variation de facies [63].

L'importance de ces niveaux sableux est reconnue en 1950 par R. BARBIER qui note l'existence de sables au-dessus de la falaise inférieure des calcaires à silex dans la région de Villard de Lans et confirme ainsi la coupe des Gorges de la Bourne effectuée en 1900 par KILLIAN.

Au cours de levés effectués dans le cadre d'un stage organisé par le Laboratoire de Géologie de Grenoble, PRESTAT en 1953 signale des calcaires gréseux blancs, un peu glauconieux surmontant des sables cénomaniens dans la région de Villard de Lans. Ces couches ont sans doute la même valeur stratigraphique que les couches signalées par V. PAQUIER en 1904-1905 à la base du Sénonien de Bellecombe.

Jusqu'à cette époque, aucune précision n'a été apportée sur la présence ou l'absence du Sénonien inférieur ou de Turonien. Le terrain le plus récent surmontant l'Urgonien est toujours le Cénomaniens découvert au ravin de la Fauge à l'E. de Villard de Lans, et en plusieurs autres endroits par la suite, et dont une étude détaillée a été effectuée par M. BREISTROFFER en 1939 .

Mais en 1956, un fait nouveau est apporté par N. ROUBICHOU, qui, après une étude de lames minces effectuée dans les couches sénoniennes de Sassenage, découvre la présence certaine de Turonien sous la forme de calcaires grisâtres plus ou moins sableux. Cependant l'Emscherien est toujours inconnu.

II - DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE

Les couches sénoniennes sont principalement localisées dans le synclinal d'Autrans-Méaudre où elles apparaissent sur les flancs, la molasse les recouvrant dans la partie médiane du synclinal jusqu'à Méaudre. C'est seulement après Méaudre, et au S de ce village, qu'un raccord existe entre les deux flancs, et permet d'étudier la variation de faciès d'E. en W. Malheureusement, comme nous le verrons au cours de cette étude, un accident tectonique vient jeter la perturbation dans la flanc occidental et entrave les recherches stratigraphiques.

Au S de Villard de Lans, les couches sénoniennes du synclinal d'Autrans-Méaudre se prolongent sans hiatus jusqu'au village de Corrençon. Les variations de faciès du N. au S. sont peu importantes, il s'agit principalement d'une augmentation d'épaisseur vers le S.

Il existe enfin une zone où les couches sénoniennes isolées de plusieurs kilomètres des zones précédemment décrites, par l'érosion et de nombreux accidents tectoniques présentant une succession de faciès différente. C'est la région du Plateau de Château Julien à l'W de la forêt de la Loubière. Le raccord stratigraphique avec la région de Villard de Lans, et le synclinal d'Autrans-Méaudre est difficile à établir en raison de l'isolement.

Tout au plus peut-on déterminer quelques points de comparaison avec la région de la Haute Valette, séparée du synclinal de Méaudre par un accident chevauchant.

Au début des levés de terrain, nous avons essayé de tracer les contours entre les lauzes et les calcaires à silex. Mais, nous nous

sommes heurtés à un obstacle pratiquement insurmontable : nous nous sommes en effet aperçus qu'il n'y avait pas de différence bien nette au point de vue lithologique (existence des silex mise à part) entre la base des calcaires à silex et le sommet des lauzes. D'autre part, à cause du voile calcaire déposé par les eaux de ruissellement sur la tranche des bancs, il n'est pas possible de distinguer les silex dans les couches calcaires sauf dans les gorges nettement marquées.

Il nous a donc fallu procéder à une étude stratigraphique assez détaillée pour déterminer des bancs repères susceptibles de nous guider dans le tracé des contours. Ces bancs repères existent en effet, mais rarement sur toute l'étendue de notre terrain, et quand ce fait se produit ils ne gardent pas les mêmes caractères. D'autre part, les ensembles délimités par ces bancs repères présentent souvent des alternances de couches dont un des termes a les mêmes caractères pétrographiques, qu'un des termes d'une alternance de couches d'un autre ensemble : ce phénomène étant lié aux récurrences stratigraphiques très fréquentes dans le Sénonien.

L'étude des lames minces a permis d'étayer de nombreuses comparaisons d'ordre macroscopique, mais n'a pas une grande valeur intrinsèque. En effet, les organismes et les minéraux sont le plus souvent remaniés sur place ou après un transport plus ou moins long, et il faudrait effectuer une étude sédimentologique microscopique très détaillée pour suivre partout les variations multiples des faciès.

Les études lithologiques qui suivent, se rapportent à la Planche II où nous avons figuré dans l'espace des logs stratigraphiques relevés en divers points parfois éloignés. Nous avons procédé de cette manière, pour mieux situer les variations de faciès qui s'effectuent dans de multiples directions, et dont un système de coupes N S et E W disposées en plans n'aurait donné d'une idée imparfaite.

Ces logs stratigraphiques n'ont pas été effectués grâce à des coupes verticales locales, coupes irréalisables sur notre terrain, excepté dans la région du Plateau de Château Julien. Ils représentent en fait des coupes itinéraires dont la longueur à vol d'oiseau n'excède pas 1 Km.

Remarques :

- 1°) Le plan de base adopté est la toit de l'Albien, ou de l'Aptien quand l'Albien fait défaut.
- 2°) Nous n'avons représenté les silex dans les logs qu'aux endroits où ils apparaissent dans des conditions d'affleurement acceptables. En fait, ils existent parfois dans des couches où nous ne les avons pas figurés, mais ils sont alors masqués par un voile de calcite.
- 3°) Comme nous n'avons pas pu la plupart du temps placer les limites entre les étages du Crétacé supérieur ou entre les sous-étages du Sénonien, nous avons donné le nom d'"Ensemble" aux formations qui se retrouvent sur une grande partie de notre terrain, dans des positions identiques par rapport à des niveaux repères. Ces ensembles sont affectés d'une lettre en majuscules qui permet de les reconnaître.

Nous parlerons ainsi de l'Ensemble "I" par exemple, que nous appellerons aussi S_I ou plus succinctement S_I.

Il est trois Ensembles qui présentent des caractères particuliers les Ensembles "A" et "B", parfois appelés S_A et S_B, et rapportés jusqu'à présent au Sénonien, sont probablement turoniens. Pour la commodité de l'exposé nous les présenterons sous le vocable "Sénonien" dans la majeure partie de cette étude sur le Crétacé supérieur. D'autre part, l'Ensemble "M" est daté du Maestrichtien par des Orbitoïdes, mais la limite Campanien - Maestrichtien est probablement inférieure à la base de cet ensemble.

A) Flanc oriental du synclinal d'Autrans-Méaudre

1° - Tout à fait au Nord, le ravin de Bellecombe offre dans sa partie inférieure une coupe naturelle, et dans la partie moyenne une entaille semi-circulaire due à la construction d'une route forestière (Photo I).

La succession stratigraphique est la suivante au-dessus des calcarénites à entroques de l'Aptien :

- Albien - Sables verts très glauconieux admettant vers le sommet des intercalations de grès glauconieux noirâtres très durs très minces;
- Ensemble "A" (3-4m) - Calcaire compact blanc ou rosé à passées microconglomératiques ou conglomératiques, comprenant des prismes d'Inocérames et des grains de phosphates, et à passées fines sableuses et glauconieuses. Les passées diverses sont plus ou moins importantes et abondantes selon les endroits. Il s'agit en fait de lentilles. Nous avons trouvé ce faciès dans le fond du ravin, en rive droite, et dans la région de la Robertière à l'E du Pas de Bellecombe. (Pl. III). Le calcaire compact disparaît vers le S sur la rive gauche du ravin de Bellecombe au niveau de la route. A cet endroit les passées conglomératiques ont pris une importance considérable et contiennent des fossiles albiens phosphatés remaniés.

Au point de vue micrographique, il s'agit d'un calcaire à Bryozoaires très abondants et débris d'Echinodermes et comportant des éléments de quartz détritique, des grains de glauconie et des fragments d'algues calcaires. Le ciment originel est argileux avec des Lagena, mais a recristallisé en majeure partie en calcite microgrenue ou grenue. Il doit s'agir probablement d'une formation de pied de récif, les organismes sont assez bien conservés et n'ont pas dû subir un long transport avant de se déposer dans un milieu vaseux pélagique.

Ce calcaire compact est surmonté et raviné par un grès fin très glauconieux à ciment calcaire et à passées grossières à grains phosphatés.

- Ensemble "I" (130-140m) -

. Horizon "a" (70m)

- 1°) Calcaires argileux assez fins, assez compacts à patine jaunâtre, à pâte un peu granuleuse, avec des intercalations de délits marneux.
- 2°) Lauzes à ciment (15 m) : Calcaires fins argileux en bancs massifs jaunes à bandes bleues recoupant une stratification peu nette et entrecroisée.

Au point de vue micrographique, il s'agit d'un calcaire argileux qui admet des passées de calcarenolutes (1) bioclastiques à quartz abondant en petits éléments assez anguleux parce que flottés et à grain de glauconie (Microphoto 2). Les organismes sont représentés par de nombreuses Gumbelines et d'autres Heterchelidés, de nombreuses Globigerines dont Orbulina, de très nombreuses structures ovoïdes sans coque apparente, et de tailles variables, qui peuvent être rattachées à des spicules, des Lagena, ou des Radiolaires pour ce qui est des structures parfaitement rondes. Il existe en proportion moins abondante des spicules calcifiés et quelques Rotaliés et débris d'Echinodermes et de Bryozoaires. Nous avons également trouvé quelques Globotruncana rapportées à Globotruncana aff. linnei bulloïdes par Mr J. SIGAL

Signalons qu'il existe dans ces passées de nombreux débris organiques méconnaissables, de petites tailles, quelques paillettes de muscovite et grains de tourmaline. Le ciment qui unit tous ces éléments est formé d'un calcaire argileux souvent remplacé par de la calcite microgrenue à grenue dans les zones à forte proportion d'éléments organiques et détritiques.

- 3°) Calcaires blanc-grisâtres ou blanc-jaunâtres fins plus ou moins argileux en bancs minces feuilletés compacts comportant des délits argileux fréquents vers le bas. Une lame mince effectuée dans les calcaires montre une microstructure très voisine de celle des lauzes à ciment. La fréquence des Echinodermes en débris très cassés augmente, celle des Globotruncana aussi. M. J. SIGAL a déterminé : Globotruncana globigerinoïdes, Globotruncana gr. linnei, Globotruncana gr. convexa arca, Globotruncana "prae" caliciformis : organismes qui se trouvent dans le Campanien supérieur et le Maestrichtien.

Le ciment est très argileux limoniteux avec des matières organiques noires, ou calcitique microcristallin dans les passées riches en organismes.

(1) Calcilutite : roche calcaire, détritique dont la taille des éléments prédominants est inférieure à 60 microns.

Calcarenolutite : roche calcaire intermédiaire entre une calcarenite et une calcilutite.

. Horizon "b" (40-50 m)

Les couches suivantes sont plus compactes. Ce sont des calcaires en bancs de 10 à 30 cm, à éléments détritiques plus grossiers, où la stratification est souvent entrecroisée, et qui admettent localement une ou deux passées microconglomératiques à grains de phosphates et de quartz, et moules phosphatés de fossiles. L'une d'elles finit en biseau dans les couches calcaires en rive gauche (Photo 8)

Au point de vue micrographique, il s'agit de calcarénites bioclastiques où le ciment se présentant sous forme de trame de calcite microcristalline à microgrenue sur fond argileux est nettement moins important que dans les couches sous-jacentes (Microphoto 3). La proportion d'organismes pélagiques a fortement diminué, il ne reste que quelques Globigérines et quelques Globotruncana (Globotruncana linnei bulloïdes, Globotruncana globigerinoïdes et Globotruncana caliciformis), par contre il y a beaucoup d'organismes benthoniques : Rotalidés, Echinodermes en débris, Verneuilinidés et Textularidés et quelques Lagenidés. La proportion d'organismes en débris inidentifiables est ici très forte. L'action mécanique de la mer s'est fait sentir plus nettement.

Puis les conditions de dépôt changent de nouveau pour se rapprocher de celles de l'horizon "a" tout en se diversifiant. Ce sont, soit des calcaires fins un peu argileux, parfois très fins très argileux que l'analyse en lames minces montre très voisins des lauzes à ciment, avec une forte proportion en Gumbelines, soit de calcaires assez compacts à éléments détritiques assez grossiers, à enclaves de calcaires argileux. Ces calcaires compacts montrent en lames minces une forte proportion de Bryozoaires et d'Echinodermes très cassés accompagnés de Verneuilinidés, Textularidés, Rotalidés, quelques Lagenes, de taille assez grosse et de rares Buliminides. Ces organismes sont unis à de très nombreux débris inidentifiables par un ciment assez important, argileux ou calcitique microcristallin (Microphoto 4)

Notons dans la partie supérieure de cet horizon "b" la présence de 1 ou 2 niveaux de grès rougeâtres fins montrant parfois un granoclasement, et remaniant les couches immédiatement inférieures, en général formées de calcaires fins argileux blanchâtres. La zone remaniée s'arrête vers le bas aux lits de silex (Photo 9).

. Horizon "c" (10-12 m)

Les silex qui avaient fait une apparition assez timide vers le sommet des couches sous-jacentes, deviennent maintenant très nombreux et forment des lits. Ils se placent dans des calcaires bioclastiques assez peu compacts de 7 - 15 cm à organismes benthoniques toujours très cassés et contenant des spicules silicieux. Le ciment est toujours argileux.

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
UNIVERSITAIRE

. Horizon "d" (2-4 m)

Les silex ont disparu dans l'assise mince qui fait suite, et qui est composée de calcaires blancs compacts à points vert. foncé de glauconie.

- Ensemble "S" (3 - 7 m) -

Calcaires blanchâtres fins argileux à lits de silex admettant des intercalations nombreuses de calcaires très sableux à éléments quartzeux souvent grossiers et à glauconie rare.

En lames minces, ces passées sableuses de revèlent riches en organismes benthoniques souvent très cassés. Les Rotaliés assez nombreux sont plus facilement épargnés par l'action mécanique des eaux. le ciment est soit argileux et important, soit calcitique microgrenu et moins important.

- Ensemble "F" (120 - 130 m) -

. Horizon "a"

Calcaires blancs parfois jaunes rougeâtres, très compacts en petits bancs de 10 - 15 cm, à glauconie rare puis absente.

Au point de vue micrographique, ce sont des calcarénorudites(1) ou des calcarénites à Bryozoaires abondants, accompagnés de débris de Crinoïdes et d'autres Echinodermes, de quelques Verneuilinidés, Textulaires, Rotaliés et débris d'algues calcaires. Le quartz est peu abondant et de taille assez petite (Microphoto 5). Cette structure se rapproche beaucoup de celle des calcaires compacts de l'Ensemble "A". Il faut ajouter à certains niveaux la présence de Lamellibranches en débris assez nombreux qui présentent parfois une structure fibreuse et alvéolaire. Le ciment est toujours abondant, mais la proportion d'argile est faible, il s'agit de calcite cryptocrystalline ou microcristalline parfois microgrenue.

. Horizon "b"

Calcaires d'aspect assez fin à pâte blanchâtre ou jaunâtre dont la microstructure est voisine de celle des calcaires sous-jacents, mais où les éléments sont plus fins et plus cassés. Vers le sommet les silex très nombreux se présentent en lits ou en rognons très gros et plus ou moins alignés. La glauconie a disparu dans l'horizon "a" de l'Ensemble "F", mais il reste encore quelques éléments détritiques de quartz et plus rarement de tourmaline qui accompagne parfois le quartz depuis les lauzes à ciment.

(1) Calcirudite : Roche calcaire détritique ou non dont la taille des éléments prédominants dépasse 2 mm.

Calcarenorudite : roche calcaire intermédiaire entre une calcarénite et une calcirudite.

- Ensemble "M" (Maestrichtien) -

Calcaires fins sans silex à pâte souvent jaunâtre et comportant des niveaux lenticulaires bioclastiques moins fins à Orbitoïdes et Sidérolités (Microphoto 6).

2... Au S de Bellecombe, seules les couches moyennes et inférieures du Sénonien affleurent. Elles gardent à peu près leurs caractères pétrographiques à part les couches supérieures qui s'affinent vers le S.

L'analyse micrographique révèle des calcaires crypto ou microcristallins plus ou moins argileux contenant de petits débris d'organismes benthoniques et quelques organismes pélagiques (Lagena). Certains de ces calcaires contiennent des niveaux de calcarenolutes à organismes benthiques et pélagiques. Parmi les organismes reconnaissables, citons les spicules calcifiés parfois abondants, des structures ovoïdes ou rondes sans coque, rapportées soit à des Lagena, soit à des spicules calcifiés, soit à des Radiolaires, suivant leur forme. Le remplissage étant généralement en calcite micogrenue. Les organismes pélagiques peu abondants sont représentés par des Gumbelines et des Globigérines.

A partir du Col de la Croix Perrin, on ne rencontre plus que les couches supérieures dont les niveaux très riches en silex donnent en affleurement une terre sableuse dans laquelle les fragments calcaires ont disparu attaqués par l'érosion, mais qui est jonchée de débris anguleux de silex. Ce phénomène se rencontre principalement dans les zones fortement travaillées par l'érosion éocène vers Chemin-Neuf et la Cordelière.

Les couches maestrichtiennes se suivent sur le flanc E du Synclinal d'Autrans-Méaudre, mais les Orbitoïdes ne se trouvent qu'à certains niveaux et en lentilles semble-t-il, ce qui rend le tracé des contours assez difficile. Au lieu dit "La Bouille" à l'E de Méaudre, nous avons trouvé vers le sommet des couches à Orbitoïdes, des Huîtres que Mme S. FREINEX rapporte à des Pycnodonta vesicularis.

Les lames minces dans ces couches montrent des calcarenolutes bioclastiques contenant quelques éléments corrodés de quartz de taille très petite. Le ciment est soit cryptocristallin assez argileux, soit microcristallin; à ce moment on le confond facilement avec les débris organiques.

Il existe des passées en bancs ou en lentilles, de calcarenites à Orbitoïdes abondants et contenant quelques débris d'assez grandes tailles de Bryozoaires et d'Echinodermes.

Une lame mince effectuée dans une Huître montre une structure à la fois fibreuse et alvéolaire (Microphoto 7) que J. PIVETEAU rapporte à des Pycnodontes confirmant ainsi la détermination de Mme S. FREINEX.

3.- Dans la Région de Meillaro le Sénonien montre dans ses assises supérieures un changement net dans la lithologie. Il ne semble pas y avoir de variation d'épaisseur depuis Bellecombe, sauf en ce qui concerne l'ensemble "S" dont l'épaisseur a augmenté.

D'après des coupes effectuées dans la région du Sommet de Meillaro on a la succession suivante à partir de l'ensemble sableux "S" et vers le haut de la série.

- Ensemble "S" (30 - 40 m) -

Sables ou grès à ciment calcaire blanchâtre plus épais qu'à Bellecombe, contenant des silex et surmontés d'une couche calcaire peu épaisse (7 à 20 cm) formée par l'accumulation de coquilles géantes de Lamelli-branches, les valves en effet ont jusqu'à 15 cm de diamètre.

- Ensemble "F" (110-120 m) -

. Horizon "a"

Couches de calcaires peu compacts à lits de silex nombreux surmontés de calcaires assez argileux fins d'allure crayeuse contenant des débris calcitiques fibreux, et quelques organismes notamment des spicules calcifiés.

. Horizon "b"

Couches plus compactes de calcaires fins blanc-grisâtres ou jaunâtres.

Au point de vue micrographique, certains niveaux présentent des spicules calcifiés, quelques Textulaires, des débris organiques assez fréquents parfois rapportables à des bryozoaires, mais aussi une faune pélagique assez importante représentée par de nombreux Lagena et quelques Gumbelines (Microphoto 8). Le quartz a complètement disparu ainsi que la glauconie. Les silex en rognons sont assez abondants.

. Horizon "c"

De nouveau des couches de calcaires jaunâtres ou grisâtres peu compacts rognonneux admettant parfois des passées peu épaisses de calcaires compacts blanc-jaunâtres. Présence de silex noirs en rognons. Nous avons trouvé dans ces couches quelques Belemnites et de très rares Orbitoïdes notamment au bord de la route à Villard de Lans un peu avant le Pont des Aniers.

- Ensemble "M" (Maestrichtien)-

Calcaires jaunâtres à Orbitoïdes nombreux et à Lamelli-branches de tailles assez grandes rapportées à des Pycnodonta vesicularis car elles

présentent les mêmes caractères que celles dont nous avons parlé à propos des couches à Orbitoïdes de la Bouille. Ces Huîtres sont cependant bien inférieures en taille aux "mastodontes de l'Ensemble "S". Nous avons rencontré ces couches au bord de la Bourne un peu en aval du Pont des Aniers.

- 4 - On rencontre les couches inférieures à l'Ensemble "S" dans les Gorges du Méaudret à l'endroit de pertes appelées "Les Trisous". Il existe des couches à nombreux lits de silex se présentant comme celles du sommet de l'Ensemble "I" de Bellecombe, mais le microfaciès est un peu différent.

Il y a toujours une forte proportion d'organismes benthiques, mais ceux-ci sont moins cassés. Par ordre de fréquences décroissantes, ils sont représentés par des Bryozoaires, des Echinodermes en débris de grandes tailles, des Arenacés (Textularidés et Verneuilinidés dont *Valvulina*) des Rotulidés, quelques Buliminidés. Il existe aussi quelques Gumbelinas. Le quartz abondant et la glauconie assez fréquente sont dans les mêmes proportions qu'à Bellecombe. Le ciment est peu argileux formé généralement de calcite microcristalline ou microgrenue.

La proportion de silex diminue fortement dans l'assise susjacente formée de calcarenites blanches très compactes contenant des débris de Lamellibranches et d'Echinodermes visibles à l'oeil nu et quelques points verts de glauconie.

L'Ensemble "S" qui surmonte ces calcaires blancs est ici plus épais (15 m). Il est suivi de couches lie de vin à nombreux lits de silex, puis de calcaires à allure crayeuse.

5 - Coupe des Gorges de la Bourne

La base de la série sénonienne est cachée par des alluvions ou des éboulis recouverts d'une chape d'altération, mais un petit ravin la met à nu au N.E. de Charpichon. Le reste de la série affleure de façon très nette, mais les eaux de ruissellement masquent souvent les silex.

- Albien -

Le sommet est constitué de grès verts assez durs à ciment calcaire.

- Ensemble "B" (10m)

1°) Micropoudingue à éléments grossiers clairs (1-2 m)

2°) Calcarénites brun-jaunâtres à passées très sableuses et glauconieuses à grains de phosphates, et dont la microstructure révèle une abondance assez forte de débris d'Echinodermes, de Crinoïdes surtout, et

puis de Bryozoaires assez roulés (Microphoto 9). La proportion de débris organiques indéterminables est assez importante. On distingue aussi quelques Arénacés et Rotalidés. Ces couches contiennent également des débris de roches urgoniennes sous la forme de Miliolites, d'oolithes et d'Orbitolines remaniées, isolées ou incluses dans des galets de calcite cryptocristalline. Tous ces éléments sont liés par un ciment assez important argileux souvent recristallisé en calcite microcristalline à microgrenue.

Ces couches se rapprochent de celles composant l'Ensemble "A" de Bellecombe ; elles ont comme ces dernières beaucoup de Bryozoaires et d'entrouques, de nombreuses passées très sableuses et glauconieuses, et un ciment argileux souvent recristallisé. Les organismes sont cependant moins bien conservés, et la présence de phosphates et de débris urgoniens indique un apport différent ou supplémentaire venant d'un haut fond balayé par des courants. Placé comme l'Ensemble "A" de Bellecombe sous des calcaires vaseux ayant parfois le faciès de lauzes à ciment, cet ensemble n'en est peut-être qu'un équivalent latéral.

- Ensemble "I" (290 m) -

. Horizon "a"

- 1°) Lauzes à ciment jaunâtres et bleuâtres en gros bancs à stratification peu nette entrecroisée (40 m).

La microstructure est voisine de celle des lauzes de Bellecombe : calcaire argileux limoniteux contenant des organismes de la taille des calcarenolutites. Toutefois, la proportion d'organismes benthiques y est plus importante et les organismes pélagiques nettement moins abondants. Les Gumbelines et les Globigerines sont rares, seules les Lagena sont aussi fréquentes. Notons encore quelques débris d'Urgonien.

- 2°) Lacune de visibilité (40 m).

- 3°) Calcaires argileux bleu-jaunâtres en petits bancs à passées de bancs plus épais dont l'allure rappelle les lauzes à ciment

Au point de vue micrographique (Microphoto 10), il s'agit de calcaires argileux à passées de calcarenolutites bioclastiques contenant outre de la glauconie et du quartz détritique assez abondant, des organismes pélagiques nombreux : Gumbelines, Lagena et probablement des Radiaires et quelques Globotruncana.

Les organismes benthiques sont représentés par de nombreux spicules calcifiés, quelques Buliminidés, Rotalidés et de rares Arénacés et débris de Bryozoaires et d'Echinodermes. Cette microstructure est très voisine, sinon identique de celle des couches surmontant immédiatement les lauzes à ciment de Bellecombe.

- 4°) Le sommet de cet horizon voit les éléments détritiques augmenter légèrement de taille et un feuilletage marqué apparaître dans les bancs comme à Bellecombe.

Dans tout cet horizon, les couches représentent des "lauzes à ciment" terme pris au sens large. En fait, seules les couches de base en bancs mal stratifiés méritent cette appellation. Ce sont d'ailleurs ces couches qui étaient exploitées autrefois. Cette constatation est d'ailleurs valable pour les couches moyennes de l'horizon "a" de l'Ensemble "I" de Bellecombe.

. Horizon "b" (60 m)

- 1°) Calcaires compacts toujours colorés, gris-jaunâtres ou brunâtres admettant des passées peu compactes dans la partie inférieure. Le quartz et la glauconie sont bien représentés. Il y a toujours des grains de phosphates.

La microstructure révèle une abondance de Bryozoaires souvent très cassés, de Rotalidés, et quelques débris d'Echinodermes. Ces éléments de la taille des calcarénites accompagnés de débris urgoniens persistants sont liés par un ciment assez important de calcite cryptocristalline voilée d'argile et parfois de calcite microgrenue remplissant souvent les loges des organismes. Notons la présence de calcedonite distribuée de façon irrégulière dans la roche et donnant parfois des embryons de silex encore très calcaires.

- 2°) Assise peu épaisse (8 m) et très peu compacte de calcarénites bioclastiques grisâtres ou gris-jaunâtre en partie silicifiées.

Dans les zones calcaires, l'analyse micrographique montre une abondance assez grande de Bryozoaires, puis de débris d'Echinodermes (nombreuses entroques). Les Rotalidés sont moins abondants ainsi que les Arenacés et de rares Lagenidés. La présence de quelques Lagena de rares Globotruncana, (probablement Globotruncana linnei bulloïdes) et d'un ciment argileux contenant de nombreuses taches d'oxyde de fer donne un caractère assez vaseux à ce calcaire. Le passage du calcaire franc aux zones silicifiées est assez brusque, la calcedonite s'attaquant d'abord aux Bryozoaires, puis aux débris d'Echinodermes qui résistent mieux, la silice doit provenir de spicules siliceux dont il existe des exemplaires peu nombreux.

. Horizon "c" (10 m)

Calcarénites gris-jaunâtres à nombreux lits de silex montrant en lame mince une forte proportion de débris de calcite souvent fibreuse indifférenciables. Les débris d'Echinodermes sont très nombreux. Les Verneuilinidés et Textularidés (Bigenerina) le sont moins, ainsi que les Rotalidés, Buliminidés et Heterohellicidés. Le ciment assez peu important de calcite microgrenue et grenue unit ces organismes à des éléments détritiques de quartz assez abondants. Quelques enclaves argileuses montrent que le fond originel était encore argileux.

. Horizon "d" (30 m)

Calcaires blanc-grisâtres compacts puis blancs très compacts en bancs de 10-15 cm. La proportion de quartz et de glauconie est assez faible, mais peut augmenter brusquement dans certains niveaux. Présence vers le sommet d'un niveau sableux à grains de phosphates et structures lamellaires appartenant à des Brachiopodes et des Lamellibranches.

- Ensemble "S" -

. Horizon "a" (50 m.)

Sables ou grès à ciment calcaire de couleur jaune clair sans glauconie admettant d'assez nombreux lits de silex et des intercalations de bancs d'un calcaire blanchâtre argileux fin à petites lentilles moins finement détritiques.

Dans la partie inférieure, se trouve un niveau de calcarenorudite sableuse à structures lamellaires qui se révèlent en lame mince appartenir à des Brachiopodes et à des Lamellibranches dont certains présentent des microstructures fibreuses et alvéolaires. Ce serait donc des Pycnodonta (vesicularis). Les autres organismes sont tous benthiques : Echinodermes et Bryozoaires en débris, Textulaires et Buliminidés. Le quartz est ici très mal classé, les gros éléments sont bien roulés, certains présentent des inclusions de tourmaline, ceux de petites tailles sont moins bien roulés, parfois assez anguleux et ont dû être plus ou moins flottés. La glauconie est rare, ce qui explique la couleur claire de ce niveau.

. Horizon "b" (8 m.)

Calcaire formé par l'accumulation de coquilles géantes de Lamellibranches. (Photo 10). Des lames minces effectuées dans ces Lamellibranches géants montrent une structure fibreuse et alvéolaire caractéristique des Pycnodonta. Ce seraient donc bien les Pycnodonta vesicularis Lamk. sp. major. dont parlait P. LORY [38]

- Ensemble "F" -

Calcaire blanc-grisâtre fin en petits bancs de 7 - 15 cm à niveaux de calcarenites où le quartz fin se présente sous la forme d'un calcaire microgrumeleux : fond de calcite microcristalline ou microgrenue comportant des grumeaux de calcite cryptocristalline légèrement argileuse. Les organismes sont rares et de petites tailles : spicules calcifiés, débris d'Echinodermes et probablement quelques Lagena.

Cette série stratigraphique montre une nette augmentation d'épaisseur de tous les ensembles vers le S à partir de Bellecombe, mais on ne retrouve pas dans l'ensemble "F" les calcarenorudites à Lamellibranches de Bellecombe ; par contre, ce faciès se retrouve sous les sables des Gorges de la Bourne. Dans cette région, les apports se sont affinés plus rapidement après le dépôt des sables.

Les épaisseurs continuent à augmenter vers le S, de Villard de Lans à Corrençon. Au niveau de la route du Téléphérique de la Cote 2.000 l'ensemble "I" atteint une épaisseur de 320 m. environ pour augmenter encore vers Corrençon. Le faciès lauzes à ciment envahit la majeure partie de cet ensemble. Les calcaires compacts organogènes du sommet de l'Ensemble "I", les Ensembles "S" et "F" se retrouvent vers les Clots avec les mêmes caractères que dans les Gorges de la Bourne. Toutefois, les calcaires de l'Ensemble "F" se sont encore affinés pour donner une pâte très fine d'allure crayeuse.

Micrographiquement, c'est un calcaire cryptocristallin parfois légèrement argileux mais assez pur le plus souvent, et qui contient quelques structures ovoïdes calcitiques. Des zones de calcite microcristalline à microgrenue très allongées en forme de filaments, et qui se recourent, donnent à ce calcaire une allure de microbrèche monogénique. Peut-être, y-a-t-il eu quelques mouvements synsédimentaires. Signalons enfin quelques éléments flottés de quartz et de glauconie.

B) Flanc occidental du synclinal d'Autrans-Méaudre

1.- Région de la Combe Gonnet

Surmontant des couches très glauconieuses qui ne donnent que des affleurements très altérés et que nous rapporterons à l'Albien, nous avons la succession suivante :

- Ensemble "A" (45 m) -

Calcaires très blancs très compacts en bancs de 8 - 15 cm généralement à petits points verts de glauconie peu abondants, et prenant parfois un aspect crayeux et caverneux.

Au point de vue micrographique, ce sont des calcaires formés presque exclusivement de Bryozoaires assez bien conservés semble-t-il puis d'algues calcaires, d'entrouques accompagnés d'un nourrissage secondaire. Le ciment est important, originellement calcaire argileux il a recristallisé parfois complètement en calcite microgrenue ou grenue.

Cet Ensemble a les mêmes caractères qu'à Bellecombe, mais ici le quartz est absent et la proportion d'algues calcaires semble plus grande. De plus, l'épaisseur a très nettement augmenté vers l'W.

- Ensemble "I" (90-100 m) -

Calcarénites plus moins fines gris-jaunes ou brun-grisâtres comportant du quartz détritique et de la glauconie en proportions variables diminuant fortement vers le sommet dans les calcarénites blanches assez compactes.

Micrographiquement, ce sont des calcarénites à Bryozoaires très abondants assez bien conservés, à débris d'Echinodermes, d'algues calcaires, et à Textularidés (Bigenerina) accompagnés de quelques Verneuilinidés.

Le ciment de calcite microgrenue à grenue très important contient des enclaves de calcaire argileux : fond originel probablement. Cette microstructure ressemble fortement à celle des calcaires blancs de l'Ensemble "A", mais ici la proportion de ciment est beaucoup plus forte.

- Ensemble "S" (3 à 6 m) -

Les calcaires blancs sous-jacents se chargent rapidement en quartz et en glauconie pour donner des lits de calcaires sableux et glauconieux ou des lentilles très sableuses et glauconieuses à l'intérieur même des bancs ; en fait, il n'y a pas de niveau sableux individualisé.

- Ensemble "F" -

Calcaires fins blancs ou légèrement jaunâtres à niveaux de calcarénites, ou le quartz et la glauconie se sont rarefiés, puis ont disparu.

Par rapport à Bellecombe, les formations situées sous l'Ensemble "S" ont gardé la même épaisseur globale mais ont changé de faciès. Les lauzes ont disparu vers l'W et ont fait place à des faciès plus grossiers. Les conditions nécessaires à l'élaboration des calcaires à Bryozoaires de la base du "Sénonien" se sont prolongées plus longtemps sur le flanc occidental du Synclinal d'Autrans-Méaudre. Par contre, les calcaires de l'Ensemble "F" s'affinent vers l'W (la profondeur de la mer étant plus grande ou les courants moins puissants).

En avançant vers le S dans la Forêt des Clapiers, on voit la base de l'Ensemble "A" se charger en quartz, et les entroques devenir prépondérants sur les Bryozoaires toujours abondants. Notons la présence de tourmaline. La recristallisation du ciment toujours argileux est parfois très poussée et voile la structure des organismes.

2.- Région de la Combe de l'Ange

La série sénonienne a ici sous l'Ensemble "S" une épaisseur plus grande que vers le N (220 m contre 140 m à la Combe Gonnet). L'Albien est peu épais ou fait totalement défaut. Les calcarenites à entroques de l'Aptien sont surmontées des formations suivantes :

- Ensemble "A" (25 m) -

Calcaire compact blanc à entroques et points vert foncé de glauconie surmonté d'une mince assise (1 à 2 m) de sables glauconieux.

- Ensemble "I" (180-200 m) -

Épaisseur calculée d'après les pendages qui sont constants dans la région immédiate de la Combe de l'Ange.

La base de cet Ensemble est visible au bord de la route forestière

du Vachat vers la côte 1 220. Il y a là quelques mètres d'un calcaire un peu argileux finement détritique jaunâtre légèrement zoné comportant de nombreux lits de silex.

Une lacune de visibilité de 100 m environ lui fait suite. L'altération des terrains donne une terre sableuse à débris calcaires blanchâtres.

Au-dessus de cette lacune viennent des calcaires argileux jaunâtres en dalles épaisses de 60 cm parfois, admettant des passées de grains de phosphates vers le bas.

Au point de vue micrographique, il s'agit de calcarénites bioclastiques à quartz abondant et glauconie assez fréquente. Les organismes benthiques sont abondants : débris d'Echinodermes, Verneuilinidés, Rotalidés, mais il y a aussi des Gumbelines en proportion notable. Le ciment peu important est très argileux, un peu limoniteux. Notons également la présence de nombreux galets de calcaires urgoniens accompagnés de Miliolites et d'Orbitolines remaniées.

Ces formations sont surmontées par une assise de calcaires plus compacts jaunâtres ou brunâtres plus grossiers.

- Ensemble "S" -

Il est caractérisé par l'absence de sables et la présence d'une mince couche de calcaires à Lamellibranches géants. (Pycn. ves. maj.)

Dans cette série, la présence de niveaux tendres voisins des lauzes à ciment est probable. Il est possible que la terre sableuse à débris calcaires provienne de leur altération.

3.- Des recherches dans la région d'Achieux à 800 mètres environ au S de la Combe de l'Ange nous ont donné quelques renseignements sur la partie inférieure de la lacune de visibilité de la Combe de l'Ange.

Les calcaires compacts surmontés de la couche sabloglauconieuse de l'Ensemble "A" sont suivis de calcaires jaunâtres à lits de silex semblables à ceux de la Combe de l'Ange, et qui, en lame mince, montrent une microstructure voisine mais plus riche en organismes pélagiques que les calcaires en dalles de l'Ensemble "I" dans la Combe de l'Ange. Les organismes benthoniques sont souvent déchiquetés. Le ciment est moins argileux et plus important. Il existe des spicules calcifiés. Certaines zones sont silicifiées, et le passage du calcaire franc à la zone silicifiée est très brusque. Certains organismes sont à moitié silicifiés.

Ces calcaires à silex contiennent quelques intercalations sabloglauconieuses.

Les couches qui les surmontent affleurent en général dans des conditions meilleures que vers la Combe de l'Ange, mais encore médiocres.

Néanmoins, il est possible de voir qu'il y a des calcarénites de plus en plus grossières, colorées, parfois blanches et assez compactes, accompagnées parfois de passées sableuses assez fines.

- 4.- Au S, dans la région du Trou du Vau, l'Albien semble réapparaître. En effet au S de la Combe du Trou du Vau, la lumachelle est recouverte à l'E, d'un talus formé d'éboulis et de terre très sableuse au sommet duquel affleure une assise de 12-15 m d'épaisseur, de calcaires blancs compacts que nous rapporterons à l'Ensemble "A" de la Combe de l'Ange. La base de ces calcaires blancs est formée de calcaires peu compacts jaunâtres. Cette assise forme la crête du point 1 482 et aussi après un décalage dû à une petite faille E W la crête des points 1 406 et 1 387 où la même disposition topographique et lithologique se reproduit. Cette dernière crête rejoint les calcaires compacts de l'Ensemble "A" bien déterminé vers la Combe Charbonnière en direction du N. Ces calcaires compacts sont surmontés de calcarénites jaunâtres ou grisâtres moins compactes.
- 5.- La région située à l'E de la Combe du Furon est traversée par un accident chevauchant de direction N S vers Gros Martel s'infléchissant ensuite vers le N E dans la direction de Méaudre. Cet accident qui se suit bien jusque vers les Narces au N de Gros Martel, devient difficile à suivre dans le Bois de Enversins où la végétation et la chape de terre sont très denses. La stratigraphie du Sénonien inférieur est donc difficile à établir ; quant aux couches moyennes et supérieures qui forment le Bois de la Planta, leur pendage faible ne permet que des coupes itinéraires effectuées le plus souvent dans les combes exposées à l'E.

Coupe de la Combe de l'Ours

La base des couches "sénoniennes" est visible seulement vers les Narces à l'origine du Ruisseau du Brochet. L'Albien est représenté par des couches sableuses très glauconieuses à débris de grès noirâtres.

Les premières couches "sénoniennes, dont nous avons évalué l'épaisseur à une valeur comprise entre 30 et 40 m, affleurent de façon très médiocre. Ce sont des calcarénites assez grossières. Au-dessus nous avons la succession suivante :

- Ensemble "I" (220 m) -

• Horizon "a" (140 m)

- 1°) Série de calcaires fins eu assez fins argileux gris-bleuâtres ou jaunâtres avec parfois des rubannements de couleur lie de vin non parallèles à la stratification. L'aspect macroscopique est tout à fait celui des lauzes à ciment des Gorges de la Bourne. L'épaisseur des bancs est variable, on arrive parfois à des bancs épais où la stratification semble peu visible, pour autant qu'on puisse en juger d'après la médiocrité des affleurements.

L'étude microscopique montre deux faciès très fins où les organismes benthiques et les organismes pélagiques existent en des proportions différentes, mais unis par le même ciment argileux plus ou moins limoniteux toujours très important. Un des faciès se révèle très riche en organismes pélagiques notamment en Globigérines et Lagena accompagnées de Gumbelines et Globotruncana, moins nombreuses. Ce faciès est assez riche en organismes benthiques représentés en plus des débris inidentifiables abondants, par de nombreux Rotalidés et de moins nombreux spicules calcifiés, Echinodermes en débris et enfin quelques Buliminidés et Lagenidés. Ce faciès est très voisin des lauzes à ciment proprement dites des Gorges de la Bourne.

L'autre faciès se présente comme un calcaire argileux à passées fines de calcarenolutes bioclastiques où les organismes benthiques sont les plus abondants notamment les Rotalidés, et les organismes pélagiques assez peu abondants. Ce faciès ressemble beaucoup à celui des couches surmontant les lauzes à ciment des Gorges de la Bourne.

Dans ces deux faciès, le quartz et la glauconie sont assez peu abondants, et il existe des Globotruncana que Mr. SIGAL a déterminées comme Globotruncana globigerinoïdes (Senonien) et Globotruncana gr. convexa (limite senonien inférieur - senonien supérieur probablement).

- 2°) Ces calcaires à faciès plus ou moins voisins des lauzes à ciment deviennent plus grossiers vers le haut, et passent à des calcarenites bioclastiques où le ciment devient beaucoup moins important et moins argileux, souvent recristallisé en calcite microgrenue. Le quartz et la glauconie par contre prennent de l'importance. Il y a prédominance des organismes benthiques, notamment des Rotalidés, sur les organismes pélagiques représentés par des Lagena, Globigérines et Gumbelines et quelques rares Globotruncana qui semblent ramaniées. Signalons la présence de débris de roches urgoniennes.

. Horizon "b" (60 - 70 m)

Alternance de bancs compacts et de lits assez tendres de calcarénites plus ou moins grossières à quartz et glauconie, avec des intercalations de passées marneuses.

. Horizon "c" (7 - 12 m)

Calcaires compacts à très compacts souvent blancs, à entroques et nombreuses coquilles.

Des lames minces effectuées dans le prolongement de cette assise dans la Combe Crose à 800 m au N de la Combe de l'Ours révèlent des calcarénites bioclastiques où le quartz et la glauconie sont rares, mais où les débris inidentifiables mis à part, foisonnent les entroques, les Bryozoaires et surtout les débris de Lamellibranches. Moins nombreux sont les débris de Brachiopodes, les Rotalidés, Arenacés et Buliminidés (Bolivina et Bolivinopsis). Le ciment est en proportion variable, originellement argileux, puis recristallisé en calcite microgrenue ou grenue plus ou moins complètement (Microphoto 11).

- Ensemble "S" -

Lentilles sableuses claires et couches calcaires à Lamellibranches géants imbriqués les uns dans les autres parfois accompagnés de calcaires fins argileux qui représentent une recurrence du faciès lauze à ciment ou d'un faciès voisin.

Ces calcaires argileux se présentent en effet micrographiquement (Microphoto 12) sous la forme de calcaires plus ou moins argileux à passées de calcarenolutites bioclastiques à quartz abondant, riches en spicules calcifiés, Rotalidés et débris organiques indéterminables accompagnés d'une faune pélagique moins importante : Lagena, Glooligerines (dont Orbulina) Gumbelines, Globotruncana linnei bulloïdes et probablement Globotruncana tricarinata.

- Ensemble "F" -

Calcaires fins plus ou moins argileux à passées de couleur lie de vin.

Grâce à cette coupe, il apparaît que le faciès des "lauzes à ciment" pris au sens large, caractéristique dans les Gorges de la Bourne et à Bellecombe, subsiste encore vers l'W jusque vers la crête surmontant à l'E le Bois des Enversins. On le trouve en effet depuis les Narces au S jusqu'au point 1 341 situé à l'W de la Combe du Peigne.

Etant donné la distance de la base de ce faciès au toit de l'Albien, dans la région des Narces (30-40 m), on devrait le retrouver dans le Bois des Enversins malgré la présence de l'accident tectonique, et aussi à l'W de la Combe du Furon. Or, nous n'en avons rencontré aucune trace. Par contre, dans ces régions affleurent tant bien que mal des calcarénites jaunâtres ou grisâtres plus ou moins fines, mais toujours plus grossières que le faciès lauzes à ciment. Il est possible que les couches de calcaires fins, si elles existent, soient très altérées et ne soient pas visibles en affleurement. Il est probable qu'il se produit dans ces régions un changement de faciès assez rapide qui augmente la taille et la proportion des éléments minéraux et organiques constituant les lauzes.

De toute façon, la faible diminution d'épaisseur des couches "sénoniennes" surmontées de l'ensemble "S" d'E en W (290 m dans les Gorges de la Bourne contre 260 m dans la Combe de l'Ours) ne permet pas de dire qu'il y a à l'W une lacune du sous-étage correspondant aux lauzes, mais qu'il y a une variation de faciès, celui-ci devenant plus grossier en se rapprochant de la côte.

6.- Considérons les Gorges du Méaudret, juste à l'W du sommet du Meillarot. La partie inférieure aux lauzes à ciment montre des caractères intéressants. Nous avons au-dessus des sables albiens, la série suivante :

- Grès calcaires très glauconieux en bancs compacts de 15-20 cm et contenant des grains de phosphates qui ont été exploités autrefois. Ces couches appartiennent toujours à l'Albien.

- Ensemble "B" -

. Horizon "a"

Semblable à celui des Gorges de la Bourne, mais ici plus épais (20 m) représenté par des calcaires compacts zonés à passées très sableuses et glauconieuses. La base est formée d'éléments grossiers de la taille des calcarenorudites.

. Horizon "b" (25 m)

Calcaire zoné jaunâtre en bancs très peu compacts feuilletés contenant des silex en rognons, parfois en lits.

Au point de vue micrographique, ce sont des calcarenites à quartz et glauconie assez peu abondants (surtout la glauconie), à ciment important argileux et légèrement limoniteux à Lagena et Globigerines unissant de très nombreux spicules siliceux, parfois remplis de matière organique, ou de calcite microgrenue, et de nombreux foraminifères benthoniques : Textularidés et Verneuilinidés, Lagenidés pluriloculins et quelques Rotalidés (Microphoto 13).

- Ensemble "I" -

La base est représentée par des lauzes à ciment jaunes ou bleuâtres plus ou moins nettes. Ces lauzes deviennent de plus en plus grossières vers le sommet de la série avec des recurrences de calcaires fins pour arriver à l'assise de calcaires blancs zoogènes.

7.- Le Méaudret

L'Ensemble "B" des Gorges du Méaudret se retrouve vers le Point 1 151 à l'W des deux hameaux de la Martinière au N W des Jarrands, où il est constitué sous des lauzes à ciment en place, mais encadré par des lauzes entraînées par un glissement de terrain, par des calcarenites zonées assez compactes à passées jaunâtres peu compactes et à passées verdâtres très sableuses et glauconieuses.

La microstructure montre dans les niveaux compacts une forte abondance de Byozoaires et de débris indéterminables rapportables parfois à des Bryozoaires, puis de Rotalidés, d'Arenacés et enfin de débris d'Echinodermes. Tous ces éléments sont liés par un ciment de calcite microcristalline voilée d'argile et de calcite microgrenue (Microphoto 14). Cette microstructure rappelle un peu celle de l'Ensemble "A" du flanc W du Synclinal d'Autrans-Méaudre. Mais ici les Bryozoaires sont cassés et roulés, et il y a une forte proportion d'Arenacés et de Rotalidés qui étaient peu abondants dans l'Ensemble "A". Il s'agit d'une zone où les courants étaient plus intenses.

Plus au S, la crête des Rochettes montre dans les couches inférieures du "Sénonien" des calcarénites grisâtres ou jaunâtres parfois assez grossières, contenant des passées très sableuses et glauconieuses, et ceci, sur une épaisseur dépassant 60 m. La base de la série au contact de l'Albien est ici marquée par des éboulis envahis par la végétation.

Il semble donc bien que l'on assiste vers l'W à un envahissement du Sénonien au niveau des lauzes, par un faciès plus grossier, variation rapide dont l'axe passe dans le Bois des Enversins au N, puis vers le S immédiatement à l'W des Narces et à l'E de la Crête des Rochettes.

C) Zones de la Haute Valette et du Plateau de Château Julien

1.- Que devient le Sénonien à l'W de l'accident tectonique majeur de la région de la Haute Valette ? Cette région allant des Gorges de la Bourne à Roche Chalve, et bordée à l'E par le grand pli-faille dont nous venons de parler, est traversée par d'autres failles chevauchantes plus ou moins parallèles au pli-faille, ce qui rend l'étude de la stratigraphie très aléatoire. Nous avons pu néanmoins déterminer trois points intéressants.

1°) La base de la série commence au-dessus de l'Albien aux affleurements médiocres, par un calcaire blanc très compact à entroques et Bryozoaires et à petits points vert foncé de glauconie, comportant des passées fines souvent en lentilles très sableuses et très glauconieuses et surmonté d'une mince assise de sables ou grès de couleur verte à passées rougeâtres.

Cet ensemble de 15 m environ ressemble tout à fait à l'Ensemble "A" de la Forêt des Clapiers, tout en étant plus chargé en quartz et en glauconie. Cette assise est visible au bord du chemin menant du Pas de la Ferrière au Pas des Rages.

2°) L'Ensemble "S" est bien représenté au S des falaises de Roche Chalve et au trou de l'Enfer par des sables ou des grès de couleur claire d'une épaisseur de 15 m environ à éléments de quartz et parfois de phosphates contenant à certains niveaux des Lamellibranches rapportés à des Pycnodonta vesicularis par Mme S. FREINEX.

3°) Les assises qui se trouvent topographiquement entre ces deux Ensembles bien situés stratigraphiquement et topographiquement, sont formées de calcarénites souvent zonées, plus ou moins colorées, plus ou moins fines, n'ayant jamais l'aspect macroscopique des lauzes à niveaux fins très sableux et glauconieux. Elles comportent sous l'Ensemble "S", au sommet des falaises de Roche Chalve une assise de 15 - 20 m de calcaires blancs compacts à entroques et Bryozoaires contenant des grains de quartz et de glauconie peu abondants. Notons aussi à la Côte 1 210, sur l'arête menant au point 1 269 à l'E de la Grotte Favot la présence d'une couche sableuse à Lamellibranches.

2.- Plateau de Chateau Julien

Le sénonien forme ici un plateau limité à l'E par le pli-faille de Valchevrière et à l'W par les falaises qui surmontent le Vallon de Valchevrière. Il s'étend du S au N depuis le Vallon du Riou jusqu'à Valchevrière. C'est un bloc isolé de toutes parts des autres zones sénoniennes. Les falaises à regard W sont formées des parties moyenne et supérieure du Sénonien. La partie inférieure est masquée par des éboulis, et seule, la route de Villard de Lans à Herbouilly révèle quelques affleurements.

En venant du Chalet Forestier situé à la côte 1 242 sur la route menant de Herbouilly à Villard de Lans, et après avoir quitté les couches compactes de l'Urgonien, on traverse une zone de prairies recouvrant l'Ap-tien supérieur et l'Albien et on arrive aux premiers bancs durs qui composent la base de la série suivante :

- Ensemble "A" -

- 1°) 10 m de calcarénorudites blanches très compactes en bancs massifs de 50 cm à 1 m à éléments grossiers de quartz et de glauconie surtout abondants dans certaines passées très fines.

L'étude micrographique révèle en outre la présence de tourmaline et de grains de phosphates. Les organismes sont représentés par de nombreux Bryozoaires, bien conservés, des entroques moins nombreuses et quelques algues calcaires et débris de Lamellibranches. Le ciment assez important est formé de calcite microcristalline parfois microgrenue. Le fond originel était sans doute argileux à Lagena, car il reparaît dans certaines zones.

- 2°) 6 m de calcaire très sableux et très glauconieux de couleur jaune rougeâtre en affleurement passant parfois à un grès à ciment calcaire.
- 3°) 8 m de calcarénites blanches très compactes en petits bancs. Le quartz et la glauconie sont assez abondants et foisonnent dans des passées très fines en forme de lentilles très allongées.

Cet ensemble est très voisin de l'Ensemble "A" de la Haute Valette.

- Ensemble supérieur -

- 1°) La base de cet ensemble est le plus souvent masquée. Quelques affleurements isolés montrent des calcaires un peu zonés à passées très sableuses et glauconieuses. Les soixante derniers mètres sont constitués par un calcaire de dureté variable, grisâtre ou brunâtre clair à cassure peu nette laissant parfois apparaître des éléments de quartz et de glauconie.

Il existe encore à ce niveau des passées riches en quartz et en glauconie..

En lame mince , certains calcaires compacts se montrent formés presque exclusivement de Bryozoaires accompagnés de quelques Rotalidés et Arenacés. Le ciment argileux est presque totalement recristallisé en calcite microgrenue parfois grenue.

- 2°) Assise épaisse (2 - 3m) d'une calcarénorudite sableuse jaunâtre dépourvue de glauconie, mais contenant quelques grains de phosphates passant parfois à un poudingue sableux à prismes d'Inocerames.

Les Bryozoaires sont très abondants, mais mal conservés, il existe des entroques et des débris d'autres Echinodermes assez nombreux, les autres organismes sont moins fréquents : Verneuulinidés, Héterohellicidés (Bolivinopsis) quelques Planorbulinidés et des débris de Lamellibranches à structure fibreuse et alvéolaire (Pycnodonta vesicularis). Le ciment est le même que dans l'assise précédente. Notons la présence de galets d'Urgonien et également la présence de feldspaths très altérés.

- 3°) Assise d'environ 60 m de calcaires grisâtres ou légèrement colorés en brun ou en jaune, d'aspect terne et à structure imperceptible même à la loupe.

Micrographiquement, ce sont des calcarénites bioclastiques où les Bryozoaires parfois déchiquetés, parfois peu abimés, sont abondants. Les autres organismes sont tous benthoniques : Echinodermes en débris, Rotalidés, Héterohellicidés (Bolivinopsis) peu abondants et enfin quelques Planorbulinidés. Il existe encore des galets d'Urgonien à Miliolidés abondants, et le ciment garde les caractéristiques qu'il avait dans les assises précédentes. Le quartz existe encore mais en éléments rares de petites tailles. La glauconie a disparu presque totalement.

- 4°) Couches formant le plateau lui-même, et composées de sables grossiers clairs à Lamellibranches et probablement à Brachiopodes dont les coquilles sont difficiles à dégager.

Dans toute cette série, la proportion d'argile et d'organismes pélagiques est faible, par contre les organismes benthoniques sont abondants, notamment les Bryozoaires. L'Ensemble "A" et la partie inférieure de l'Ensemble supérieur sont riches en minéraux détritiques. Mais ceux ci avant de reparaitre au sommet de la série ont fortement diminué dans l'assise 3, soit que la côte se soit éloignée sans que nécessairement la profondeur aît augmenté, soit que les courants aient diminué d'intensité.

La présence des silex est difficile à déceler dans ces couches, car ceux-ci sont masqués dans les falaises par le voile de calcite impure que déposent les eaux de ruissellement.

III - LA SERIE DU CRETACE SUPERIEUR SUR L'ENSEMBLE DE NOTRE TERRAIN

A) Caractères généraux

L'Ensemble "A" à Bryozoaires et entroques existe à Bellecombe, sur tout le flanc occidental du Synclinal d'Autrans-Méaudre et vers Valchevrière. C'est un ensemble assez littoral qui, à Bellecombe repose en rive droite sur un microconglomérat très mince et plus épais en rive gauche, alors que le calcaire blanc a disparu (Pl. III).

Ce conglomérat qui contient des fossiles phosphatés albiens a remanié les couches albiennes d'une région probablement située à l'W où l'Albien fait défaut (Pl. 7), alors qu'il atteint 30 m à Bellecombe. Ce conglomérat pourrait être d'âge Cénomancien, car on connaît aux Près de Rencurel des grès à fossiles albiens, et même vraconiens remaniés (6) ou d'âge plus récent, mais antérieur au Campanien supérieur.

" Dans le calcaire blanc compact, les éléments terrigènes sont assez abondants à Bellecombe, mais peu à la Combe Gonnet. Leur importance augmente du N. au S, à l'W de l'axe Autrans-Méaudre. Peut-être faut-il voir là l'influence de courants de direction N E - S W ?

Les calcaires compacts jaunâtres à passées très sableuses et glauconieuses existant vers la Martinière et dans les Gorges du Méaudret (assise "a" de l'Ensemble "B") pourraient être un équivalent latéral des calcaires blancs compacts. La plus forte proportion d'Arénacés et de Rotalidés, et le fait que les Bryozoaires soient assez déchiquetés, indiquent une zone de courants assez violents. Il en est de même pour l'assise "B" des Gorges de la Bourne.

Les épisodes suivants sont plus franchement marins dans les parties médiane et orientale de notre région, ou les lauzaes à ciment, ou des faciès très voisins font leur apparition. Pendant ce temps à l'W, des faciès plus grossiers et souvent plus terrigènes se déposent.

Après le dépôt des lauzaes à ciment, les conditions s'uniformisent plus ou moins sur tout l'ensemble de la région où se déposent des calcaires bioclastiques. Cependant à l'E et dans la partie médiane, existent quelques recurrences de faciès voisins des lauzaes à ciment, mais où la faune pélagique est moins abondante sauf à certains niveaux où sont recrées les conditions de dépôt des lauzaes à ciment.

La profondeur de la mer diminue nettement avec les couches de calcaires blancs compacts dont le macrofaciès est voisin de celui de l'ensemble "A" mais qui contiennent en plus en certains endroits, des Lamellicornes et des Brachiopodes. Cette assise est moins nette dans la région de la Combe de l'Ange, et peu épaisse à Bellecombe.

Le caractère peu profond de la mer s'accroît encore avec l'ensemble "S" composé de passées sableuses souvent accompagnées de couches à Pycnodontes géants et parfois de couches à Pycnodonta vesicularis de tailles moyennes. Les variations de faciès sont représentées sur la Pl. IV. Le

niveau de base choisi est le niveau de base des sables ou à défaut, du toit des calcaires sous-jacents. Les positions des coupes correspondantes sont reportées avec les affleurements sur la Planche 8.

Il apparaît que les couches à Pycnodontes géants surmontent en général les sables ou s'intercalent parfois dans ces formations, par exemple vers la Combe de l'Ours.

La carte d'isopaques (Pl. 8) montre une augmentation d'épaisseur très nette vers le S et une amorce de golfe ou de cuvette au S de Méaudre. L'augmentation d'épaisseur vers le S indique que le prolongement des sables de l'Ensemble "S" vers le Plateau de Château Julien doit correspondre au niveau supérieur des sables de cette région, car le niveau inférieur à Pycnodonta vesicularis est mince (2 à 3 m). Ce niveau inférieur qui se retrouve dans la région de la Haute Valette indique que vers l'W-SW la diminution de profondeur de la mer s'est fait sentir plus tôt.

" Après le dépôt de l'Ensemble "S", la profondeur de la mer s'accroît de nouveau sur l'ensemble de notre région, sauf à Bellecombe où subsistent encore longtemps des calcaires à Bryozoaires, entroques et Lamelli-branches (Pycnodontes)

Enfin au Maestrichtien, les conditions bathymétriques s'uniformisent et deviennent moins profondes. Les calcaires sont encore assez fins à nombreux débris calcaires de petites tailles et contenant des passées plus grossières à Orbitoïdes et Siderolites, puis apparaissent des Huîtres de tailles moyennes qui sont encore des Pycnodonta vesicularis. Ces dernières couches sont érodées le plus souvent, et n'apparaissent qu'en lambeaux à l'E et au S W du synclinal d'Autrans-Méaudre et à l'W du synclinal de Lans-Villard de Lans.

B) Influence des mouvements du fond de la mer et des courants.

Toutes les couches inférieures à l'Ensemble "F" sont caractérisées généralement par des stratifications entrecroisées peu visibles dans les bancs massifs de lauzes à ciment, mais bien apparentes dans les calcaires compacts. Dans ces derniers s'observent souvent des discordances angulaires très nettes d'assises sableuses sur des assises calcaires, ou d'assises calcaires de quelques mètres, ou parfois de quelques décimètres, les unes sur les autres (Photo 11).

La sédimentation a donc été très troublée, mais il est encore difficile de faire la part de ce qui revient à l'action des courants sous-marins, et de ce qui pourrait être lié à des mouvements verticaux du fond marin (hauts fonds érodés, et sillons fonctionnant comme pièges à sédiments).

En effet, au S de Méaudre et jusqu'au Plateau de Château Julien, il existe dans les ensembles inférieurs et moyens du Sénonien, des galets de roches urgoniennes à Miliolites et Orbitolines, qui pourraient traduire des reliefs sous-marins.

D'ailleurs, le Crétacé supérieur repose parfois directement sur l'Urgonien du Vercors, notamment dans la partie occidentale (Pl. 7 et I) P. LORY avait déjà constaté vers Malleval, au S de Cognin, la présence de "lauzes à Bryozoaires" encroûtant la surface ravinée de l'Urgonien (47)

Les courants à cette époque étaient parfois assez violents notamment dans la partie moyenne de l'ensemble "I" où les organismes, notamment les Bryozoaires sont très cassés, et où la proportion de débris organiques inidentifiables est forte.

Des courants de turbidité se sont aussi produits et sont à l'origine des niveaux de grès rougeâtres granoclassés de Bellecombe.

Les apports détritiques se sont faits souvent par à-coups, et se traduisent dans les lauzes à ciment par des passées bioclastiques, contenant des minéraux détritiques, passées parfois assez espacées, ayant souvent la forme de lentilles à bords effilochés et irréguliers indiquant l'influence locale des courants.

D'où venaient les matériaux détritiques apportés par les courants ?
Ces matériaux sont représentés principalement par des éléments de quartz très corrodés le plus souvent, parfois pétris d'inclusions ou couverts d'un enduit glauconieux qui donne une teinte verte à la cassure.

Nous avons trouvé quelques rares éléments de feldpaths très altérés en produit argileux dans le niveau sableux inférieur de la série du Plateau de Château Julien.

Les anciens auteurs faisaient venir ces éléments détritiques du Massif Central (61) .

Il nous semble que l'origine de ces éléments pourrait se rechercher aussi bien dans les massifs cristallins externes. Toutefois, nous n'avons aucune preuve de leur émergence au Crétacé supérieur.

Pour le savoir, il faudrait procéder à des recherches sur la direction des courants, recherches qui n'ont pu trouver place dans le cadre volontairement limité de cette étude.

Les autres éléments détritiques sont des débris de roches urgoniennes à Miliolites et Orbitolines et des débris de grès phosphatés à oxydes de fer abondants, accompagnés de moules de fossiles appartenant à l'Albien. Ces derniers éléments provenaient certainement de hauts fonds situés sur toute la bordure occidentale du Vercors ou en d'autres endroits du Vercors (Pl. 7).

C) Présence des silex

Les silex ne sont pas souvent visibles dans les bancs sénoniens, comme nous l'avons dit plus haut, et il est difficile de se baser sur eux pour créer des distinctions entre les formations du Crétacé supérieur. En outre, il existe des silex dans les couches inférieures des

"lauzes" situées dans la partie occidentale du Synclinal d'Autrans-Méaudre et de plus certains niveaux des "calcaires à silex" sont dépourvus de silex.

Enfin, la base des "calcaires à silex" et le sommet des "lauzes à pavés" sont souvent identiques macroscopiquement et parfois microscopiquement. Nous abandonnerons l'ancienne division du Sénonien en lauzes et calcaires à silex.

D) Variations des épaisseurs.

Elles se font surtout du N au S sur les deux flancs du Synclinal d'Autrans-Méaudre, et dans le sens d'une augmentation très nette. Les couches "sénoniennes" situées sous l'ensemble "S" ont une épaisseur qui varie de 140 m à Bellecombe jusqu'à 300 m dans les Gorges de la Bourne et de 140 m à la Combe Gonnet jusqu'à 220 m à la Combe de l'Ange puis 260 m au Plateau de Château Julien (si les grès supérieurs correspondent bien à l'ensemble "S").

Par contre, d'E en W, les épaisseurs se conservent à peu près, à part une légère diminution depuis les Gorges de La Bourne, jusqu'au Plateau de Château Julien.

E) Age de la série.

La macrofaune que nous avons trouvée ne nous a été d'aucune aide pour donner à l'intérieur du Crétacé supérieur un âge précis aux formations sises sous les couches à Orbitoïdes du Maestrichtien.

En effet, la répartition stratigraphique de Pycnodonta vesicularis est très étendue : du Cenomanien au Maestrichtien inclus, d'après Mme S. FREINEX.

L'étude des Globotruncana par Mr J. SIGAL a confirmé l'âge sénonien de toutes les formations dans lesquelles nous les avons découvertes.

La présence d'une association de Globotruncana caractérisant le Campanien supérieur et le Maestrichtien dans les couches surmontant les lau-
zes à ciment (s. str.) de Bellecombe à l'E d'Autrans confirme l'âge cam-
panien supérieur des couches surmontant les lau-
zes à ciment, donné jusqu'à pré-
sent par les auteurs. Mais la base des couches à faciès de lau-
zes à ciment de la Combe de l'Ours a révélé une Globotruncana caractérisant la limite
Sénonien inférieur-Sénonien supérieur.

Il est ainsi fort probable que les couches inférieures aux lau-
zes à ciment soient antérieures au Campanien supérieur. Aussi allons-nous com-
parer la stratigraphie du Sénonien de notre secteur, avec celle du Crétacé
supérieur dans d'autres régions du Vercors et du S E de la Francs.

IV - COMPARAISON AVEC LES AUTRES REGIONS DU VERCORS ET AVEC LE DIOIS ET LE DEVOLUY.

A) Le Vercors occidental et méridional - Le Diois et Dévoluy (Pl. 9)

L'Ensemble "S" se retrouve à l'W et au S W de notre terrain. Vers Rencurel, il se présente sous la forme de grès rougeâtres à Pycnodonta vesicularis alternant avec des calcaires renfermant les mêmes fossiles [61]. Il se prolonge vers le S W avec les mêmes caractères jusqu'à dans le synclinal de Tannée dans le Royans où il a été décelé par A. LE PAGE grâce à la structure alvéolaire et fibreuse que présentent en lames minces les Pycnodonta vesicularis.

A part cet ensemble repéré, il est difficile de trouver dans ces régions, des équivalents latéraux de nos ensembles. Les faciès s'uniformisent pour donner des calcaires blancs saccharoïdes riches en Bryozoaires, souvent sableux et contenant des passées plus ou moins importantes de sables. Cet ensemble se produit au N. dès St Julien en Vercors, où il existe deux intercalations sableuses puissantes de couleur jaune clair séparant trois barres de calcaires gréseux et prenant du sommet de la série vers la base, et du N au S un faciès rutilant [27].

Plus au S, dans le Diois et le Dévoluy, ce sont surtout le Turonien et les couches inférieures du Sénonien qui affleurent. Dans ces régions le Sénonien offre de nombreux points de comparaison avec celui de notre région.

Examinons la succession des assises sénoniennes du Dévoluy donnée par P. LORY en 1902 [46].

Nous avons de la base au sommet de la série :

- | | | |
|-----|--|--|
| I | - Calcaire blanc sublithographique | Sénonien inf. |
| II | - Calcaire gris plus ou moins argileux, souvent accompagné de marnes foncées | { Campanien inf. |
| III | - Calcaires lités, grès siliceux en dalles à surfaces planes contenant <u>Belemnitella mucronata</u> | |
| IV | - Calcaires blancs, grisâtres ou jaunes avec des silex en rognons ou en bandes. Calcaires parfois zonés en dalles à surfaces planes. Cet ensemble contient à la Madeleine une lumachelle à Pectens à Terebratules et à <u>Ostrea vesicularis</u> | { Campanien sup. |
| V | - Calcaires zoogènes à silex, blancs, jaunes ou rosés non zonés et contenant vers le sommet, des lits à grandes <u>Ostrea vesicularis</u> | |
| VI | - Calcaires sableux jaunes et oranges surmontant au Merdarit de Lus les bancs à grandes Huîtres | { Maestrichtien par analogie avec le Vercors |

Les termes supérieurs de cette série se retrouvent dans la région de Lans (Pl. V) mais les assises I et II, d'après P. LORY, font défaut dans le Vercors.

Cet auteur a étudié ces assises en lames minces.

- l'Assise I se présente à Montmaur près de Veynes (Pl 9) sous la forme d'un calcaire un peu argileux à petits Foraminifères de surface et à Pulvinulina tricarinata. Il passe vers le littoral N W dans la région des Gas de Chatillon à un calcaire gréseux et glauconieux à Bryozoaires, à débris d'Echinodermes et de Foraminifères de fond ; sédiment à la fois benthogène et terrigène ([46] - Pl. I, fig. 3).
- l'Assise II est formée vers Montmaur d'un calcaire un peu argileux à spicules calcifiés et quartz abondants. Il existe des intercalations plus nombreuses que dans l'assise I, de grès ou de poudingues quartzo-micacés à feldspaths.

Vers le N W, dans la région de Lus la Croix Haute, les spicules deviennent moins abondants mais la proportion d'organismes pélagiques et de ciment augmente. Cette fois, les apports viennent de la côte orientale.

L'assise I dans la région des Gas de Chatillon ressemble d'une façon frappante aux ensembles "A" et "B" (probablement synchrones) de notre région. La faune est la même et le ciment est également vaseux à organismes pélagiques. De plus, leur position stratigraphique sous des couches à Belemnitella mucronata est la même. D'après P. LORY, cette assise I aurait un âge emschérien donné par la macrofaune.

Cet âge fut contesté par la suite en 1947 par J. SORNAY à propos de la série du Crétacé supérieur des Gas de Chatillon. Série transgressive sur l'Aptien, le Gault ou le Cénomaniens, et débutant par un puissant ensemble de grès verts et de calcaires glauconieux avec des intercalations de poudingues à galets calcaires énormes de Néocomien et d'Urgonien. J. SORNAY donnait un âge Cénomaniens supérieur à ces formations. P. LORY fit à cette théorie de sérieuses objections [51] qui furent ensuite entérinées en 1958 par J. MERCIER [55]. Ce dernier trouva dans les conglomérats des Gas et ses équivalents à l'E, des Globotruncana qui déterminées par J. SIGAL donnèrent un âge campanien aux poudingues intercalés dans la formation des Gas de Chatillon et confirmèrent l'âge emschérien des formations calcaires spathiques et glauconieuses à l'W, sublithographiques à l'E, et situées immédiatement au-dessous des ensembles de poudingues. La phase tectonique majeure anté-sénonienne serait d'âge turonien inférieur - turonien moyen et aurait été suivie d'une certaine instabilité.

Il est ainsi fort probable que les Ensembles "A" et "B" soient contemporains de ces formations, ou plus récents, mais en tout cas plus anciens que le Campanien supérieur.

B) Le Vercors septentrional - Conclusions.

Une étude micrographique locale du Sénonien a été effectuée en 1956 par Mademoiselle N. ROUBICHOU dans les couches sénoniennes de Sassenage.

Nous avons donné de la coupe de Sassenage une représentation lithologique (Pl. 10). Les niveaux indiqués sur cette coupe correspondent aux niveaux indiqués par Mademoiselle ROUBICHOU dans son tableau des courbes de fréquence.

La succession stratigraphique est la suivante à partir de l'Aptien :

- Calcaire roux gréseux à entroques, "lumachelle" des anciens auteurs, d'âge aptien supérieur,
- Calcaire à entroques plus finement cristallin à glauconie rarement/oxydée,
- Calcaire gris très finement gréseux et glauconieux,
- Grès glauconieux à nombreux spicules,
- Calcaire fin glauconieux à zones gréseuses et glauconieuses contenant de nombreux silex,
- Calcaires grisâtres siliceux plus ou moins gréseux de plus en plus fins vers le haut, et admettant des intercalations de grès à ciment calcaire. La présence à ce niveau, de Globotruncana lapparenti inflata Bolli indique un âge turonien,
- Lauzes gris-bleu débutant à la base par des formations encore gréseuses,
- Lauzes jaunes à Bryozoaires datées du Campanien supérieur par des Globotruncana,
- Calcaires à silex dans lesquels le quartz et la glauconie se raréfient puis disparaissent vers le sommet,
- Maestrichtien à Orbitoïdes - dépourvu de silex.

L'absence de Globotruncana dans les calcaires à silex ne permet pas de les situer de façon précise dans le Campanien supérieur ou le Maestrichtien.

Quant aux couches très gréseuses et glauconieuses surmontant la "lumachelle", Mademoiselle ROUBICHOU les rapporte à l'Albien.

Comparons cette succession stratigraphique avec celle rencontrée à la Robertière à l'E du Pas de Bellecombe (Pl. III - photo 3).

Nous avons au-dessus des sables albiens très nets, le calcaire blanc compact à entroques et Bryozoaires, piqueté de grains de glauconie non oxydée. Ce calcaire est surmonté de grès glauconieux peu épais, puis de calcaires gris-jaunâtres plus ou moins gréseux et glauconieux admettant des passées riches en quartz et glauconie. Ces calcaires s'affinent vers le haut pour passer aux lauzes.

Cette succession stratigraphique est très semblable à celle de Sassenage. Le calcaire blanc compact de la Robertière est probablement le même que le calcaire à entroques à glauconie non oxydée de Sassenage, de même que les grès glauconieux qui le surmontent. Par contre, nous n'avons pas retrouvé à la Robertière le calcaire gris très finement gréseux et glauconieux de Sassenage.

Enfin, les calcaires à passées gréseuses et glauconieuses de la Robertière ressemblent par leur lithologie et leur position stratigraphique à ceux datés du Turonien à Sassenage.

Que pouvons-nous conclure de cette comparaison ?

- 1 - Le calcaire compact à entroques reposant sur la "lumachelle" à Sassenage, et sur des sables albiens à la Robertière n'est probablement pas d'âge aptien ; de même le grès glauconieux qui le surmonte n'a probablement pas un âge albien.
- 2 - Les calcaires gris-jaunâtres à passées grésoglauconieuses de la Robertière sont peut-être d'âge turonien.

Il ressort de notre étude sur le Sénonien, et de cette comparaison avec l'étude de Mademoiselle ROUBICHOU à Sassenage, que le Turonien existe probablement sur notre terrain, mais qu'il n'a pas pu être daté par des fossiles.

D'autre part, les couches situées au-dessus et en-dessous des couches turoniennes de Sassenage n'ont pas pu être datées par Mademoiselle ROUBICHOU.

Nous venons de voir que les couches inférieures comprenant le calcaire blanc à entroques ne sont probablement pas albiennes et aptiennes, mais plutôt post-Albien.

Elles pourraient donc être soit turoniennes, soit cénomaniennes, bien que le Cénomaniens du Vercors soit exclusivement sableux.

Cependant à Bellecombe, en rive droite, le calcaire blanc compact du SA contient à la base et au sommet des passées microconglomératiques à éléments phosphatés, et passe en rive gauche à un conglomérat à ammonites albiennes remaniées. Cet ensemble représente donc des formations littorales qui pourraient correspondre à des dépôts cénomaniens.

En ce qui concerne les couches supérieures, les niveaux de lauzes gris-bleu situées entre le Turonien daté et le Campanien supérieur à Sassenage pourraient appartenir à l'Emscherien et au Campanien inférieur.

Ces niveaux existent aussi sur notre terrain et possèdent dans leur partie supérieure vers la Combe de l'Ours un faciès très voisin des lauzes à ciment qui a livré une Globotruncana de la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur.

Ces couches sont donc certainement plus anciennes que le Campanien supérieur.

Il existe donc dans le Vercors septentrional des couches postérieures au Cénomaniens inférieur et antérieures au Campanien supérieur. Il est donc possible que l'émergence du Vercors ait été réduite ou même inexistante au Crétacé moyen et jusqu'au Daniens, et que seuls les courants liés à des oscillations verticales du fond de la mer assez peu importantes aient joué un rôle notable dans la sédimentation.

Par rapport aux formations semblables par la lithologie et le micro-faciès mais datés de l'Emschérien dans le Diois et le Dévoluy, nos Ensembles A et B seraient donc, non pas plus récents, mais plus anciens et il y aurait une variation de faciès du N au S dans le temps et l'espace.

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS TERTIAIRES

A la fin du Crétacé supérieur les mouvements anténummulitiques ont provoqué l'émersion du Vercors. Ces mouvements ont commencé dès le Danien qui est inconnu dans la région ; et à l'Eocène, le Vercors était totalement exondé.

I - L' EOCENE

Il est généralement représenté par des formations argileuses de couleurs diverses, souvent rouges, mais aussi ocrés ou blanches. C'est le sidérolithique. Ces argiles remplissent des poches dans les calcaires, et proviennent d'une érosion de ces calcaires, accompagnée d'une décalcification. Cette érosion était souvent karstique, car nous avons trouvé des argiles rouges en quantités notables dans les grottes creusées dans le Sénonien de la région des Griats.

Ces formations se retrouvent principalement sur la marge orientale du Synclinal d'Autrans-Méaudre, non loin du contact Miocène-Sénonien, notamment à Bellecombe, à l'E de la Perrinière, vers les Griats et dans la région des Girauds. La plupart des poches généralement de petite taille (5 à 10 m de diamètre) contenant ces argiles, ont été exploitées, et il ne reste souvent que des terrains argileux qui colorent plus ou moins la terre d'altération.

Au S de la Forêt de Jay, dans la région de Chemin Neuf et de la Cordelière, les poches contenant des argiles rouges et jaunes sont plus nombreuses, et contiennent des silex très brisés parfois cimentés par une pâte calcaire argilosableuse. Au voisinage de ces poches, et dans les zones déboisées qui entourent les habitations de Chemin Neuf et de la Cordelière, la terre arable grise ou jaunâtre recouvre des argiles jaunâtres peu épaisses qui reparaissent en quelques points.

Or, toutes ces formations se trouvent sur deux plateaux de faible étendue légèrement pentés vers le S ou le S E et situés de part et d'autre de la Combe Ernouse. En fait, ils devaient se raccorder avant le creusement de cette combe, et former une surface d'érosion continue qui se devine dans la topographie (Photo 12).

A l'W et au N W du hameau de la Cordelière, nous avons rencontré un sol forestier jonché de débris de silex et dépourvu d'argiles et de calcaires. Ce phénomène est particulièrement caractéristique dans la partie haute de la Combe de la Chapelle et à la Croix-Servagnet. Il s'agit sans doute d'une érosion qui a commencé à l'Eocène, se continue actuellement, et qui affecte des couches sénoniennes très riches en silex.

Dans la Forêt des Clapiers, nous avons parfois rencontré des poches d'argiles jaunâtres ou ocrés creusées dans l'Urgonien. Ces argiles sont toutefois peu nettes en affleurements, car elles apparaissent à l'intérieur même du sol forestier, et sont très mal délimitées. De plus, elles n'ont pas les teintes vives qui caractérisent les argiles de la marge orientale du Synclinal d'Autrans-Méaudre.

Nous ne pensons pas que ces formations aient pu appartenir à l'Eocène. Ce sont plutôt des argiles de décalcification quaternaires plus ou moins liées à une érosion karstique.

Au S de Villard-de-Lans, les formations éocènes rencontrées dans la région de la Balmette sont différentes d'aspect de celles dont nous venons de parler. Il s'agit de sables ou de grès à ciment calcaire de couleur rouge ou de couleur blanche, et comportant alors des grains de glauconie non oxydée. Ces grès admettent des intercalations de lits argilosableux.

Ces sables se retrouvent dans le Ruisseau du Frier. Or, il se trouve que justement dans cette région affleurent les niveaux sableux très épais de l'Ensemble "S", et ce sont ces niveaux qui ont été remaniés sur place par des torrents, à une époque où le climat oxydant s'était fortement radouci.

II - LE MIOCENE

L'Oligocène est inconnu dans la région, et les premières formations qui surmontent l'Eocène et le Crétacé sont dues à la transgression miocène qui s'est effectuée du S au N à l'emplacement des chaînes subalpines.

D'après C. GERMAIN et G. DEMAISON la sédimentation tertiaire a été influencée par l'existence de paleoreliefs créés par la phase tectonique située entre le sommet du Crétacé et le début de l'Oligocène. Dans le bassin de Valence, les plissements éocènes ont probablement partout, d'après ces auteurs, une orientation parallèle aux plis de la bordure occidentale du Vercors, c'est-à-dire N. N E - S. S W. Ce sont ces directions qui ont influencé d'abord la sédimentation tertiaire puis l'orogénèse alpine.

Les terrains miocènes occupent une grande partie du Synclinal d'Autrans-Méaudre.

Les couches inférieures se rencontrent au N d'Autrans sur la route des Naves. V. PAQUIER (63) a donné la succession stratigraphique suivante de la base au sommet de la série :

- 1 - molasse sableuse à Lithothammium et tests de mollusques (8 m)
- 2 - cordon de cailloux siliceux à patine verte (0,5 m)
- 3 - assises calcaires à Lithothammium (4 m)
- 4 - molasse gréseuse à Pecten praescabriusculus
- 5 - niveau argileux constituant le fond des deux vallées allant d'Autrans à Méaudre.
- 6 - poudingues à galets impressionnés constituant le couronnement de la colline de Claret.

Sur notre terrain, nous n'avons pas rencontré les quatre premières assises décrites par V PAQUIER.

Les bords du Synclinal molassique sont constitués de grès jaunâtres à ciment argilo-calcaire alternant parfois avec des marnes gris foncé parfois bleuâtres. Il existe dans les niveaux gréseux des passées bioclastiques. Au N de Cochet entre Méaudre et Autrans, une de ces passées s'est révélée micrographiquement riche en débris courbes et allongés recristallisés en calcite microgrenue, et représentant probablement des tests de Mollusques. Les Bryozoaires sont assez abondants ainsi que des organismes unisériés ellipsoïdes à parois épaisses. Il existe quelques Textularidés, Buliminidés, Rotalidés, Miliolidés (Triloculina). Le quartz est abondant mal classé accompagné de quelques grains de phosphates et de grains de glauconie assez abondants. Le ciment important (plus de la moitié de la roche) est formé de calcite microgrenue, parfois grenue et d'argile limoniteuse.

Ces formations argilosableuses se retrouvent au bas des pentes qui constituent la colline de Claret et ses deux prolongements vers le S.

A mi-chemin entre Autrans et le premier hameau des Gonnets, vers la côte 1050, nous avons rencontré un affleurement de grès micacés à ciment calcaire qui micrographiquement se révèle riche en éléments détritiques de quartz, mais aussi de mica et d'épidote. Il existe des feldspaths moins abondants, et des galets de calcite cryptocristalline. Le ciment de calcite microgrenue et grenue, abondant, contient beaucoup de saletés et d'oxydes de fer et également des zones très argileuses ovoïdes assez abondantes.

Il existe aussi quelques lits de lignites au N du Bois de Claret au niveau de la route d'Autrans au Col de la Croix Perrin.

Le Bois de Claret est constitué de conglomérats à galets calcaires clivés, impressionnés, parfois rongés par des lithophages, et des galets de compositions différentes, dont des radiolarites. Ces conglomérats sont moins abondants vers le bas de la série, ils forment des lits, où les éléments sont cimentés par un grès calcaire gris-foncé.

La limite entre ces poudingues, et les formations sabloargileuses qui les supportent est assez mal définie, mais correspond vers le N à une ligne de sources situées vers la côte 1100 dans la région des Gonnets. Cette limite, et les sources qui l'accompagnent se retrouvent dans le Ruisseau des Rivaux qui constitue dans la partie amont, et jusqu'au point 1008, l'axe du synclinal molassique.

LE QUATERNAIRE

I - Les ÉBOULIS et les GLISSEMENTS de TERRAIN

Les éboulis formés d'éléments calcaires sont très importants au pied des falaises qui limitent notre terrain à l'W, c'est-à-dire à l'W de la Forêt des Clapiers et de la Forêt de Chalimont. Ces falaises urgo-niennes sont très exposées à l'action du vent et aux alternances de gel et de dégel.

Le Perrelier a donné naissance à des éboulis importants notamment à l' W. Ce massif très diaclasé est le siège de failles, de plis et d'étirements qui rendent sa structure morphologique apte aux éboulements. Les récents tremblements de terre qui ont affecté la région de Corrençon, ont provoqué un éboulement assez considérable, vers le Collet, au N du sommet du Perrelier (photo 13). Grâce au jeu de diaclases verticales de direction E W et d'une diaclase à surface courbe pentée vers l'W un gros bloc de calcaires sénoniens assez compacts s'est détaché de l'arête, et a ravagé la partie de forêt située au-dessous. Ce système de diaclases existant sur toute l'arête située au N du Perrelier, il est à craindre que ce phénomène se reproduise. Heureusement, les éboulements à cet endroit sont vite amortis par la forêt.

Les Gorges de la Bourne présentent elles aussi des éboulis, mais les pentes étant plus fortes, les éléments vont jusqu'à la Bourne et sont entraînés par l'eau.

Il existe également des éboulis bien visibles dans la région de la Grande Moucherolle, et le tremblement de terre de Corrençon a activé ici aussi le jeu des diaclases à tel point qu'il s'est dégagé des éboulements, des nuages denses de poussière, qui ont fait craindre à certaines personnes l'apparition ... d'un volcan !

Mais les éboulis ne sont souvent pas aussi visibles et sont recouverts d'une chape d'altération donnant naissance à des prairies ou à des forêts. Cette disposition se retrouve à l'W des falaises sénoniennes de Gros Martel et de la Crête des Rochettes, du Plateau de Château Julien, du Peuil des Olivets et de la Crête du Peuil située à l'E de la Forêt de la Loubière.

Nous avons rencontré des glissements dans les terrains argileux notamment dans les marnes à Orbitolines au N de la ferme des Verdoux, dans les Gorges de la Bourne et dans les zones argileuses de la molasse constituant la colline de Claret au S d'Autrans.

Mais la région du Bas Méaudret présente un éboulement ou un glissement de terrain important. En effet, depuis le point IOI4 au S, jusqu'au hameau N de la Martinière se trouve un placage de lauzes à ciment

qui ne sont manifestement pas en place. Les sables albiens et la "lumachelle" de l'Aptoalbien apparaissent en fenêtre au S E du hameau N de la Martinière. A une époque ancienne, le changement de direction de la Bourne devait se faire plus au N W et la rivière, après avoir entaillé le Sénonien, a progressé vers le N W en taillant son lit dans les sables albiens et sous les couches sénoniennes jusqu'au moment où celles-ci se sont effondrées. Le jeu des blocs sénoniens le long des failles ou de diaclases de direction E W, et les pendages dirigés vers l'E, donc vers la Bourne, ont favorisé le glissement des couches sénoniennes vers l'E. Ce glissement des assises les unes sur les autres existe d'ailleurs sur tout le flanc E de la Crête des Rochettes et masque les sables albiens.

II - Les TERRAINS QUATERNAIRES de la REGION D'AUTRANS-MEAUDRE

La région d'Autrans est caractérisée par des formations glaciaires. D'après A. ALLIX, le vallum morainique des Gaillards représente le terrain d'un stade ancien. Plus récents sont les trois vallums passant au hameau du Truc, au lieu-dit le Cornet, et au lieu-dit le Château.

Cependant toutes ces formations sont postérieures à un stade glaciaire plus ancien pendant lequel les glaciers occupaient vers l'aval une partie importante des vallées du Méaudret et de la Perrinière. Après le retrait de ces glaciers, l'érosion régressive de l'émissaire du glacier des Gaillards a entaillé la cuvette dans laquelle se trouvent Autrans et les vallums morainiques visibles actuellement.

Le vallon de la Perrinière a donc été abandonné par le glacier venant de la vallée de l'Achard.

Le cirque de Bellecombe a été occupé par un glacier qui n'a pas influencé le dépôt des complexes morainiques d'Autrans. Il est possible qu'il suivait le vallon de la Perrinière. C'est sans doute une moraine qui a dévié le ruisseau de la Perrinière vers l'E au-dessus de la Gorge épigénétique des Griats.

Actuellement les deux vallées aboutissant à Méaudre comportent surtout de la molasse ; les alluvions anciennes et actuelles ont repris le Miocène, et les éléments n'ont subi qu'un transport assez court. La composition lithologique de la molasse et celle des alluvions sont donc souvent identiques.

Néanmoins, il existe à Méaudre même une terrasse ancienne liée à la vallée du Méaudret, mais aussi à la Combe du Furon. Une entaille dans cette terrasse effectuée pour la construction d'une villa nous a révélé la présence de lits de sables argilocalcaires, d'argiles bigarrées et de lentilles de graviers grossiers.

En outre, les bordures orientale et surtout occidentale du synclinal molassique présentent des cônes de déjections anciens très émoussés qui se devinent par endroits.

Enfin, il existe d'après la dernière édition de la carte géologique de Vizille 1/80 000, une bande de formations glaciaires à l'W de la colline de Claret jusqu'au Cotel, près de Méaudre.

En fait, nous n'avons pas trouvé de formations semblables dans cette région, à part quelques galets miocènes au Cotel. D'autre part, les couches sabloargileuses de la molasse affleurent en plusieurs endroits notamment au S W des Gaillards de la cote 1041 à la cote 1070. Il est possible qu'il subsiste quelques formations glaciaires d'un stade ancien, mais d'une façon discontinue et recouvertes par une chape épaisse d'altération.

III - Les TERRAINS QUATERNAIRES au S de VILLARD-DE-LANS

Il existe deux bassins d'expansion des glaciers de la Grande Mouche-rolle : le ravin de la Fauge, et la Forêt de Villard.

Le glacier occupant le ravin de la Fauge a donné naissance sur notre terrain au vallum des Pierres et de Bois Damier. Une diffluence de ce glacier, passant par le Jardin de Tanaz a créé les vallums qui s'avancent en direction des Guillets et des Pouteils. Ces vallums sont actuellement tous entaillés par une érosion régressive.

Le glacier occupant le bassin d'expansion de la Forêt de Villard a laissé deux vallums avec nappes subordonnées, la nappe inférieure s'avance jusqu'au Ruisseau de Corrençon, et comporte encore de gros blocs urgoniens.

La région de la Grange Bonnet au S de Corrençon présente une nappe subordonnée aux vallums laissés par les glaciers descendant des Rochers de la Balme.

Le Ruisseau de Corrençon prend naissance dans la zone de sables albiens de Corrençon où les alluvions sont en fait des sables remaniés par l'érosion actuelle. Il évolue ensuite dans une vallée étroite jusqu'à la Balmette en amont de Villard de Lans. Dans cette région, la molasse miocène, les alluvions fluvioglaciaires du Ruisseau de la Fauge et celles du Ruisseau de Corrençon sont parfois difficiles à distinguer les unes des autres, car le fluvioglaciaire a remanié profondément la molasse.

- D E U X I E M E P A R T I E -

T E C T O N I Q U E

HISTORIQUE DES RECHERCHES

Parmi les différentes régions qui composent notre terrain, ce sont celles du Ravin de la Fauge et de Valchevrière qui vont retenir l'attention des géologues.

En 1901, W. KILIAN fait du bord occidental du Ravin de la Fauge la charnière d'un pli déversé vers l'E. Ce déversement correspond à la théorie bien établie à l'époque, d'un déversement général des plis de la bordure orientale du Vercors vers l'intérieur de la chaîne alpine, donc vers l'E.

Cette théorie va prévaloir jusqu'en 1921, époque à laquelle W. KILIAN se demande si le déversement des plis ne s'effectue pas en fait en sens inverse, vers l'W. A partir de ce moment, les auteurs vont modifier le style tectonique de la Grande Moucherolle. Cette dernière est décrite en 1923 par P. LORY et X. REY-JOUVIN comme un lambeau de série inverse reposant sur l'Urgonien autochtone.

Mais en 1926, ces mêmes auteurs reconnaissent le style peu mouvementé de la région de Villard-de-Lans et déterminent d'W en E les éléments suivants : Synclinal de Villard-de-Lans, Anticlinal de la Crête des Jaux bordé à l'E par des cassures N-S avec refoulement léger vers l'E de cet anticlinal, Synclinal de la Fauge, la Grande Moucherolle étant affectée par un pincement anticlinal violent.

En 1927, P. LORY montre que d'E en W dans le Vercors, on a affaire à des écaillés refoulées vers l'W et caractérisées par un traînage peu intense, sauf au Moucherotte.

La région de Valchevrière est étudiée en 1947 par J. GOGUEL. Cet auteur décrit à l'E du synclinal molassique de Rencurel un élément tectonique débutant par un simple repli vers le Col du Rousset, et passant dans les Gorges de la Bourne à un système de failles échelonnées, sollicité par la compression des couches tithoniques en profondeur. Ce système de failles verticales, dont un élément borde le Perrelier à l'W, a offert une grande résistance au chevauchement qui ne s'est produit que vers Valchevrière.

En 1950, des caractères tectoniques intéressants sont mis en lumière par R. BARBIER qui découvre à l'W de Villard-de-Lans des failles de direction générale N-S, et comportant parfois des bifurcations en Y divergentes vers le N.

En 1954, J. DEBELMAS et J. GOGUEL émettent l'idée que les plis couchés vers l'W, affectant les niveaux compétents du Mésozoïque de la région de Grenoble représentent un style tectonique local dont l'influence diminue vers le S pour disparaître dans la région de Gresse. De même, plus à

.../...

l'W, le pli-faille de Voreppe passe à un repli régulier vers le Col du Rousset, au S. Ce changement de tectonique vers le S serait lié à l'ennoyage du dôme de la Mure dans cette même direction.

En 1958, C. GERMAIN et G. DEMAISON attirent l'attention sur l'importance considérable qu'ont joué, dans le Vercors, les mouvements anté-Eocène et, dans une certaine mesure, anté-Sénonien dans l'élaboration du "complexe" géologique ; élaboration qui a souvent été inscrite dans les chaînes subalpines à l'actif des mouvements post-Miocène. D'autre part, la bordure occidentale du Vercors ne représente pas un front de chevauchement vers l'W, mais une flexure comportant parfois quelques failles inverses. D'après ces auteurs, ces plis occidentaux, appuyés sur le bassin tertiaire de Valence, ont servi de butoir aux efforts de la poussée venant de l'E et ont provoqué d'W en E des chevauchements de plus en plus intenses.

Enfin, en 1960, J. SARROT-REYNAULD conteste l'amplitude accordée jusqu'alors aux mouvements tangentiels dans la bordure orientale du Vercors et souligne l'importance de deux systèmes de failles, approximativement orthogonaux, l'un de direction N 70° W, l'autre, plus récent, de direction N 30° E.

DESCRIPTION TECTONIQUE

L'étude de la tectonique est liée de façon intime à la connaissance de la stratigraphie, et au levé géologique au 1/20 000e.

Or, notre secteur comprend surtout des terrains sénoniens et urgoniens dont la stratigraphie détaillée avait été peu étudiée sur une grande surface. Il nous a donc fallu étudier la stratigraphie précise du Sénonien pour y déceler les couches repères susceptibles de donner des indications sur la tectonique, telles que les calcaires compacts de base des Ensembles A et B et les couches de sables et de calcaires sableux à grands Pycnodontes de l'ensemble S. Signalons que les calcaires à Orbitoïdes ne permettent guère des contours précis à cause de leur position en lentilles.

Les formations urgoniennes et dolomitiques ont pu elles aussi être divisées en plusieurs ensembles, mais seul l'Ensemble urgonien affleure ailleurs que dans les Gorges de la Bourne.

Dans ces formations urgoniennes, les couches à Orbitolines nous ont été d'un faible secours pour la même raison que les couches à Orbitoïdes.

Le levé géologique au 1/20 000e a été difficile à effectuer à cause du manque d'affleurements dans certaines régions, comme celle de Bois Barbu par exemple, et du manque de visibilité dans les zones boisées, ce dernier caractère nous ayant souvent obligés de suivre les contours pas à pas.

En outre, certains parmi les terrains étudiés présentent souvent des variations d'épaisseur rapides et importantes, comme les calcarénites à

.../...

entrouques de l'Aptien, les sables albiens et le Sénonien S. Ces variations gênent considérablement l'étude des failles dont une assez grande partie présente de faibles rejets.

Enfin, la présence de plusieurs phases tectoniques successives accompagnées du rejeu des failles plus anciennes et de nombreuses diaclases a donné aux couches des allures très morcelées, visibles notamment dans les zones vierges de toute végétation comme la région des Deux Soeurs.

Toutes ces difficultés sérieuses nous ont contraints d'une part, à rechercher le maximum d'observations et de données fournies par le terrain, et d'autre part, à utiliser des méthodes graphiques permettant d'extrapoler certains contours ou d'apprécier certaines épaisseurs. Ces méthodes graphiques ont été souvent contrôlées par des coupes effectuées dans plusieurs directions, et, quand la couverture végétale le permettait, par l'utilisation des photos aériennes.

I - TECTONIQUE SUR L'ENSEMBLE DU SECTEUR (Pl. VI)

La partie septentrionale présente d'W en E : le synclinal molassique d'Autrans-Méaudre, puis l'anticlinal de la Forêt de Guiney, dont l'axe se trouve un peu à l'E des crêtes dominant la région de Lans-en-Vercors.

A l'approche de Méaudre, cette disposition se complique.

- Le flanc occidental du synclinal d'Autrans est affecté de trois failles en éventail et ce synclinal se divise en deux branches dont les axes se relèvent en direction du S. Cette scission est provoquée par l'apparition d'un pli anticlinal déversé vers l'W et affecté d'une faille inverse à pendage E dont le rejet augmente rapidement vers le S.

- En même temps à l'E, l'anticlinal de la Forêt de Guiney s'amortit et se trouve relayé à l'W par un nouvel anticlinal affecté de petits plis secondaires sur ses deux flancs, d'une faille de direction N 10°E sur son flanc oriental, et d'une faille NS à rejet plus important (la faille de la Bonnetière) sur son flanc occidental.

- Le relais des deux zones anticlinales s'effectue à la latitude de Méaudre et de Lans-en-Vercors, au niveau d'un ensellement visible.

A partir des Gorges de la Bourne commence le domaine des étages infra-Sénonien et, en particulier, de l'Urgonien.

La région comprise entre la Crête de Chalimont et la faille de la Bonnetière est caractérisée par quatre principaux systèmes de fractures :

- 1 - des failles inverses pentées E véritables chevauchements plus voisins des plis faillés que des plis-failles, et présentant toujours des traînages vers l'W.

.../...

- 2 - des failles N-S dont certaines assez rectilignes paraissent les plus anciennes de toutes les fractures tandis que d'autres au tracé sinueux parfois N.NE-S.SW semblent les plus récentes.
- 3 - des failles E-W assez anciennes.
- 4 - des failles de direction W.NW-E.SE qui paraissent postérieures aux chevauchements mais antérieures aux failles NS les plus récentes.

Nous avons d'W en E :

- un anticlinal déversé vers l'W, limité à l'W par un plan de chevauchement penté E (la faille inverse de Rencurel). Cet anticlinal de la Tende-Chalimont dont la retombée est parfois laminée se régularise vers le Sud.

- un synclinal masqué par l'avancée d'un bloc oriental chevauchant. Ce synclinal correspond aux affleurements d'Albien et de Sénonien existant dans la Haute Valette et le Plateau de Château Julien, de part et d'autre des Gorges de la Bourne. C'est l'homologue de la branche occidentale du synclinal d'Autrans-Méaudre.

- un ou plusieurs plans de chevauchement à regard E délimitant des écaillés au niveau des Gorges de la Bourne.

- une zone urgonienne légèrement pentée vers l'E et très fracturée.

Au voisinage de la faille de la Bonnetière et à l'E de celle-ci, nous n'avons pas retrouvé la branche orientale du synclinal d'Autrans-Méaudre ni la zone anticlinale de Maillarot qui relayait vers le S et vers l'W l'anticlinal de la Forêt de Guiney. En fait, ces deux éléments convergent vers le S de part et d'autre de la faille de la Bonnetière et donnent naissance à une flexure à regard E.

Cette flexure se suit à l'E de la faille de la Bonnetière jusque vers les Montauds au S de Bois Barbu, puis à l'W de cette même faille dans la Forêt de la Loubière (photo A).

Elle annonce à l'E le synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon, branche occidentale du synclinal de Lans-en-Vercors.

Ce synclinal de Corrençon dont l'axe se relève vers le S est constitué par des couches sénoniennes affectées de failles très récentes de direction N.NE-S.SW qui provoquent l'effondrement du fond du synclinal.

A l'E de ce synclinal, vient un plateau urgonien qui encore recouvert de Sénonien dans la partie septentrionale émerge rapidement vers le S. Il est bordé à l'E d'un synclinal qui se suit du Vallon de la Fauge à la région des Deux Soeurs et de la Grande Moucherolle (photo C). Ce synclinal régulier vers les Deux Soeurs devient dissymétrique dans le Vallon de la Fauge, le pli anticlinal qui le borde à l'W devenant à cet endroit légèrement chevauchant vers l'E. (photo F).

.../...

L'ensemble des plis est affecté de failles de direction NW-SE à W.NW-E.SE qui perturbent parfois la direction des plis. Ces failles sont plus récentes que les failles de direction EW, et celles de direction NS.

Le bord occidental du plateau est coupé par la faille de Combeauvicux de direction N.NW-S.SE qui abaisse le compartiment occidental. Cette faille est décalée par une plus récente de direction W.NW-E.SE, la faille de la Fenêtre.

II - DESCRIPTION DES ENSEMBLES TECTONIQUES (Pl. VII et VIII)

A) Domaine sénonien et molassique au N des Gorges de la Bourne

Dans ce domaine, le synclinal d'Autrans-Méaudre à remplissage miocène tient une grande place. Il ne présente apparemment pas de complications dans sa partie septentrionale, d'ailleurs la molasse ne se prête guère aux plissements. D'après J. GOGUEL [19], les sables miocènes très épais sont difficilement déformables, les grains de quartz sont très rigides, et leur déplacement mutuel entraîne un frottement interne considérable. Cependant, il peut exister des plis secondaires mais la rareté des affleurements et les remaniements quaternaires anciens et récents (empierrage des chemins qui détruit un des rares espoirs d'affleurements) ne permettent pas de les déceler.

Les zones à prédominance sénonienne sont affectées d'un nombre restreint de failles dont la plus grande partie présente de faibles rejets (20-40 m).

Le plus souvent, les couches sénoniennes très bien litées réagissent aux efforts par des plis accentués. Ces plis dont le rayon de courbure est assez grand (300 à 500 m) s'accompagnent de complications sous la forme de plis à faibles rayons de courbure (30 à 100 m environ). Ces derniers enfin sont eux-mêmes affectés de microplis bien visibles dans les entailles naturelles ou émergeant de l'humus et de la végétation forestière (photo 4). Les axes de ces trois sortes de plis sont parallèles et ont en général des directions NS à N.NE-S.SW.

Signalons que les microplis sont très abondants dans les zones de flexures et de failles ; ces dernières existant dans l'Urgonien sont rapidement absorbées dans le Sénonien.

1 - Zone anticlinale de Guiney-Meillarot

Du cirque de Bellecombe au N, à la Forêt de Jay au S, la Forêt de Guiney recouvre un anticlinal aplati dont l'axe se situe un peu à l'E des falaises dominant de loin les Gorges du Furon.

Dans le cirque de Bellecombe, l'intensité des pendages des couches sénoniennes assez faibles à l'E s'accroît assez brutalement à l'W (photo B). Les coupes 1 à 5 donnent à cet anticlinal une allure de plateau incliné vers l'W et bordé d'une flexure occidentale.

.../...

Le cirque est affecté de trois failles. La plus importante de direction N 15°W affecte à la fois Sémonien et Urgonien. La faille de direction NW-SE décale nettement les couches compactes du Sémonien A, mais présente un rejet faible et s'amortit dans les sables albiens.

Plus au S, une fracture affecte la Combe de Barbuissou, mais son rejet faible est peu net. Il est possible que cette faille affecte le Miocène et soit à l'origine du petit décrochement topographique de la Colline de Claret au niveau de la ferme Julien.

A la latitude des Griats, l'anticlinal de la Forêt de Guiney perd son individualité. Son axe s'abaisse vers le S. Pendant ce temps, la flexure bordière se déforme et va donner naissance vers le S à l'anticlinal de Meillarot (coupes 6 à 8). Or, la région de la Forêt de Jay montre au bord de la route de Lans-en-Vercors au Col de la Croix-Perrin des pendages très accusés. Il s'agit donc pour l'anticlinal de la Forêt de Guiney d'une sorte de flexure qui s'atténue vers le S. Au niveau de la Cordelière (coupe 8) cette flexure est remplacée par une série d'ondulations.

Il existe donc au niveau du Col de la Croix-Perrin un point de symétrie qui est souligné par un ensellement d'axe EW de la zone anticlinale Guiney-Meillarot.

Vers le S, l'axe de l'anticlinal de Meillarot se relève. Sur le flanc oriental apparaît une ondulation anticlinale formant le Molard et bordée à l'W par une faille verticale qui relève le compartiment oriental et qui se poursuit jusqu'au niveau des Geymonds où elle se perd au contact Sémonien-Miocène.

A l'W, de petits plis assez pincés affectent le flanc occidental et viennent buter contre la faille de la Bonnetière. Leurs axes se relèvent vers le S. Simultanément le toit de l'anticlinal s'aplatit et l'axe devient difficile à définir (coupes 10 à 12).

La faille de la Bonnetière débute au hameau du Coin à l'extrémité de la pointe molassique. Elle affecte le fond du synclinal sénonien, et met en contact le Maestrichtien et le Sémonien F.

Le Miocène ne semble pas affecté par cette faille, il est possible que celle-ci soit antérieure au Miocène, ou alors que les conditions médiocres d'affleurement aient influé sur le tracé des contours.

Plus au S, la faille se rapproche peu à peu du sommet de l'anticlinal les microplis sont très abondants à son voisinage et sont nettement visibles dans les combes de direction W.NW-E.SE.

Au niveau des Gorges de la Bourne, la faille met en contact les couches de base du Sémonien à l'W et les calcarénites à entroques de l'Apt-albien à l'E. La composante verticale du rejet atteint ici 180 m.

.../...

2 - Flanc occidental du synclinal d'Autrans-Méaudre

La partie septentrionale est calme, la direction générale des couches est N 30°E. Il existe cependant deux zones de flexure dans le Sénonien, une à l'approche du Miocène, l'autre au voisinage de l'Urgonien (coupes 1 à 5).

Aux environs du Trou-qui-souffle, une faille de direction NW-SE décroche le compartiment méridional vers l'W ou l'abaisse ce qui revient au même étant donné le pendage général des couches. Il existe cependant près du Scialet de Pertuson des crochons dans la lumachelle indiquant une composante latérale du rejet assez importante.

Plus au S, deux failles de direction NE-SW et N.NE-S.SW jouent chacune par abaissement du compartiment situé au SE (ou jeu de ce compartiment vers le SW) et viennent converger vers le N à la latitude de Thorénas. Elles sont à l'origine du rétrécissement local vers le N de la vallée de Méaudre.

Vers le S, les pendages se régularisent jusqu'à la Combe de Furon où la branche occidentale du synclinal d'Autrans-Méaudre disparaît sous le chevauchement de Gros Martel. Dans la Combe du Trou-du-Vau une petite faille EW abaisse ou décale vers l'W le compartiment méridional.

3 - Pli chevauchant de Gros Martel

C'est lui qui est la cause de la division du synclinal d'Autrans-Méaudre vers le S. Il commence juste au S de Méaudre par une série de plis à faibles rayons de courbure, dissymétriques et parfois pincés (coupe 8). Comme le Sénonien réagit aux efforts tectoniques d'une manière différente de l'Urgonien, il est possible qu'à ces plissements assez pincés correspondent des failles inverses dans l'Urgonien sous-jacent.

Ces plissements émergent de la zone molassique vers le S. Leur axe moyen d'abord très relevé, l'est ensuite beaucoup moins vers le S au fur et à mesure que le pli d'abord pincé, se développe de plus en plus largement en chevauchant la branche occidentale du synclinal d'Autrans-Méaudre.

En même temps, les pendages se régularisent sur le flanc oriental de cet anticlinal chevauchant. Seuls existent, visibles sur les coupes 10 et 11, une flexure située à l'E du Crêt et un pincement synclinal situé vers la côte 1150 entre la Combe Crose et la Combe de l'Ours.

Il est difficile de savoir si les plissements accentués accompagnés de microplis qui marquent la naissance du pli vers Méaudre, se prolongent au N dans la molasse, car des alluvions anciennes puis récentes masquent le Miocène.

Il est également difficile de connaître l'allure des couches au-delà du sommet du pli chevauchant, dans le Bois des Enversins et de savoir s'il existe un ou plusieurs plans de chevauchements. En effet, la proximité de la Combe du Furon et l'exposition au NW a favorisé l'implantation d'une forêt très dense, broussailleuse et par la suite, l'altération du Sénonien en une couche épaisse d'humus.

La Région de Gros Martel

Le Gros Martel et les Narces sont constitués de Sénonien inférieur et même de S_p pour leur flanc occidental. Leur flanc oriental ainsi que celui du Crêt plus au N, sont formés de calcaires argileux jaunes très voisins des faciès de lauzes à ciment.

A l'W de Gros Martel, dans la zone humide boisée au sol spongieux qui s'étend du Gour Martel à la Fontaine des Olivets, nous avons trouvé des sables très altérés contenant des blocs de grès quartzeux noirâtres très riches en glauconie. Ces sables appartiennent donc à l'Albien.

Or, la Roche Chalve est constituée de Sénonien. En suivant l'arête du N au S (photo D), nous avons relevé, après la "lumachelle" et des éboulis marquant les sables albiens, d'abord les calcaires blancs compacts à petits points verts de glauconie du Sénonien A, puis des calcaires s'apparentant à ceux étudiés au Plateau de Château Julien, enfin des sables et calcaires sableux contenant des Pycnodontes. Cette zone de sables du S_g s'étend sur 800 m à l'W d'une ligne joignant le point 1517 et le Trou de l'Enfer.

Nous pouvons déduire deux faits de ces observations :

- 1 - la falaise de Roche Chalve n'est pas constituée d'Urgonien comme l'indique la dernière édition de la carte géologique au 1/80 000e mais de Sénonien.
- 2 - Ce Sénonien se rattache tout naturellement à celui de la Haute Valette et le plan de chevauchement qui prend naissance dans les Gorges de la Bourne et se poursuit vers le N avec une direction NW, ne garde pas cette direction, mais s'incurve vers le N au voisinage de Gros Martel, puis vers le NE en direction de Méaudre.

Le pli faillé couché étudié au N de Gros Martel se retrouve au S de ce sommet, dans la partie septentrionale des Rochers de la Ferrière (coupe 13).

Suivons l'arête des Rochers de la Ferrière vers le N, nous rencontrons à la côte 1400 une première couche de marnes à Orbitolines situées entre la "lumachelle" et l'Urgonien. A cet endroit, un sentier descend dans la falaise jusqu'à une vire située entre deux falaises urgoniennes. Cette vire correspond à une couche de marnes à Orbitolines inférieure à la première, et se dédoublant vers le N.

Le sentier suit la vire qui disparaît brusquement un peu avant la fin de la falaise urgonienne et s'engage dans des couches verticales d'Urgonien, puis de "lumachelle" écrasée et enfin de calcaires sénoniens très plissotés, la couche de sables albiens ayant été laminée. Le sentier arrive alors dans les sables à Pycnodontes du Sénonien S qui reposent sur des couches calcaires sénoniennes pentées vers l'E.

Le plan de chevauchement sépare donc les sables du Sénonien S des calcaires sénoniens formant la retombée du pli chevauchant. Ce plan est assez peu incliné (environ 40°), car les calcaires de la base du Sénonien s'avancent loin au-dessus de la falaise sénonienne constituant le bloc chevauché.

.../...

Les couches sénoniennes du point 1517 constituent la retombée du pli chevauchant et surmontent les couches de sables albiens laminés plus au S. Ce Sénonien disparaît au N et reparaît avec les mêmes pendages au niveau du Trou de l'Enfer, mais un peu à l'E de celui-ci.

Or, le Trou de l'Enfer montre la "lumachelle" apto-albienne sous la forme de calcaires argilosableux bleus ou gris à Lamellibranches reposant par l'intermédiaire d'un plan penté à 40° vers l'E sur des calcarénites rougeâtres à lits de silex surmontant des calcaires sableux et des grès jaunes à Pycnodontes.

Cette disposition très curieuse de la "lumachelle" à cet endroit peut s'expliquer de deux façons (Pl. 12) :

- 1 - il s'agit d'une écaille de "lumachelle" coincée entre le pli couché chevauchant et le bloc sénonien chevauché (fig. a)
- 2 - la "lumachelle" forme un pli anticlinal couché vers l'W et écrasé qui complique la structure du pli chevauchant ; les couches de sables albiens étant laminées au contact de la "lumachelle" et du Sénonien (fig. b).

Le flanc oriental du pli chevauchant de Gros Martel est très tranquille (coupes 12 à 14 - photo E). Quelques failles de rejet assez faible fracturent ce flanc.

La faille de la Goule Blanche abaisse le compartiment oriental de 20 à 30 m, elle se suit des Gorges de la Bourne jusque vers le premier hameau de la Martinière.

Deux failles plus anciennes de direction EW ont joué un rôle important en favorisant le glissement des couches sénoniennes vers la Bourne.

B) Domaine à prédominance urgonienne à l'W de la faille de la Goule Blanche

La faille de la Goule Blanche traverse les Gorges de la Bourne à hauteur de la Grotte de la Goule Blanche et s'enfonce dans la Forêt de la Loubière en suivant la Route forestière de Galmiche, elle se prolonge au S jusqu'à la latitude de Corrençon. Il semble qu'elle soit assez récente car elle recoupe des failles de direction EW et d'autres de direction W.NW-E.SE ou NW-SE.

Cette faille de la Goule Blanche limite à l'E le domaine des failles inverses de direction N.NE-S.SW.

1 - Région des Gorges de la Bourne

D'W en E, nous avons l'anticlinal déversé de la Tende et la zone des chevauchements.

.../...

a) Anticlinal de la Tende et ses structures annexes

C'est un anticlinal dissymétrique déversé vers l'W (coupes 12 à 16) . Son axe dessine une concavité tournée vers l'W-NW (Pl. VI). Cet anticlinal a été éventré au niveau des Gorges de la Bourne et la carapace urgonienne et dolomitique a disparu; laissant apparaître les marnes et les calcaires argileux à Spatangues de l'Hauterivien.

Cependant, la charnière est conservée à l'extrémité septentrionale de la Crête de Chalimont. L'anticlinal se pince légèrement à son sommet, puis les couches deviennent verticales vers l'W, ensuite déversées, avant de dessiner un synclinal très dissymétrique chevauché par l'anticlinal.

La charnière synclinale est visible au niveau de la Bourne, en rive droite le long de la route menant à la Balme de Rencurel. Elle est soulignée par le niveau de calcaires argileux intermédiaires dans l'Ensemble dolomitique.

Plus au N, le Perrelier constitue la retombée de l'anticlinal qui lui fait suite vers l'W.

En gravissant l'arête qui mène de la Basse Valette au sommet du Perrelier, nous avons vu les couches urgoniennes se redresser à la côte 1000 pour devenir verticales vers la côte 1050.

Un couloir rempli d'éboulis leur faisant suite à l'W, est limité à l'W par une haute falaise constituée de couches sénoniennes très fortement pentées vers l'W. Ces couches deviennent horizontales en direction de la Balme de Rencurel.

Vers le N, une faille EW met en contact sur l'arête, des couches urgoniennes avec le Sénonien décrit précédemment, puis plus au N encore, une seconde faille EW amène du Sénonien au contact de ces couches urgoniennes. Le bloc contenant le sommet du Perrelier avec ses couches pentées vers l'E représente donc une partie du flanc inverse de l'anticlinal de la Tende, portion qui a été décalée vers l'W par le jeu des deux failles EW qui la limitent.

Il existe également des failles semblables en rive gauche dans le bloc de calcaires urgoniens homologue du Perrelier.

Ces deux blocs qui forment à l'W l'anticlinal de la Tende reposent sur la molasse par l'intermédiaire d'un plan penté à 50° environ vers l'E et qui correspond au pli faille de Voreppe. Dans la topographie, la limite des falaises et des éboulis dessine un V très accusé au passage de la Bourne.

Vers la Croix du Collet au N du Perrelier, la "lumachelle" est laminée, et l'Urgonien assez broyé. Il apparaît ainsi un laminage au niveau de l'Urgonien formant le flanc inverse du pli anticlinal déversé qui ressemble alors un peu à un pli-faille (coupes 12 à 14). Ce laminage n'apparaît que vers le Collet : au N, il disparaît sous les éboulis, au S ce sont les couches peu compactes de l'Hauterivien qui affleurent et plus au S encore, le laminage disparaît vers la Crête de Chalimont, le pli anticlinal étant moins déversé.

.../...

Le synclinal qui suit à l'E l'anticlinal de la Tende est limité à l'E par les failles chevauchantes de la Haute Valette et de Valchevrière. Il possède un rayon de courbure assez grand. Trois failles l'affectent, une faille de direction NW-SE peu importante qui bascule vers la Bourne le compartiment septentrional, et deux failles de direction NS.

Parmi ces deux failles, celle située à l'W, limite à l'W la falaise urgonienne de la Haute Valette et abaisse le compartiment oriental de 50 m environ au niveau de la Combe des Eglises. Son jeu s'inverse vers le N.

L'autre faille à pendage occidental abaisse légèrement le compartiment occidental dans le S de la Haute Valette en mettant en contact, vers la côte 960, la "lumachelle" à l'W, avec l'Urgonien à l'E (photo D et coupe 15). Mais, plus au N, le jeu de cette faille s'inverse : à 300 m au S du Pas des Rages, il n'y a que 30 m entre les courbes de niveau marquant le sommet de l'Urgonien et les calcaires blancs compacts du Sénonien A.

Le rejet a ici une valeur de 30 à 40 m et ne correspond pas au rejet de 100 m indiqué par W. KILIAN dans son rapport sur le tunnel d'amenée de l'eau à l'Usine hydroélectrique de la Basse Valette [37].

b) zone des chevauchements (photo D)

Il existe deux chevauchements importants : le chevauchement de Gros Martel et le chevauchement de Valchevrière.

- Le chevauchement de Gros Martel -

Il passe au pied des Rochers de la Ferrière et traverse la Bourne vers l'Abri à 500 m en amont du Pont de Valchevrière. A cet endroit, il amène le niveau intermédiaire de calcaires argileux plus ou moins dolomitiques de l'Ensemble dolomitique, sur la partie supérieure de cet Ensemble.

Il se retrouve dans Bellecombe à l'W de la Forêt du Bouchet où il s'amortit d'après la carte géologique au 1/80 000e (dernière édition). En fait, nous l'avons retrouvé sur la route forestière de la Grande Allée à 800 m au N de la Baraque de Malaterre. A cet endroit, il existe un "affleurement" large de 2 m et long de 5 m, de "lumachelle" pentée E. Cet affleurement est surmonté 10 m à l'E par une petite falaise d'Urgonien dont la base comporte un plan de cisaillement penté à 45° vers l'E.

Grâce à une méthode graphique permettant de tracer la ligne d'affleurement de ce plan de chevauchement, nous avons pu ensuite le suivre sur le terrain, et découvrir de nouveaux affleurements de "lumachelle".

Vers Bellecombe, il existe une écaille d'Urgonien qui s'étend du S au N sur environ 900 m.

- Le chevauchement de Valchevrière -

Assez simple au S, il se complique vers Valchevrière où il donne naissance à deux écailles. La première, la plus occidentale constitue au S le Belvédère de Valchevrière : bloc urgonien surmonté de "lumachelle". Elle se continue au N dans la Haute Valette dans la zone d'affleurement de l'Urgonien et de la "lumachelle" mais se perd ensuite dans les éboulis et les faciès monotones du Sénonien. De toute façon, elle n'atteint pas la latitude de Gros Martel.

La deuxième écaille est nettement plus petite : elle existe à l'E du Belvédère de Valchevrière mais n'atteint pas la Bourne.

Nous avons trouvé également un plan de chevauchement dans la falaise urgonienne des Rochers de la Ferrière au-dessus de l'Abri. Le décalage est faible, mais ce petit chevauchement se suit assez loin au NW et apparaît nettement sur le chemin menant du Haut Méaudret au Pas de la Ferrière.

Les failles inverses ou plans de chevauchement sont affectées de failles de direction W.NW-E.SE. L'une d'elles, une faille normale à pendage N abaisse vers le N des couches à Orbitolines. Elle est aussi à l'origine au niveau du Chemin de Croix de la torsion de l'écaille de Bellecombe.

L'autre affecte le chevauchement de Gros Martel dans la partie septentrionale de Bellecombe, passe au pied du Belvédère dans le Bénéitier de Merlon, et décale au N vers l'W les failles inverses correspondant au chevauchement de Valchevrière.

Signalons que le Belvédère de Valchevrière est limité au N par une cassure qui peut être due au rejeu de la faille EW du Sapin du Vercors.

Enfin, une faille importante de direction NS traverse la Bourne à hauteur du Pont de Valchevrière. Le compartiment oriental est relevé de 100 m environ. Elle amène l'ensemble dolomitique au contact de couches urgoniennes qui, après avoir dessiné une charnière anticlinale en rive droite vers la côte 900, plongent vers l'E.

Cette faille ne traverse pas le chevauchement de Gros Martel, car nous ne l'avons retrouvée ni dans les Rochers de la Ferrière, ni dans la Forêt du Bouchet. Elle est donc antérieure au chevauchement.

2 - Forêt de Chalimont et Forêt de la Loubière

Les structures étudiées dans la région des Gorges de la Bourne se poursuivent vers le S (coupes 16 à 20).

L'anticlinal de la Tende est moins déversé et moins pincé. Son axe suit approximativement la Crête de Chalimont.

Le chevauchement de Voreppe se perd dans les éboulis ; il est difficile de définir sa position exacte par rapport à l'axe de l'anticlinal et de connaître la forme du flanc occidental de cet anticlinal.

Du N au S, quatre failles affectent cet anticlinal.

An N, la faille du Sapin du Vercors, de direction EW qui abaisse le compartiment méridional, ou le décale vers l'W. La végétation du flanc à regard W ne permet pas de situer avec précision l'axe de l'anticlinal, et par suite de trancher le problème.

Plus au S, nous avons trouvé une petite faille de direction W.NW-E.SE suivie d'une faille parallèle plus importante qui décale légèrement l'axe anticlinal vers l'W dans le compartiment septentrional. Dans le compartiment méridional, les couches urgoniennes sont affectées d'une légère flexure (coupe 18) qui explique le décalage vers l'W de la limite Urganienne "lumachelle", décalage qui pourrait contredire à première vue, celui de l'axe anticlinal.

Enfin, vers Herbouilly, une faille EW abaisse le compartiment méridional.

.../...

A l'E, le synclinal constitué par les couches sénoniennes du Plateau de Château Julien se dégage vers le S du bloc chevauchant ; d'abord peu à peu jusqu'aux Rochers d'Herbouilly (coupes 17 à 19), puis très rapidement dans la région du Vallon du Riou (coupe 20).

En effet, du N au S, le chevauchement de Valchevrière perd de son intensité et passe à un pli en genou dans la Côte des Chaumes.

Signalons la présence d'une petite écaille urgonienne vers la Fontaine Rochas à l'W de la Combe de l'Ange, et l'existence de nombreuses diaclases ou petites failles de direction NW-SE dans la falaise du Plateau de Château Julien (photo D).

Plus à l'E encore, un affleurement de "lumachelle" dans le Pré Pansu à l'E de la Côte des Chaumes, montre que se poursuit loin au S le chevauchement de Gros Martel.

C) Domaine apto-albien à l'E de la faille de la Goule Blanche et synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon

1 - Le domaine apto-albien à l'E de la faille de la Goule Blanche

Ce domaine s'étend de la faille de la Goule Blanche à l'W, au Sénonien de la Forêt du Peuil à l'E. C'est dans cette région que les calcarénites à entroques de l'Apto-Albien admettent en certains endroits un niveau intercalaire souvent épais (40 m) de marnes tendres ou de calcaires compacts, à Orbitolines.

Les sables albiens sont ici très épais (100 à 120 m) et sont difficiles à différencier des couches sous-jacentes dans la terre d'altération couverte d'une herbe dure. En effet, les véritables affleurements sont très rares en dehors des zones boisées (photo E), et souvent médiocres dans ces dernières.

En outre, au redoublement stratigraphique de la "lumachelle" s'ajoutent des redoublements tectoniques. Enfin, les couches à Orbitolines tendres au N, deviennent compactes au S.

Nous avons rencontré les couches compactes vers la Croix du Liorin et nous avons pu les suivre au N jusqu'à la latitude de la Grange Jarrand. Elles se perdent ensuite dans l'anonymat des herbes.

Au N, nous n'avons vu les couches tendres qu'à un seul endroit : le Ravin des Ravix. Partout ailleurs, l'anonymat des couches est sauvegardé par une couche argileuse d'altération pouvant provenir aussi bien des marnes à Orbitolines que des couches très argileuses de la "lumachelle".

Au point de vue tectonique, il s'agit d'une zone de flexure bordant à l'W le synclinal de Corrençon. Cependant, entre les Montauds et la Grange Jarrand (coupes 16 et 17) cette flexure a une allure anticlinale.

La faille de la Bonnetière traverse la Bourne à l'E du Peuil des Olivets, et après un tracé sinueux aboutit à Corrençon. Ce tracé est rendu incertain par les difficultés que nous avons exposées, mais c'est celui que de nombreuses coupes EW ont confirmé comme le plus logique.

.../...

Le jeu des blocs le long de cette faille est fonction de la présence des autres failles du secteur se greffant sur elle.

Parmi ces failles, deux jouent un rôle peu important par suite de leur position et de leur faible rejet, il s'agit de la faille de direction NE-SW passant vers Charpichon au N, et de la faille NW-SE aboutissant vers la Narce après un tracé dans la Forêt de la Loubière.

Par contre, les failles de direction W.NW-E.SE ont un jeu notable. Vers le N, après une petite faille située au S des Hyères et abaissant le compartiment septentrional vient une faille plus importante située au S des Olivets et jouant dans le même sens. C'est une faille normale possédant un pendage N d'intensité 60° environ. Elle décale dans les Gorges de la Bourne une zone à Orbitolines et amène à la côte 1070 la "lumachelle" au N en contact avec l'Urgonien au S.

Nous n'avons pas retrouvé cette faille à l'W de la faille de la Goule Blanche, ni à l'E de celle de la Bonnetière.

Plus au S, une faille de même direction abaisse, ou décale vers l'W le compartiment méridional et amène les sables albiens au S en contact avec la "lumachelle" du point 1177 au N. Cette faille vient buter sur la faille de la Bonnetière au niveau des Montauds.

Immédiatement à l'W, deux petites failles de même direction jouent en sens inverse l'une de l'autre et élèvent le compartiment qu'elles délimitent. L'une d'elles correspond peut-être à la faille des Montauds avec un décalage dû à la faille de la Bonnetière.

Plus au S encore, et toujours orientée de la même manière, une faille normale inclinée à 45° à pendage N limite vers le N le bloc urgonien de la partie orientale de la Forêt de la Loubière, elle abaisse le compartiment situé au N en amenant le calcaire compact à Orbitolines (niveau intercalé entre deux "lumachelles") en contact avec l'Urgonien.

Cette faille de la Croix du Liorin ne continue pas à l'E, mais c'est elle qui affecte l'écaillage de Bellême après un décalage dû à la faille de la Goule Blanche.

Entre la faille de la Croix du Liorin au S, et la faille située au S des Olivets au N, s'étend une faille NS qui abaisse le compartiment situé à l'W et semble limitée par les deux premières.

Au SW, au niveau de la Narce, une faille orientée W.NW-E.SE abaisse sur la Crête du Peuil le Sénonien du compartiment méridional et l'amène au niveau des sables albiens au N. Il semble que cette faille s'amortisse à l'W mais les conditions d'affleurement sont si médiocres qu'elles ne permettent aucune affirmation.

Vers Corrençon, deux failles EW abaissent le bloc qu'elles délimitent. La faille méridionale passe dans la Grotte de la Glacière (mal située sur la carte au 1/20 000e) et se trouve bloquée par la faille de la Goule Blanche.

La faille septentrionale relève nettement le compartiment situé au N et fait apparaître la flexure de l'Urgonien (photo A). Elle est décalée par une faille orientée N.NE-S.SW qui abaisse le compartiment situé à l'E.

Vers l'W, elle est stoppée par la Faille de la Goule Blanche mais se prolonge par une diaclase bien visible sur les photos aériennes.

Parmi toutes ces failles, deux seulement ont une extension notable : la faille de la Goule Blanche et la faille de la Bonnetière.

La première abaisse dans la partie septentrionale le compartiment situé à l'E, mais son jeu s'inverse au passage de la faille de la Croix du Liorin qu'elle décale.

Il en est de même pour la faille de la Bonnetière dont le jeu s'inverse, mais du S au N, au passage de la faille située au S des Olivets.

Le jeu des failles est difficile à dater, car au fur et à mesure qu'un nouveau système de fractures apparaissait, les anciens rejetaient, avec pour chaque faille, un rejet différent du premier, et parfois opposé.

Nous pourrions seulement dire que ce sont les failles de la Goule Blanche et de la Bonnetière qui paraissent les plus récentes. Mais, certaines parmi les autres pourraient être contemporaines, car elles sont limitées par ces deux failles importantes.

Le jeu des blocs est donc complexe. Cependant, le schéma tectonique (Pl. VI) montre un enfoncement général assez net vers l'E et vers le N à partir de la Forêt de la Loubière. Un bloc particulièrement surelevé est délimité par les failles de la Goule Blanche, de la Croix du Liorin, de la Bonnetière et par les failles EW de la région de Corrençon.

2 - Le synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon (coupes 16 à 20)

Principalement composé de Sénonien, il s'étend sur notre secteur, de Villard-de-Lans à Corrençon. Son axe suit d'abord le Ruisseau de Corrençon au N jusqu'à la Balmette, puis passe à l'W du ruisseau en se rapprochant de Corrençon.

Dissymétrique au N (coupe 16) à flanc occidental redressé, il devient symétrique vers le S. Toutefois, un système de failles orientées N.NE-S.SW vient modifier cette symétrie.

Ces failles verticales ou subverticales, probablement récentes, presque parallèles à l'axe synclinal, abaissent le compartiment situé du côté de cet axe, et donnent une allure de graben au synclinal.

Trois de ces failles sont situées en rive gauche du Ruisseau de Corrençon. La plus occidentale, la faille de la Combe des Rotes amène un peu au N de Corrençon les sables albiens à l'W, en contact avec le Sénonien à l'E. Elle a ici un rejet de 80 m qui s'amortit vers le N à la latitude de la Balmette.

Elle est relayée vers l'E par la faille de Combe Bossue qui, en abaissant le compartiment oriental réduit la surface d'affleurement des sables du Sénonien S. Elle se poursuit jusqu'à une faille orientée N.NW-E.SE passant à la Tançanière un peu au S des Gorges de la Bourne. Cette nouvelle faille qui a servi de butoir à la faille de Combe Bossue s'amortit rapidement à l'W, car elle ne se retrouve pas dans la région des Ravix.

Enfin à l'E, la faille de la Balmette isole sur le compartiment abaissé une poche allongée de sables rouges et blancs et parfois de calcaires sableux (à la Balmette même) : éocène ayant remanié les sables du Sénonien S.

Or, plus au N, une poche de sables rouges affecte les couches sableuses décalées vers le haut par rapport à celles de la Balmette. Il s'agit donc d'une faille post-Eocène. Cet accident se perd vers le N dans la molasse, mais il est possible qu'il se raccorde avec la faille de la Combe du Molard bien plus au N (Pl. VI).

En rive droite, la faille des Guillets a un jeu faible vers le N, et s'intensifiant vers le S, atteignant 200 m vers Corrençon (coupe 20). Elle fait apparaître un bloc urgonien surelevé de trois côtés, car il est bordé à l'E par la faille de la Combe des Mayousses et au SW par la faille de Combeauvieux, faille dont le rejet est considérable vers Corrençon.

La région de Corrençon est recouverte d'alluvions et de moraines qui ne permettent pas de voir quelles sont les failles convergeant vers Corrençon qui se prolongent. Parmi les failles de direction N.NE-S.SW, les plus récentes, donc ayant le plus de chances de se prolonger vers le S, la faille de la Combe des Rotes se dirige vers le village, qui est d'autre part encadré par la faille de la Bonnetière et celle des Guillets.

-C'est probablement grâce à la présence de ces failles jouant le rôle de plans de glissement, ou le rôle de réflecteurs des ondes sismiques, que le village de Corrençon bâti sur des sables albiens a été un des lieux habités les plus affectés par les récents tremblements de terre du Vercors.

-Les secousses provoquées par le jeu d'une faille de socle à une profondeur de l'ordre de 5 000 m et transmises à l'épaisse couche de sédiments sus-jacents ont sans doute, une fois amplifiées par les failles de surface, provoqué des tassements différentiels dans les sables et les grès supportant des habitations souvent peu solides.

Dans la région de la Balmette, une faille de direction W.NW-E.SE suit approximativement le Ruisseau du Frier et abaisse le compartiment situé au N. Or, la faille des Montauds dans la région de Bois Barbu est dans le prolongement de cet accident. Son jeu semble différent car elle abaisse le compartiment situé au S. Cependant, en admettant que ces deux accidents ne fassent qu'un, un déplacement latéral du compartiment méridional vers l'W explique les deux composantes verticales.

Cette faille est probablement plus ancienne que les trois failles orientées N.NE-S.SW, et a été recoupée par elles. Cependant, elle devrait affecter la limite Sénonien S (sables) - Sénonien M (calcaires fins) à l'E de la faille de Combe Bossue. Nous n'avons pas trouvé ce décalage. Mais, il est possible que le jeu ultérieur des trois failles transverses ait profondément bouleversé les dispositions primitives.

De toute façon, cette faille unique hypothétique ne s'engage pas dans les Gorges de la Bourne, car nous n'avons décelé aucune faille dans la partie des falaises regardant vers l'W dans l'axe des Gorges situées en aval de la Goule^B Blanche.

D) Domaine urgonien à l'E du synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon (coupes 16 à 20 et photo F)

Ce domaine forme un plateau incliné vers le NW et bordé à l'E par le synclinal de la Fauge. L'ensemble s'élève vers le S en direction du point extrême et le plus élevé constitué par la Grande Moucherolle.

.../...

A l'exception de la zone située tout à fait au NE, où existe la "lumachelle", le secteur n'est formé que de couches urgoniennes contenant des couches à Orbitolines. Il est difficile de savoir si les couches que nous avons rencontrées forment plusieurs niveaux ou un seul, car elles sont souvent séparées par plusieurs failles appartenant à des systèmes différents ; or, il est rare de trouver un plan de faille dont les caractéristiques (stries - calcite présentant des paliers) permettent de connaître la direction et le sens du rejet. De toute manière, ces caractéristiques ne donnent pas la valeur du rejet. Réciproquement, la connaissance des failles est rendue aléatoire en l'absence de couches repères.

Pour avoir une idée la plus exacte possible de cette région, nous avons gravi le plateau du Cornafion et les Arêtes du Gerbier pour avoir des perspectives différentes.

1 - Partie septentrionale du domaine urgonien

Dans la région des Clots, les couches urgoniennes émergent des formations glaciaires, s'élèvent lentement vers l'E, puis plongent brusquement à 50° vers le Vallon de la Fauge au niveau des falaises qui limitent celui-ci à l'W.

L'anticlinal de l'Aversin ainsi dessiné apparaît dissymétrique. Il s'enfonce au N, car l'Urgonien s'engage sous la lumachelle au niveau du Ruisseau de la Fauge dans la partie EW de son cours.

Cet anticlinal est bordé de deux failles.

La plus occidentale affecte le flanc occidental et abaisse de 200 m environ le compartiment situé à l'W, à la latitude des Clots (coupes 16 et 17). C'est la faille des Clots.

La plus orientale accentue la retombée du pli à l'E. Faille inverse à pendage occidental, elle provoque le léger chevauchement du synclinal de la Fauge par l'anticlinal de l'Aversin. C'est la faille de Tanaz.

A l'E de cette faille inverse au tracé sinueux affleure la "lumachelle" avec un pendage W, surmontée des sables albiens vers le Collet des Clots.

L'axe du synclinal de la Fauge se trouve donc au pied des falaises urgoniennes, et ce synclinal apparaît lui aussi très dissymétrique (coupes 16 et 17).

Son flanc oriental est affecté dans l'axe du Vallon d'une faille courbe de direction générale NS, qui abaisse le compartiment situé à l'E et isole au S un petit triangle d'Urgonien.

L'ensemble que nous venons de décrire vient buter au S sur une des failles les plus importantes du domaine urgonien, la faille du Collet des Clots. Cette faille de direction générale NW-SE décale au S vers l'E l'ensemble anticlinal et synclinal précédemment décrit (photo F).

De part et d'autre de cette faille, les axes des plis marquent une torsion accentuée soulignant le déplacement latéral (Pl. VI).

.../...

D'E en W, cet accident affecte les Rochers du Ranc des Agnelons au N de la Double Brèche, puis traverse le Jardin de Tanaz et le Collet des Clots pour se perdre dans les formations morainiques.

Mais, elle rejoint certainement la faille du Ruisseau du Frier après un décalage dû à la faille des Clots orientée N.NE-S.SW probablement plus récente.

Cependant, ces deux failles situées dans le prolongement l'une de l'autre ont des rejets dont les composantes latérales sont inverses. Cela tient au fait que l'anticlinal de l'Aversin est fortement pincé au N de la faille du Collet des Clots tandis qu'il est plus aplati au S (coupes 17 et 18). Le jeu de cette faille s'explique donc, même si elle se prolonge jusqu'aux Montauds.

Au S, existe une faille normale de même direction, la faille de la Double Brèche. Tout d'abord à pendage S et abaissant le compartiment méridional dans la partie occidentale, elle prend un pendage N et joue en sens inverse après sa jonction avec la faille de la Combe Charbonnière (Pl. VI).

Cette dernière possède un tracé en ligne brisée et abaisse le compartiment situé au NE avec un rejet beaucoup plus important dans la partie orientée NS que dans celle de direction NW-SE.

Les deux accidents que nous venons de décrire semblent ne pas avoir affecté l'axe synclinal pour autant que nous puissions en juger d'après l'allure des couches modelées par le passage des glaciers. Ceux-ci ont ménagé des croupes allongées NS dans le Vallon de la Fauge entre la Combe Charbonnière au N et la Grande Combe au S, croupes bordées à l'E d'une faille NS qui abaisse le compartiment oriental.

Cette faille bute au N sur la faille de la Double Brèche et au S sur la faille de la Grande Combe subverticale à pendage S et dont le jeu nous est inconnu.

Dans la région du Pré des Prés, les couches urgoniennes dessinent un anticlinal assez aplati (coupe 19) résultat de la jonction de l'anticlinal de l'Aversin amorti vers le S et de la flexure située à l'W à la latitude des Pouteils (coupe 18).

2 - Partie méridionale du domaine urgonien

A l'W, un grand plateau incliné regardant vers le NW, formant au NW la Forêt de Villard et au SE les pentes montant à l'assaut de la Petite et de la Grande Moucherolles.

A l'E, un synclinal presque symétrique s'amortissant du N au S.

a) Synclinal des Deux Soeurs et son pli anticlinal annexe des Jaux

Le synclinal des Deux Soeurs est le prolongement vers le S du synclinal de la Fauge, mais il n'est pas aussi dissymétrique que ce dernier et devient symétrique vers le S (photo C).

L'anticlinal des Jaux qui lui fait suite vers l'W, a un sommet régulier, un flanc oriental très court et son flanc occidental très développé constitue le plateau incliné descendant vers Corrençon (photo A).

Cet anticlinal régulier prend naissance dans la zone anticlinale du Pré des Prés où s'amortit l'anticlinal de l'Aversin.

.../...

L'ensemble des plis est affecté de failles de direction EW ou W.NW-E.SE (photo C) dont le jeu est en général assez peu important. Ce jeu nous a été révélé dans les Rochers des Jaux par des couches à Orbitolines qui se suivent très nettement sur une assez longue distance avec de petits décalages dus à ces failles (photo C).

Du N au S, nous avons :

- la faille EW de la Grotte du Clot d'Aspres pentée vers le N au rejet inconnu. Elle est stoppée par la faille de la Grande Combe.

- la faille normale EW du Grand Buisson pentée vers le S, et dont nous avons évalué le rejet à environ 60 m, portant sur l'abaissement du compartiment méridional. Cet accident, après un décalage vers le S dû à la faille de la Grande Combe affecte les Arêtes du Gerbier.

- une série de failles EW à faible rejet affectant les Rochers des Jaux (photo C) et une faille de direction W.NW-E.SE traversant le flanc oriental du synclinal jusqu'aux arêtes dominant Prélénfrey et décalant probablement la faille NS du Pas de l'Oeille, faille qui n'apparaît pas très bien dans la topographie, alors que la première est nette au point 2006 et au N des Aiguilles.

- 2 failles de direction W.NW-E.SE à NW-SE espacées de 150 m dans les Rochers des Jaux, se rejoignant vers l'E (photo C) ; ces deux accidents du Pré de l'Achard se prolongent par des diaclases vers la Combe de l'Escalier.

Tous ces accidents semblent ne pas avoir de rejet à composante latérale notable, car les axes du synclinal des Deux Soeurs et de l'anticlinal des Jaux ne paraissent pas affectés, pour autant que nous ayons pu en juger dans cette région très diaclasée et labourée par les glaces.

Signalons deux accidents NS inverses pentés W : la faille du Pas de l'Oeille dont nous avons parlé et qui abaisse le compartiment oriental et la faille des Deux Soeurs qui joue dans le même sens et va buter au N sur les deux failles du Pré de l'Achard.

En outre, une petite faille NS pentée E dont le jeu, faible, est celui d'une faille inverse, affecte le Rocher des Deux Soeurs et la Petite Soeur.

A l'approche de la Grande Moucherolle, l'anticlinal des Jaux qui, dans le Nord, était un peu à l'W des Rochers des Jaux, s'amortit peu à peu pour devenir une simple ondulation.

Son flanc oriental comprend même vers le S une ondulation synclinale affectée de deux failles pentées E, abaissant légèrement les couches urgoniennes du côté oriental, et dont nous n'avons pu définir exactement la direction.

Il existe enfin une ondulation synclinale d'axe EW au S des Rochers des Jaux.

b) Plateau urgonien à l'W de l'anticlinal des Jaux

Sur tout ce plateau, le pendage des couches urgoniennes est pratiquement constant, dirigé vers le N.NW dans la partie orientale et vers le NW dans la partie occidentale; L'intensité du pendage varie fort peu aux alentours de 30° (photo A).

.../...

Ce plateau constitue en fait le flanc occidental de l'anticlinal des Jaux. Il se relève légèrement vers la faille de la Combe des Mayousses et vers celle de Combeauvieux. De l'autre côté de cette dernière, les pendages du compartiment occidental abaissé sont dirigés vers l'W.

L'accident de Combeauvieux est décalé vers l'W par la faille de la Fenêtre, de direction W.NW-E.SE qui abaisse légèrement le compartiment méridional dans l'arête NW de la Grande Moucherolle.

Il se poursuit ensuite vers le S avec un pendage E, et un jeu que nous n'avons pas pu définir, faute de couches repères.

Vers l'extrémité méridionale de notre secteur, nous avons découvert une faille normale de direction EW pentée à 45° vers le S et possédant un rejet considérable : elle abaisse en effet le compartiment situé au S, de 150 m environ.

Cet accident sépare la Petite Moucherolle de la Roche du Coin. Nous l'avons suivi vers l'W à partir du point 2047 où elle vient du ravin situé à l'E, se dirige vers l'W, passe un peu au S du point 1948, dessine un V très accusé, pour isoler ensuite sur le plan de fracture une butte témoin du compartiment abaissé.

Signalons deux failles orientées N.NW-S.SE au rejet inconnu :

- la plus occidentale passe un peu à l'W des Chalets de Combeauvieux et rejoint vers le point 1948 la faille normale de la Petite Moucherolle, sans apparemment se poursuivre de l'autre côté,
- la plus orientale affecte la Grande Moucherolle, passe dans le grand couloir visible de la Combe de l'Escalier, et se poursuit par une diaclase dans la Combe de l'Escalier au-delà de la faille de la Fenêtre.

Remarques :

- 1 - Vers la côte 2200 sur l'arête NW de la Grande Moucherolle existe un petit pincement anticlinal légèrement fracturé.
- 2 - Le plateau urgonien outre les failles que nous venons de décrire, et celles qui se prolongent vers l'W à partir du synclinal de la Fauge et des Deux Soeurs, est affecté de très nombreuses diaclases. Certaines de celles-ci prolongent les failles et sont dues au jeu de celles-ci lors d'une phase postérieure. D'autres ne sont reliées à aucun accident. La plupart se croisent "sans sourciller".

- C O N C L U S I O N S -

I - STRATIGRAPHIE -

A) Histoire de la sédimentation

A la fin de l'Hautcrivien, le dépôt des marnes et des calcaires argileux à Spatangues marque encore un régime stable de sédimentation vaseuse. Mais, déjà le Barrémien inférieur avec ses calcaires plus compacts, parfois mal stratifiés et contenant des gravelles assez nombreuses, préfigure le régime du Barrémien supérieur : le faciès urgonien.

Le régime urgonien est caractérisé par une diminution de profondeur de la mer, sans pour cela que l'agitation des eaux responsable de la formation des pseudo-colithes, soit toujours violente. En effet, le nombre de brèches intraformationnelles que nous avons rencontrées est relativement peu élevé.

Les apports terrigènes existent sous la forme d'argile dont la proportion dans les calcaires urgoniens du Barrémien est assez importante.

Pendant, ou un peu après le dépôt de ces calcaires à faciès urgonien, se produit une mobilisation de magnésium, peut-être à partir de certaines zones riches en polypiers. Cette mobilisation provoque la formation de dolomies épigénétiques pénécontemporaines affectant la base des calcaires urgoniens mais aussi tout le Barrémien inférieur à faciès non urgonien.

Vers la limite Barrémien-Aptien, les conditions changent un peu. Les apports argileux plus importants chassent la majeure partie des organismes constructeurs, polypiers et rudistes. C'est à ce moment qu'abondent les Orbitolines accoutumées à des biotopes différents ; posées à plat sur le fond, elles indiquent une faible agitation des eaux, ce qui explique la diminution du nombre des gravelles.

Ce faciès à Orbitolines apparaît et disparaît au rythme des courants. Ensuite, s'installe à nouveau jusque vers la fin du Bédoulien le faciès urgonien plus pur, plus compact et plus blanc.

L'apparition des dernières couches à Orbitolines marque le début d'une longue période d'oscillation de la mer, période qui durera jusqu'à la fin du Miocène.

Les mouvements du fond de la mer donnent naissance à des hauts fonds urgoniens balayés par les courants et à des creux où vont se déposer des couches marneuses à Orbitolines, des argiles très épaisses (Plagneux) et même déjà des calcarénites à entroques (Ravin des Ravix).

Ce régime terrigène cesse à l'apparition des nouvelles couches de "lumachelle" parfois préparée par un ensablement vertical des marnes à Orbitolines (Ravix). La "lumachelle" s'étend en effet sur tout notre secteur, reposant sur des terrains divers : couches à Orbitolines, argiles des Plagneux, lumachelle inférieure vers Bois Barbu et enfin Urgonien.

Vers le sommet, ces calcarénites à entroques s'affinent avant l'arrivée des sables albiens, et il se produit quelques mouvements qui permettent vers la Balme de Rencurel l'érosion parfois totale de la "lumachelle" avant le dépôt des sables.

Avec l'Albien, les oscillations de la mer augmentent d'amplitude et influent sur les dépôts albiens correspondant aux diverses zones paléontologiques de Jacob (30), ce qui explique qu'il soit rare de trouver en un même endroit le béton phosphaté de base et les différents dépôts sableux et gréseux.

Par la suite, la ligne du rivage se rapproche de notre secteur, des formations très littorales apparaissent. La sédimentation du Cénomanién au Campanien est encore mal connue, mais il ne semble pas qu'il y ait eu émerision totale du Vercors septentrional. Déjà, à ce moment, des ondulations d'axe N.NE-S.SW ou NE-SW paraissent conditionner la sédimentation, il est même probable que des ondulations de même direction existaient à l'Albien et peut-être même à la fin du Gargasien.

Au cours du Sénonien, les oscillations se poursuivent, mais la mer s'approfondit avec l'apparition des lauzes à ciment ou des formations équivalentes à l'W, la profondeur diminue ensuite avec l'arrivée des sables et des Pycnodontes de l'Ensemble S, pour croître de nouveau au moment des dépôts de l'Ensemble F et finalement décroître au Maestrichtien avec l'installation des Orbitoïdes et de nouveaux Pycnodontes.

Pendant toute cette période, les courants sont parfois très violents et sont à l'origine de l'allure très brisée des organismes à certains niveaux et des apports quartzeux particulièrement abondants au Sénonien S.

Au Danien, le Vercors septentrional émerge totalement, et à l'Eocène l'érosion ménage des surfaces dont certaines sont encore conservées (environs de la Cordelière) et remplit les karsts d'argiles rouges et blanches.

Cette émerision se poursuit à l'Oligocène, mais au Miocène la mer transgresse de nouveau la région et dépose conglomérats, argile et molasse, puis la profondeur décroît avec l'apparition des intercalations de poudingues. Ceux-ci enfin deviennent prédominants alors que se créent dans la région d'immenses deltas où les fleuves déposent des matériaux arrachés aux Alpes internes.

La dernière émerision sera celle du Pliocène, et au Quaternaire, les glaciers envahissent notre secteur, pour regresser ensuite et se retirer sur les hauteurs du Plateau de Sornin et de la région des Deux Socours. Les eaux de fonte très corrosives utilisant quelques failles et de nombreuses diaclases creusent alors des réseaux souterrains complexes et les Gorges de la Bourne. Ces dernières proviennent peut-être d'un ancien réseau souterrain mis à jour par une érosion régressive et des écroulements dus à des mises en charge très importantes dans des zones diaclasées.

B) Conclusions et modifications d'ordre stratigraphique apportées à la carte géologique au 1/80 000e

Crétacé inférieur

L'épaisseur des calcaires urgoniens et dolomitiques donnée par la carte au 1/80 000e est un peu inférieure à la réalité (200 à 300 m contre 400 m environ). De plus, l'importance des calcaires dolomitiques n'est pas à négliger (160 m d'épaisseur environ).

.../...

D'autre part, en nous fiant aux changements lithologiques apparaissant au sommet de l'Hauterivien quelques mètres avant la dolomie, nous pensons que le Barrémien originel non urgonien a une importance plus grande que celle accordée jusqu'à présent. En effet, la dolomitisation a épargné un niveau de calcaires argileux contenant des Echinodermes et situé à 40 m au-dessus de la base de l'horizon dolomitique inférieur (Pl. 3).

Malgré une Faune trouvée avec de nombreux Echinodermes à l'intérieur de lits marneux situés sous un gros banc de calcaire gris surmonté de l'Ensemble dolomitique dans les Gorges de la Bourne au niveau du Perrelier, nous n'avons découvert aucun fossile permettant l'identification certaine du Barrémien.

Crétacé moyen

La sédimentation paraît liée à des directions N.NE-S.SW et aussi NE-SW.

La "lumachelle" présente d'importantes variations d'épaisseur et de faciès dans le S de notre secteur, se dédoublant notamment vers Bois Barbu comme l'a montré R. BARBIER en 1950. Cette "lumachelle" s'est certainement déposée pendant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur, comme le prouve le Douvilleiceras en 1960 par L. MORET.

Nous avons découvert des sables albiens d'une épaisseur de 30 m environ à Bellecombe et il est probable qu'il en existe également vers les Gorges du Furon.

Nous avons trouvé des couches qui se situent entre l'Albien et le Campanien supérieur : des analogies de faciès et de situation stratigraphique nous permettent de penser que certaines de ces couches sont turoniennes. En outre, d'autres niveaux sont datés de la limite Sénonien inférieur - Sénonien supérieur. Il est donc permis de penser que la lacune du Cénomaniens moyen au Campanien inférieur inclus est au moins réduite.

Sénonien

La limite entre lauzes et calcaires à silex est sujette à caution car sa position varie par rapport au niveau repère du Sénonien S sur toute l'étendue de notre terrain. En outre, nous n'avons pu la définir que dans les entailles créées par l'érosion.

C'est pourquoi, nous avons déterminé la division du Sénonien par rapport à cet Ensemble "S", la limite entre lauzes et calcaires à silex se situant en-dessous et assez près de la base de l'Ensemble "S".

Cette division plus rigoureuse explique la différence de nos tracés avec ceux de la carte au 1/80 000e dans la région située à l'W du cours du Méaudret.

De l'étude stratigraphique effectuée, il apparaît qu'il n'y a pas lacune des lauzes à l'W de notre secteur, mais variation de faciès d'E en W, les lauzes passant à un faciès plus grossier à l'W.

.../...

C) Orientation des recherches ultérieures

Ces recherches pourraient porter sur quatre points :

- 1 - essayer de retrouver dans les autres régions du Vercors le niveau de calcaires argileux peu dolomitisés intercalé dans l'Ensemble dolomitique et y rechercher des fossiles permettant de le dater,
- 2 - étudier en détail dans tout le Vercors les zones dolomitisées du Crétacé inférieur pour déceler l'origine et les causes de la dolomitisation,
- 3 - procéder à l'étude détaillée lithologique, paléontologique et surtout micropaléontologique des terrains situés entre les sables albiens et les lauzes à ciment, sur toute l'étendue du Vercors ou au moins dans le Vercors septentrional,
- 4 - effectuer dans tous les terrains sénoniens du Vercors des comparaisons avec le Sénonien de notre secteur, grâce aux sables et aux Pycnodontes de l'Ensemble S, qui semblent exister jusque dans le Royons.

II - TECTONIQUE -

- A) Nous n'écrirons pas l'histoire des plissements^{et} des fractures, car les données nécessaires manquent, ou sont trop confuses. Il est difficile de connaître l'âge d'une faille si celle-ci ne se trouve pas dans une région comportant du Miocène, et bien souvent quand la région comporte du Miocène, la limite entre le Sénonien et la molasse souvent recouverte d'alluvions est confuse, et ne permet de déceler que des décalages importants.

Nous allons cependant essayer de replacer dans l'histoire des mouvements ayant affecté notre secteur, les systèmes de failles les uns par rapport aux autres.

De l'étude que nous avons effectuée, il ressort que les failles les plus récentes sont orientées N.NE-S.SW à NE-SW.

Tel est le cas de la Grotte des Fées et de la Grotte de la Chèvre au NW de Méaudre, qui affectent les terrains allant de l'Urgonien au Miocène inclus. Il en est de même pour la faille de la Combe du Molard au N de Villard-de-Lans, des failles affectant le synclinal de Villard-de-Lans - Corrençon (faille des Clots incluse) et de la faille de la Goule Blanche.

Le cas de la faille de la Bonnetière est plus obscur. Cet accident a un tracé curieux, assez sinueux, mal défini en certains points et comporte deux parties orientées NS. En outre, il semble qu'elle n'affecte pas le Miocène au S de Méaudre. Mais, plusieurs failles appartenant à un système un peu plus ancien que celui des failles N.NE-S.SW sont recoupées ou bloquées par cette faille.

Il s'agit peut-être de deux anciennes failles NS ayant rejoué avec la formation des derniers accidents.

Le système le plus jeune après celui que nous venons d'exposer, est celui des failles orientées W.NW-E.SE.

.../...

La plus importante est la faille du Collet des Clots qui provoque au N le pincement de l'anticlinal de l'Aversin, passe dans le Ravin du Frier et rejoint probablement la faille des Montauds plus à l'W.

Appartiennent à ce système, du N au S, les accidents de la Double Brèche, de la Grande Combe, du Pré de l'Achard et de la Fenêtre.

Vers les Gorges de la Bourne, la faille de la Croix du Liorin fait partie de ce système ainsi que la faille des Montauds et que celle située au S des Olivets. La faille de la Croix du Liorin est décalée par la faille de la Goule Blanche plus récente, mais recoupe les failles inverses délimitant l'écaillage de Bellecombe. La faille du Bénétiér de Merlon joue un rôle semblable.

Nous pouvons en déduire que ces failles W.NW-E.SE se sont produites après les chevauchements vers l'W ou pendant ces chevauchements, permettant ainsi des mouvements différentiels vers l'W.

Les systèmes de failles EW et NS apparaissent ainsi les plus anciens, les failles EW étant un peu moins anciennes probablement. En effet, les failles appartenant à ces deux systèmes s'arrêtent au contact des failles des systèmes précédemment décrits.

Mais, certaines ont pu rejouer par la suite.

Dans la région du Perrelier et de la Forêt de Chalimont, des failles EW ont rejoué lors du déversement de l'anticlinal de la Tende et de la formation des chevauchements. C'est ainsi que la faille du Sapin du Vercors a limité au N le Belvédère de Valchevrière.

Dans la région de la Forêt de Villard et de la Grande Moucherolle, il existe des failles orientées N.NW-S,SE. Elles sont plus anciennes que le système W.NW-E.SE, car l'accident de Combeaueux est décalé par la faille de la Fenêtre, et aussi plus anciennes que le système EW car la faille des Chalets de Combeaueux s'arrête à la faille EW de la Petite Moucherolle.

B) Les modifications tectoniques apportées à la carte au 1/80000 e

Elles portent principalement sur toute la région située au S de Méaudre et à l'W de Bois Barbu.

Tout d'abord à l'W de cette région, la faille verticale qui, sur la carte au 1/80 000e amène l'Urgonien du Perrelier en contact avec le Miocène de la vallée de Rencurel, est en fait une faille inverse pentée à 45° vers l'E. C'est elle qui constitue le prolongement vers le S du chevauchement de Voreppe et s'amortit vers St Martin-en-Vercors.

En outre, le Perrelier est bien bordé à l'E par une zone d'étirement mais celle-ci disparaît vers le S, l'anticlinal de la Tende devenant moins pincé.

Plus à l'E, le chevauchement de Valchevrière commence bien par un pli en genou vers Herbouilly et s'amortit au N des Gorges de la Bourne, mais celui qui le relaie à l'E sur la carte au 1/80 000e se poursuit au S dans le Bois de la Loubière.

.../...

Au N, ce même chevauchement ne s'écarte pas vers l'W, mais passe entre Roche Chalve et Gros Martel et se dirige en s'amortissant vers Méaudre un peu à l'E de la Combe du Furon.

En effet, la falaise de Roche Chalve est constituée de Sénonien et non pas d'Urgonien dans sa partie supérieure, de sorte que l'Urgonien du compartiment chevauchant ne rejoint pas en affleurements celui du compartiment chevauché.

Signalons la faille du Sapin du Vercors et celle de la Combe des Eglises qui modifient profondément le tracé des contours entre Urgonien et "lumachelle". De même les deux petites failles EW encadrant le sommet du Perrelier jouent un rôle important en mettant en contact l'Urgonien du Perrelier avec du Sénonien au N et au S, Sénonien inconnu sur la carte au 1/80 000e.

Comment s'explique alors la présence du chevauchement et la complexité des accidents à l'E du Perrelier ?

En 1946, J. GOGUEL donnait l'explication suivante (22) : l'existence de failles verticales à l'W du Perrelier aurait empêché l'apparition du chevauchement de la série inférieure vers la Balme de Rencurel et aurait provoqué en compensation la naissance du chevauchement de Valchevrière.

Or, nous avons vu que cette faille était inclinée à 45° environ vers l'E au niveau de la Bourne.

L'examen du schéma tectonique (Pl. VI) montre que l'axe de l'anticlinal déversé de la Tende dessine une convexité vers l'E. Ceci indique qu'une structure a effectivement servi de butoir au mouvement vers l'W et a provoqué les chevauchements de Gros Martel et de Valchevrière, dont la complexité est maxima à la latitude du butoir supposé.

Ce butoir pourrait être une faille subverticale pentée E qui a pu s'incliner encore sous l'effet des fortes poussées venant de l'E ou même un anticlinal faillé, qui s'est déversé vers l'W en s'étirant pour donner l'anticlinal actuel de la Tende.

A l'E de ce domaine des chevauchements, la carte au 1/80 000e fait se rejoindre les failles de la Goule Blanche et de la Bonnetière vers le S pour donner une faille unique jusqu'à Corrençon.

En réalité, nous avons vu que ces deux failles restent approximativement parallèles, et que le sens du rejet varie le long de chacune, grâce à la faille de direction W.NW-E.SE au S des Olivets et à la faille de la Croix du Liorin qui possède la même orientation et dont le rôle est important, car elle recoupe plus à l'W le chevauchement de Gros Martel.

Par contre, la petite faille qui se greffe sur la faille de la Bonnetière au NW des Ravix a un rôle peu important.

Au niveau du synclinal de Corrençon, la faille orientée N.NE-S.SW et mentionnée sur la carte au 1/80 000e est suivie vers l'E de trois failles de même direction et d'importance notable : la faille de Combe Bossue, la faille des Guillets et la faille des Clots.

Domaine urgonien au S de Villard-de-Lans

Dans la partie orientale, seules sont valables en partie la faille du Jardin de Tanaz à l'E des Clots, bordant à l'E la falaise urgonienne qui domine le Vallon de la Fauge, et la faille NW-SE de la Grande Combe affectant les Arêtes du Gerbier.

Dans cette région, les failles qui jouent un rôle important sont les suivantes, du N au S :

- la faille du Jardin de Tanaz ou faille de Tanaz
- la faille du Collet des Clots décalée par la faille des Clots
- les failles de la Combe Charbonnière et de la Double Brèche
- la faille de la Grande Combe et celle du Grand Buisson décalée par la première
- la faille septentrionale du Pré de l'Achard et les failles inverses NS du Pas de l'Oeille et des Deux Soeurs limitées par la première.

Dans la partie occidentale du domaine urgonien, la faille de Combeaueux indiquée sur la carte au 1/80 000e est en fait décalée par la faille de la Fenêtre.

Signalons enfin le rôle important joué par la faille normale de direction EW située entre la Petite Moucherolle et la Roche du Coin.

Il serait intéressant à ce sujet d'étudier la région du Pas de la Balme située au S de notre secteur pour déterminer l'interaction entre la faille de Combeaueux et la faille de la Petite Moucherolle.

C) Conclusions et orientation des recherches ultérieures

Parmi les systèmes de failles étudiés, les plus importants sont les systèmes N.NE-S.SW et W.NW-E.SE. Ce sont les plus récents avec les chevauchements vers l'W. Tous ces systèmes sont post-Miocène.

Mais, l'âge des autres systèmes reste inconnu. De même, nous ne connaissons pas l'influence des mouvements ante-Sénonien et anté-Eocène sur la tectonique.

Il conviendrait ainsi de procéder à une étude structurologique de la région notamment sur l'Urgonien, le Crétacé Moyen et le Sénonien ; le Miocène représenté par des affleurements trop médiocres ne pourrait pas se prêter à une étude semblable.

D'autre part, il serait intéressant d'étudier les champs de fractures du domaine urgonien de Villard-de-Lans et de déterminer les relations entre diaclases et failles.

B I B L I O G R A P H I E

ABREVIATIONS.

- B.S.C.G.F. = Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France, Paris.
- B.S.G.F. = Bulletin de la Société Géologique de France.
- B.S.S.I. = Bulletin de la Société de Statistiques de l'Isère
- C.R.A.F.A.S. = Compte rendu de l'Association Française pour l'Avancement des Sciences.
- C.R.A.S. = Comptes rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris.
- C.R.S.G.F. = Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France, Paris.
- D.E.S. = Diplôme d'Etudes supérieures.
- Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau
- Mém. Carte Géol. Fr. = Mémoires de la Carte Géologique de France
- Rev. I.F.P. = Revue de l'Institut Français du Pétrole
- Thèse Sc. Nat. = Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur ès-Sciences Naturelles
- T.L.G.G. = Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Grenoble.

Liste bibliographique.

1. ALLIX (A.) 1914.- La Morphologie glaciaire en Vercors. Grenoble, Allier, X pl.+carte au 1/80 000, + 185 p.
2. BARBIER (R.) 1950.- Observations géologiques dans la région de Villard-de-Lans. C.R.S.G.F., p. 87-89.
3. BREISTROFFER (M.) 1936.- Sur la Stratigraphie du Crétacé moyen en Chartreuse. C.R.A.S., 202, p. 1691-1693.

4. BREISTROFFER (M.) 1938-1939.- Révision des Ammonites du Vraconien de Salazac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage albien. T.L.G.G., 22, p. 71-108 et 168.
5. BREISTROFFER (M.) 1939.- Note sur le Cénomaniens du Vercors. C.R.S.G.F. p. 106-108.
6. BREISTROFFER (M.) 1946-1947.- Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. T.L.G.G. 26, p. 67-70.
7. BULLIERE (D.), 1961.- Structure de la bordure orientale du Vercors entre le Cornafion et les Deux-Soeurs. D.E.S Grenoble.
8. CORBIN (P.) HAUG (E.) 1922.- Quelques coupes sur la bordure orientale du Massif du Vercors. C.R.A.S., 174, p. 763-764.
9. CAROZZI (A.) 1951.- Rythmes de sédimentation dans le Crétacé helvétique. Geol. Rdsch., 39, p. 177-195.
10. CHARPAL (O. de), GUBLER (Y.), MONTADERT (L.), ROUGE (P.E.), VATAN (A.) 1959.- Relations entre le mode de gisement et les propriétés physicochimiques des dolomies. Rev.I.F.P. vol. 14, p. 475-518.
11. COQUAND (H.) 1869.- Monographie du genre Ostrea. Terrain crétacé. Marseille, H. Seren, pl. XIII, p. 35-37.
12. DEBELMAS (J.), GOGUEL (J.) 1954.- Tectonique de la bordure orientale du Vercors entre Vif et Gresse. T.L.G.G. 32, p. 35-40.
13. DOUVILLE (H.) 1910.- Observations sur les Ostreidae. Origine et classification. B.S.G.F. [4], 10, p. 634-645.
14. GERMAIN (C.), DEMAISON (G.) 1958.- Contribution à l'étude géologique du bassin de Valence. T.L.G.G. 34, IX pl. p. 49-82.
15. GIDON (P.) 1952.- Une Ammonite dans l'Urgonien de la Grande Chartreuse. C.R.S.G.F., p. 237-238.
16. GIGNOUX (M.), MORET (L.) 1945-1946.- Nomenclature stratigraphique du Crétacé inférieur dans le Sud Est de la France. T.L.G.G. 25, p. 59-88.
17. GIGNOUX (M.), MORET (L.) 1952.- Géologie dauphinoise, Paris, 2e éd. Masson et Cie, 391 p.
18. G I O T (P.R.) 1945-1946.- Sur le Sénonien du Royans. T.L.G.G., 25, p. 1-2.

19. GOGUEL (J.) 1938-1939.- Remarques sur la bordure du Vercors dans l'angle sud est de la feuille de Valence au 1/80 000. B.S.C.G.F., 40, p. 479-490.
20. GOGUEL (J.) 1943-1944.- Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. Ibid., 44, p. 508-518.
21. GOGUEL (J.) 1945.- Sur les subdivisions stratigraphiques de l'Urgonien du Vercors. C.R.S.G.F., p. 162-163.
22. GOGUEL (J.) 1946-1947.- Observations sur l'urgonien du Vercors. B.S.C.G.F. 46, p. 325-336.
23. GOGUEL (J.) 1948.- Le rôle des failles de décrochement dans le Massif de la Grande Chartreuse. B.S.G.F. [5], 18, p. 227-235.
24. G R A S (A.) 1852.- Catalogue des corps organisés fossiles qui se rencontrent dans le département de l'Isère. Grenoble, Maisonville.
25. GROSSOUVRE (A. de) 1901.- Recherches sur la Craie supérieure. Mém. Carte Géol. Fr., p. 35-93 et 531-559.
26. JACOB (Ch.) 1904-1905 a .- Révision de la feuille de Vizille. B.S.C.G.F. 16, p. 147-149.
27. JACOB (Ch.) 1904-1905 b .- Révision de la feuille de Vizille. Ibid., 16, p. 439-442.
28. JACOB (Ch.) 1905 a.- Communication sur les couches supérieures à Orbitolines des montagnes de Rencurel et du Vercors. B.S.S.I. [4], 10, p. 518-519.
29. JACOB (Ch.) 1905 b.- Etude sur les Ammonites et sur l'horizon stratigraphique du gisement de Clansayes. B.S.G.F. [4], 5, p. 399-401 et 427-431.
30. JACOB (Ch.) 1907.- Etude paléontologique et stratigraphique sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Thèse Sc. Nat., Grenoble, VI pl., 314 p.
31. JACQUET (F.) 1933.- Etude sur les montagnes de Lans. D.E.S. Grenoble.
32. KILLIAN (W.) 1899-1900.- Feuille Lyon de la carte au 1/320 000 et révision des feuilles Grenoble et Vizille. B.S.C.G.F., 11, p. 274-275.

33. KILIAN (W.) 1900-1901.- Révision de la feuille de Vizille.
Ibid. 12, p. 514.
34. KILIAN (W.) 1912.- Sur une carte de la répartition du faciès
urgonien dans le Sud Est de la France. C.R.A.F.A.S.
Congrès de Nîmes, p. 361-365.
35. KILIAN (W.) 1921.- Sur un problème de la tectonique des chaînes
subalpines dauphinoises. C.R.A.S. 173, p. 1435-1436.
36. KILIAN (W.) 1922-1923.- Révision de la feuille de Grenoble.
B.S.C.G.F. 27, p. 17.
37. KILIAN (W.) 1936.- Rapport sur les conditions géologiques du
tunnel de l'usine de la Bourne. Lettre et documents
inédits adressés le 21 novembre à BOURGIN par la
Société Fure et Morge de Vizille.
38. KILIAN (W.) LORY (P.) 1900.- Notices géologiques sur divers
points des Alpes françaises. T.L.G.G. 5, p. 563-565
et 596-619.
39. L O R Y (Ch.) 1846.- Etude sur les terrains secondaires des
Alpes dans les environs de Grenoble, Thèse Sc. Nat.
Nantes, V. Forest, 135 p.
40. L O R Y (Ch.) 1851.- Sur la série des terrains crétacés du
département de l'Isère. B.S.G.F. [2], 9, p. 56-69.
41. L O R Y (Ch.) 1860.- Description géologique du Dauphiné,
Paris, F. Savy ; Grenoble, Maisonville.
42. L O R Y (Ch.) 1880.- Note sur le terrain crétacé supérieur
de l'Isère. B.S.G.F. [3], 9, p. 58-61.
43. L O R Y (P.) 1900 a.- Massif de La Mure et Dévoluy. Extrait
du Livret-Guide du VIIIe Congrès géol. Intern., 18 p.
44. L O R Y (P.) 1900 b.- Les mouvements du sol et la sédimenta-
tion en Dévoluy durant le Crétacé supérieur.
B.S.G.F. [3], 28, p. 780-782.
45. L O R Y (P.) 1901.- Observations stratigraphiques dans le
Nord du Massif du Vercors. Ibid. [4], 1, p. 255-258.
46. L O R Y (P.) 1901-1902.- Contribution à l'étude microgra-
phique du Crétacé supérieur dans le Dévoluy et les
régions voisines. T.L.G.G. 6, II pl. p. 257-281.
47. L O R Y (P.) 1907-1908.- Révision des feuilles de Grenoble
et Vizille. B.S.C.G.F. 18, p. 165-166.

48. L O R Y (P.) 1927. - Sur la tectonique des montagnes de Lans. C.R.S.G.F., p. 96-97.
49. L O R Y (P.) 1931. - Quatre journées d'excursions géologiques au Sud de Grenoble. T.L.G.G. 15, fasc.3, II pl., p. 131-136 et 146-154.
50. L O R Y (P.) 1944-1945. - Révision des feuilles de Die et Vizille. B.S.C.G.F. 45, p.181-185.
51. L O R Y (P.) 1947. - Sur le Crétacé supérieur des Gas de Châtillon (Diois NE) et ses rapports avec celui du Bochaine. C.R.S.G.F. p. 283-284.
52. L O R Y (P.) REY-JOUVIN (X.) 1923. - Sur l'Urgonien de la Grande Moucherolle. C.R.S.G.F. p. 86.
53. L O R Y (P.) REY-JOUVIN (X.) 1926. - Sur la constitution de l'Urgonien et sur la tectonique de la région à l'Est du Villard-de-Lans. Ibid. p. 12-14.
54. MERCIER (J.) 1958 -a) Sur l'âge de la phase tectonique anté-sénonienne à l'W du Dévoluy. B.S.G.F. [6], 8, p. 689-696.
55. MERCIER (J.) 1958 -b) Sur l'âge sénonien des conglomérats des Gas (Drôme). C.R.S.G.F. p. 392-395.
56. M O R E T (L.) 1960. - Une ammonite dans la "lumachelle du Gault" des environs de Grenoble. T.L.G.G. 36, p. 45-46.
57. M O R E T (L.), DELEAU (P.) 1960 - Note de paléontologie savoyenne : découverte d'ammonites dans le Berrias et l'Urgonien des environs d'Annecy. T.L.G.G. 36, p. 43-44.
58. ORBIGNY (A.) d' 1850-1851. - Paléontologie française, fossiles crétacés. Bryozoaires
59. PAQUIER (V.) 1892. - Contribution à la géologie des environs de Grenoble. B.S.S.I. [4], 1, p. 46-48.
60. PAQUIER (V.) 1898-1899. - Feuilles de Die, Privas et révision de Vizille. B.S.C.G.F. 10, p. 586-589.
61. PAQUIER (V.) 1899-1900. - Révision des feuilles de Privas et de Vizille. Ibid. 11, p. 211-213.
62. PAQUIER (V.) 1904. - Sur le calcaire à Orbitoïdes de Méaudre B.S.G.F. [4], 4, p.416-419.

63. PAQUIER (V.) 1904-1905 a) - Révision de la feuille de Grenoble
B.S.C.G.F. 16, p.163-168.
64. PAQUIER (V.) 1904-1905 b) - Révision de la feuille de Grenoble
Ibid. 16, p.458-460.
65. PAQUIER (V.) 1906. - Communication sans titre sur un gisement aptien
dans le N du Vercors. C.R.S.G.F. p.121-122.
66. PIVETEAU (J.) 1952. - Traité de Paléontologie, Paris, Masson
et Cie, vol.2, p. 246-253 et 285.
67. PRESTAT (P.) 1953. - Etude géologique de la région de la Fauge.
Travail inédit, Grenoble.
68. RANSON (G.) 1942. - Note sur la classification des Ostréidés.
B.S.G.F. [5], 12, p.161-164.
69. R A T (P.) 1959 a) Les milieux urgoniens cantabriques.
B.S.G.F. [7], 1, p. 378-384.
70. R A T (P.) 1959 b) Le milieu et le développement des Orbitoli-
nes. Ibid. [7], 1, p. 651-657.
71. RIMBAUT(M.) 1949. - Etude géologique de la région de Saint-
Gervais - Rovon. D.E.S. Grenoble.
72. R O C H (E.) 1958. - Le Barrémien du NW et du SE de la France
C.R.S.G.F. p.111-113.
73. ROUBICHOU (N.) 1956. - Etude micrographique du Crétacé supérieur
sur la bordure nord du Massif du Vercors. T.L.G.G. 33,
IV pl., p.157-206.
74. SARROT REYNAULD (J.) 1960. - Le rôle des failles transverses dans
la structure de la bordure est du massif du
Vercors au Sud de Grenoble. C.R.S.G.F., p.185-186.
75. SORNAY (J.) 1939. - Sur la présence du Turonien dans l'Ouest du
bassin de Dieulefit - C.R.A.S. 209, p.116-117.
76. SORNAY (J.) 1945-1946. - Le Crétacé supérieur dans l'Ouest du
département de la Drôme et dans les régions voisines.
T.L.G.G. 25, III pl, p.9-31.
77. SORNAY (J.) 1947. - Sur le Crétacé supérieur de la région de
Châtillon-en-Diois et de la forêt de Saou.
C.R.S.G.F., p. 245-246.

78. SORHAY (J.) 1950.- Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et les régions voisines. Thèse Sciences naturelles, Grenoble, Allier, XII pl. + 254 p.
79. THIÉULOY (J.F.) 1959.- Etude micrographique des "calcaires à débris" barréno-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors. T.L.G.C.35, XXV pl., p. 39-99.

VU,

Grenoble, le 1^{er} octobre 1963

Le Président de la Thèse

R. BARBIER



VU,

Grenoble, le octobre 1963

Le Doyen de la Faculté des Sciences

L. WEIL

BIBLIOTHÈQUE
GRENOBLE
UNIVERSITAIRE

VU, et permis d'imprimer,

Le Recteur de l'Académie de Grenoble,

R. TREHIN

A D D E N D U M

En cours d'impression, nous avons eu connaissance des deux faits nouveaux suivants :

1 - Monsieur HOFKER de l'Université de Leiden (Pays-Bas) nous a communiqué verbalement les premiers résultats de son étude sur les Orbitolines qu'il avait recueillies incluses dans l'Urgonien de notre secteur.

D'après cette étude, ces Orbitolines seraient d'âge barrémien et les couches correspondantes formant la zone inférieure à Orbitolines, ne seraient pas aptiennes comme nous l'avons dit dans cet ouvrage (p. 11) mais barrémiennes.

2 - Au cours du Colloque sur le Crétacé inférieur qui s'est déroulé à Lyon en septembre 1963, G. DUBOURDIEU a révélé quelques difficultés en paléontologie stratigraphique. Diverses observations l'avaient incité à la plus grande réserve vis-à-vis de l'utilisation des Ammonites à brève longévité.

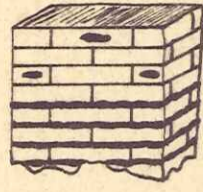
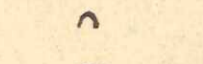







C'est ainsi qu'il a découvert en Algérie un Douvilleiceras du groupe albense monile dans du Gargasien certain, très en-dessous d'horizons contenant une faune absolument typique de la Zone de Clansayes, découverte qu'il avait mentionnée en 1956 (1).

Il apparaît donc que l'exemplaire de Douvilleiceras mammillatum monile découvert par L. MORET dans la "lumachelle" des environs de Villard-de-Lans (p. 14 de cet ouvrage) ne permet pas d'être catégorique en ce qui concerne l'âge de cette "lumachelle".

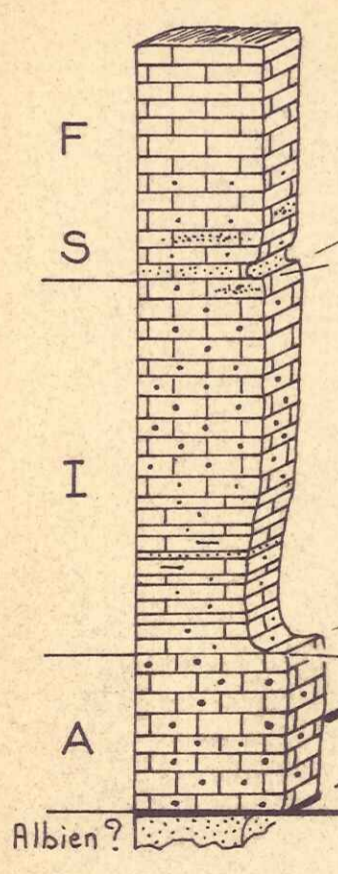
1 - DUBOURDIEU (G.) 1956 - Etude géologique de la région de l'Ouenza -
Publ. du Serv. de la carte géol. de l'Algérie, nouv. ser., bull. n° 10
Alger, p. 90.

CORRELATIONS DANS L'ESPACE AU NIVEAU DU CRETA

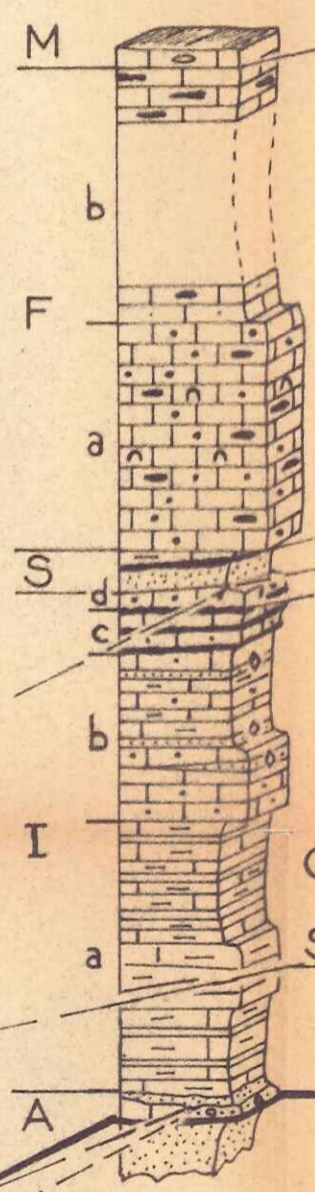
Legende

-  - limite due à l'érosion
-  silex en rognons
-  silex en lits
-  - limite artificielle
-  Brachiopodes - Lamellibranches
-  Pycnodontes geants
-  elements phosphatés
-  Orbitoïdes
-  Crinoïdes, entroques

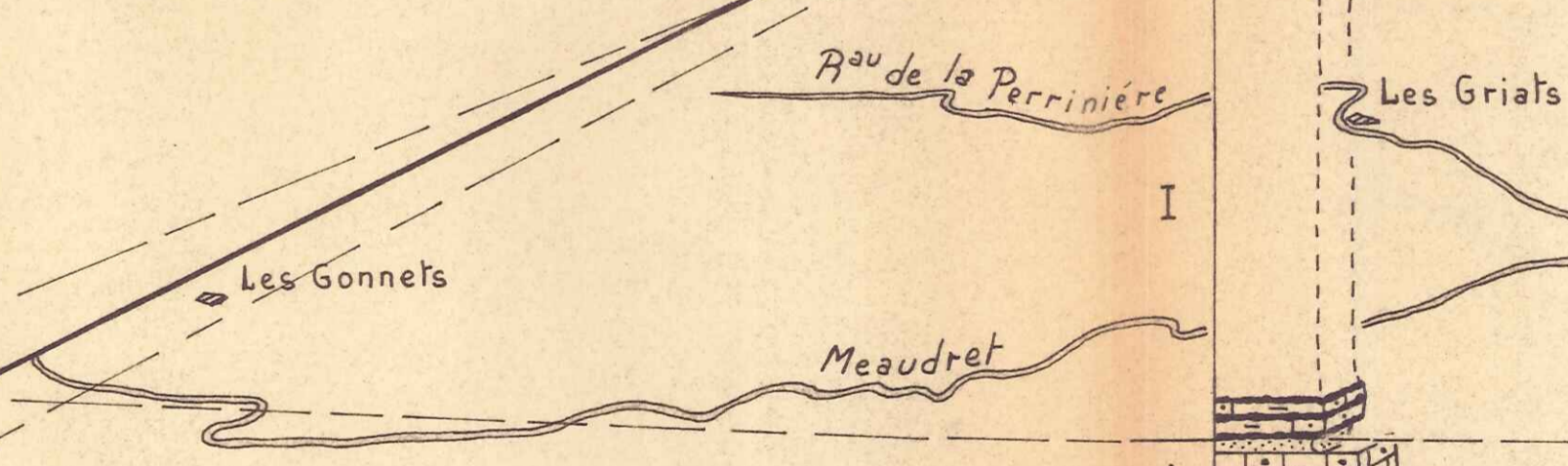
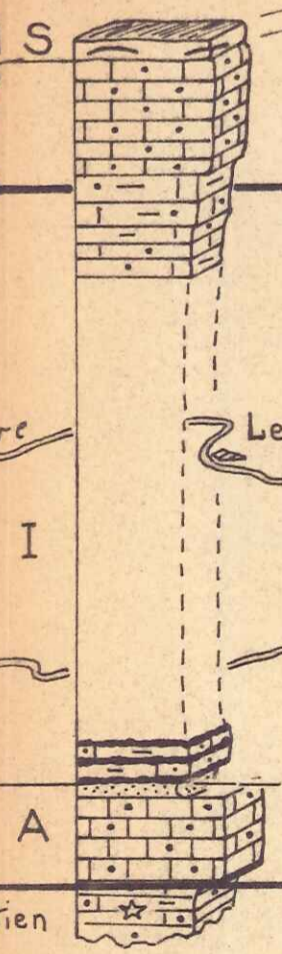
Combe Gonnet



Bellecombe

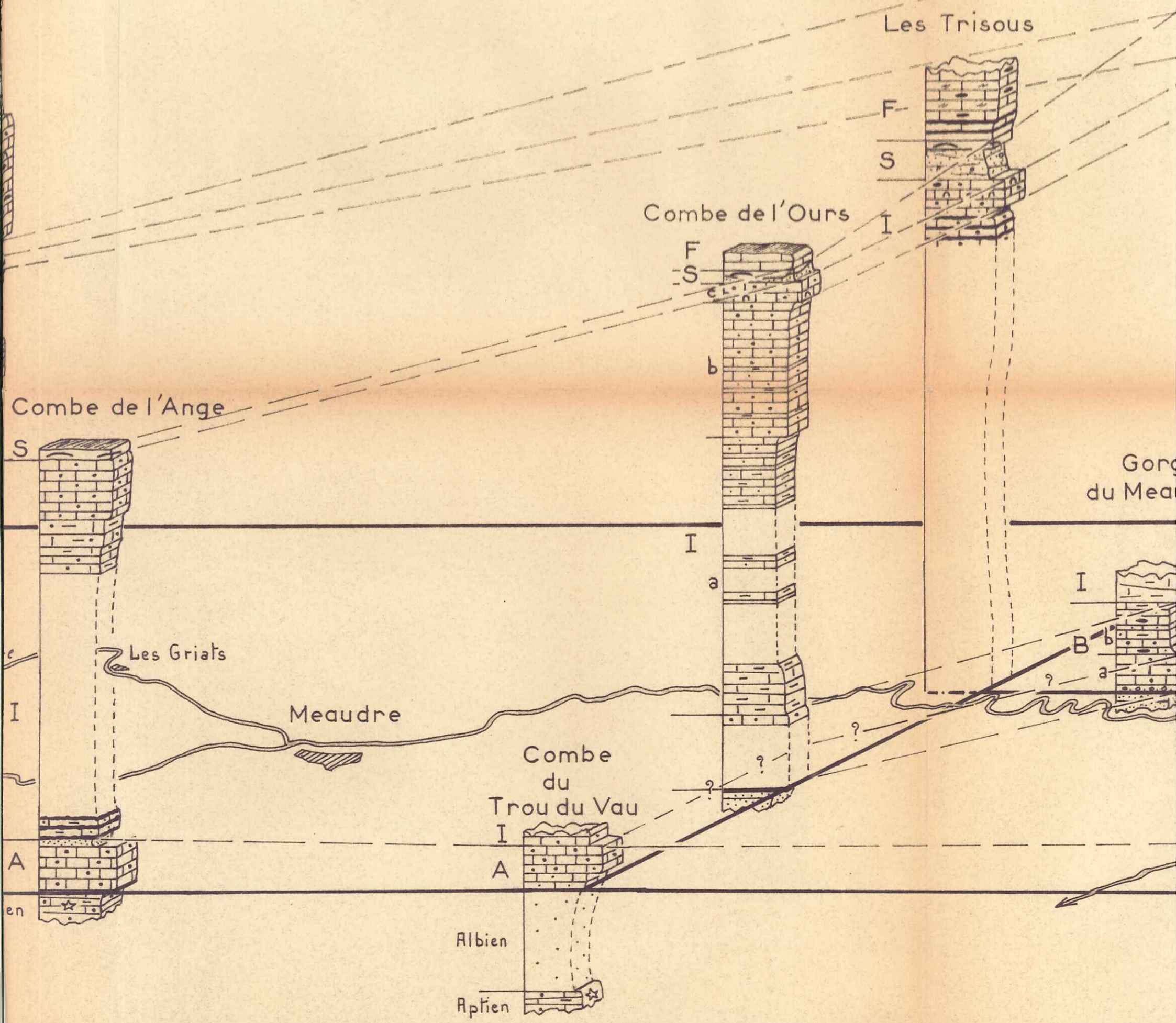


Combe de l'Ange



NIVEAU DU CRETACE SUPERIEUR

Combe



Combe de l'Ange

Les Trisous

Combe de l'Ours

Gorge du Meandre

Les Griats

Meandre

Combe du Trou du Vau

Albien

Aptien

A

en

F

S

I

F

S

I

a

b

I

B

b

a

S

I

A

en

I

A

?

?

?

?

?

?

?

?

?

?

?

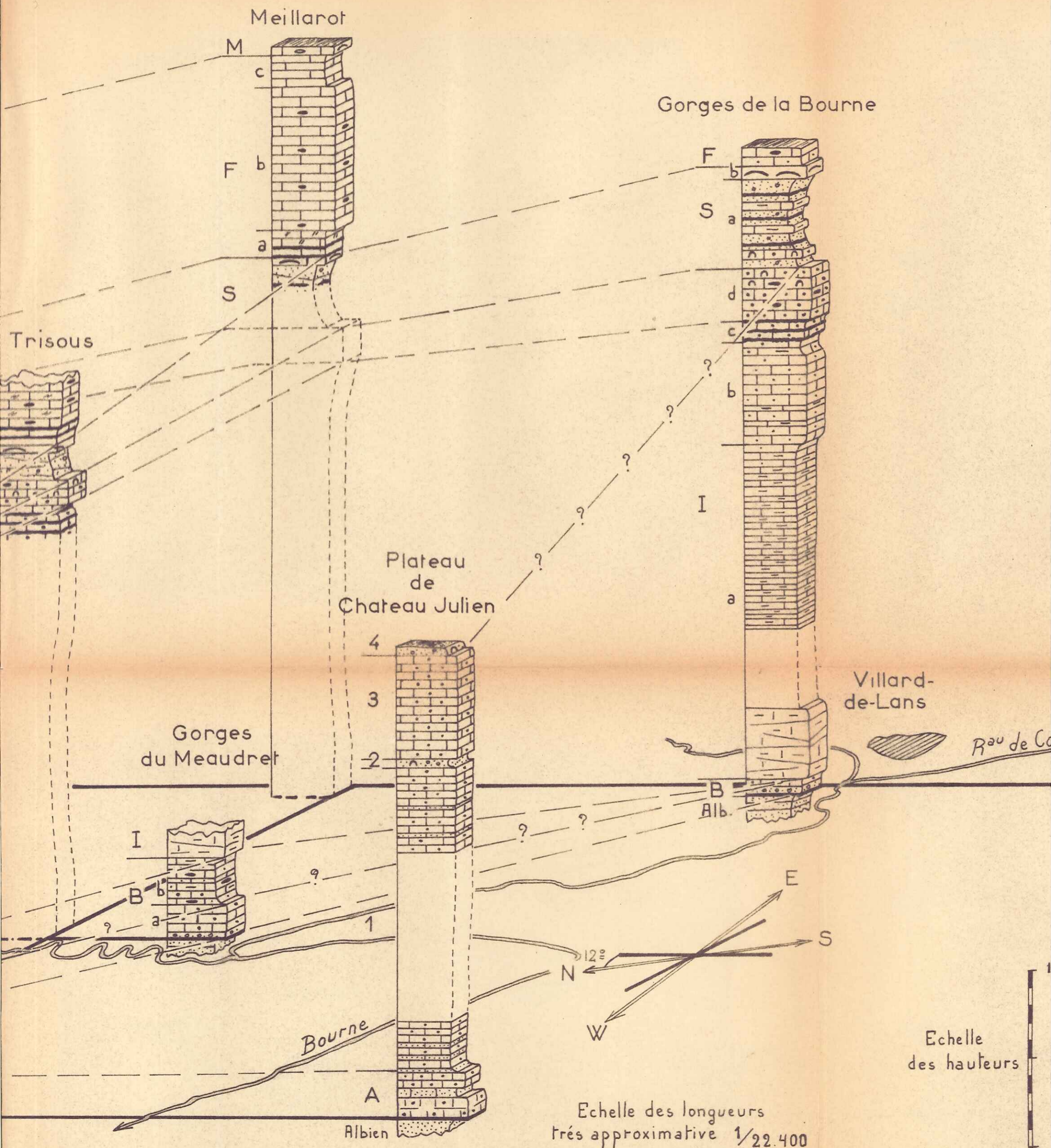
?

?

?

?

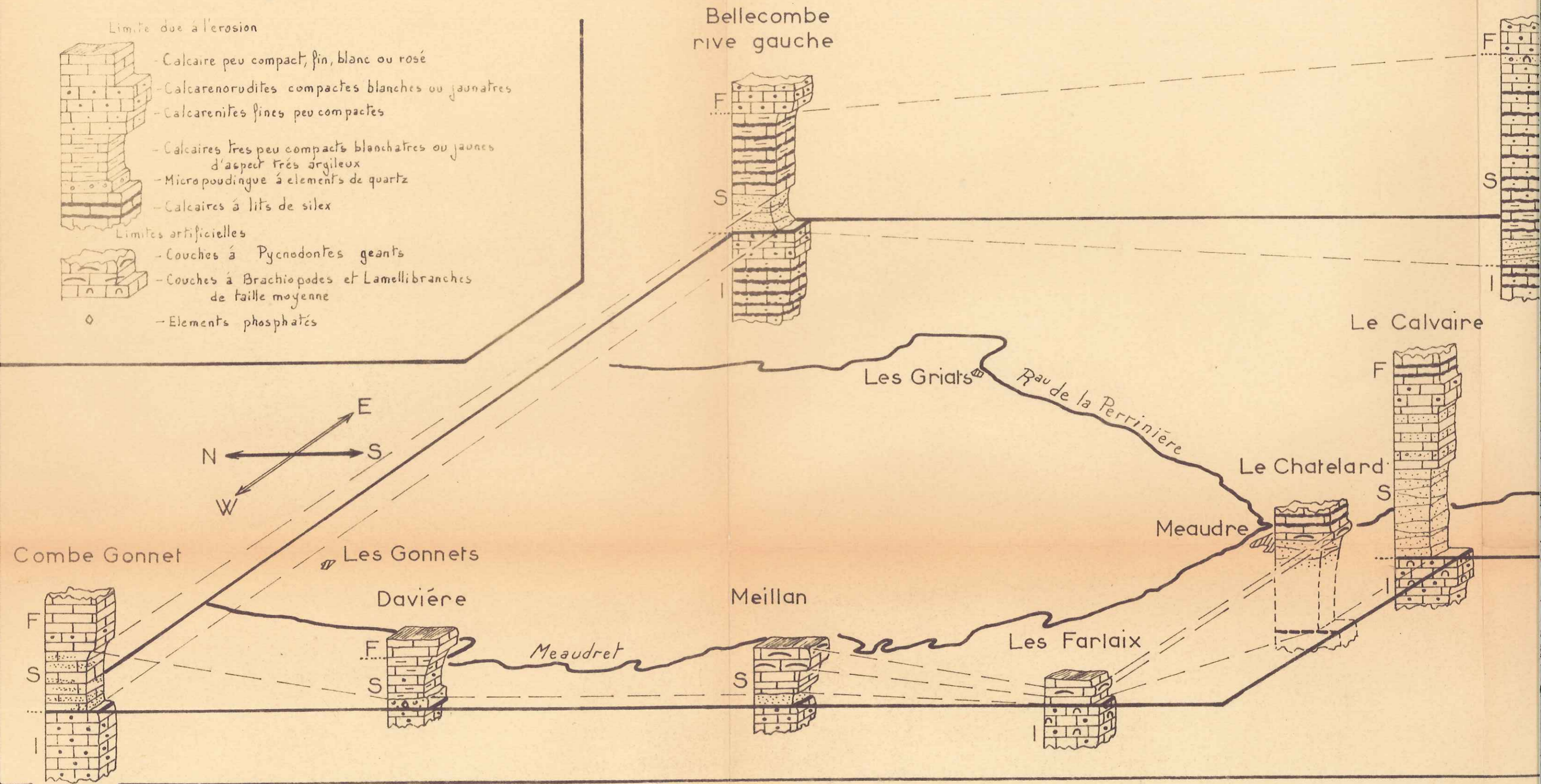
?



CORRELATIONS DANS L'ESPACE AU NIVEAU DE L'ENSEMBLE "S"

Legende

- Limite due à l'érosion
- Calcaire peu compact, fin, blanc ou rosé
 - Calcarenorudites compactes blanches ou jaunâtres
 - Calcarenites fines peu compactes
 - Calcaires très peu compacts blanchâtres ou jaunes d'aspect très argileux
 - Micropoudingue à éléments de quartz
 - Calcaires à lits de silex
- Limites artificielles
- Couches à Pycnodontes géants
 - Couches à Brachiopodes et Lamellibranches de taille moyenne
 - ◊ - Elements phosphatés



DANS L'ESPACE AU NIVEAU DE L'ENSEMBLE "S"

Bellecombe
rive gauche

Combe des Besses

Combe
de la Cochette

