



HAL
open science

Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var

Jean Goguel

► **To cite this version:**

Jean Goguel. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. Tectonique. Université de Paris, 1936. Français. NNT: . tel-00920526

HAL Id: tel-00920526

<https://theses.hal.science/tel-00920526>

Submitted on 18 Dec 2013

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.

7154
1937
P. 2

7154
1937
P 2

SÉRIE A, n° 1682.

N° D'ORDRE :
2548.

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

M. JEAN GOGUEL,

Ingénieur au Corps des Mines.

1^{re} THÈSE. — DESCRIPTION TECTONIQUE DE LA BORDURE DES ALPES DE LA BLÉONE AU VAR.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

soutenues le 28 mai 1937 devant la Commission d'examen.

MM. JACOB..... Président.

MICHEL-LÉVY..... }
LANQUINE..... } Examineurs.



PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1937

DESCRIPTION TECTONIQUE
DE LA BORDURE DES ALPES
DE LA BLÉONE AU VAR

SÉRIE A. n° 1682.

N° d'ORDRE :
2548.

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

M. JEAN GOGUEL,
Ingénieur au Corps des Mines.

- 1^{re} THÈSE. — DESCRIPTION TECTONIQUE DE LA BORDURE DES ALPES DE LA BLÉONE AU VAR.
2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

soutenues le

devant la Commission d'examen.

MM. JACOB..... Président.

MICHEL-LÉVY..... }
LANQUINE..... } Examineurs.



FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS.

MM.

Doyen honoraire..... M. MOLLIARD.
Doyen..... C. MAURAIN, Professeur, Physique du Globe.

Professeurs honoraires.....
H. LE CHATELIER. LÉON BRILLOUIN. AUGER.
H. LEBESQUE. GOURSAT. BLAISE.
A. FERNBACH. WALLEBANT. DANGEARD.
A. LEDUC. GUILLET. JANET.
Émile PICARD. PÉCHARD. LESPIEAU.
RÉMY PERRIER. FREUNDLER. MARCHIS.
VESSIOT.

PROFESSEURS :

G. BERTRAND.....	T	Chimie biologique.	ROBERT-LÉVY.....	Zoologie.
M. CAULLEY.....	T	Zoologie (Évolution des êtres organisés).	F. PICARD.....	Zoologie (Évolution des êtres organisés).
G. URBAIN.....	T	Chimie générale.	Henri VILLAT.....	T Mécanique des fluides et applications.
Émile BOREL.....	T	Calcul des probabilités et Physique mathématique.	Ch. JACOB.....	T Géologie.
Jean PERRIN.....	T	Chimie physique.	P. PASCAL.....	T Chimie minérale.
H. ABRAHAM.....	T	Physique.	M. FRÉCHET.....	T Calcul différentiel et calcul intégral.
E. CARTAN.....	T	Géométrie supérieure.	E. ESCLANGON.....	T Astronomie.
M. MOLLIARD.....	T	Physiologie végétale.	M ^{me} RAMART-LUCAS.....	T Chimie organique.
L. LAPICQUE.....	T	Physiologie générale.	H. BÉGIN.....	T Mécanique physique et expérimentale.
A. COTTON.....	T	Recherches physiques.	FOCH.....	Mécanique expérimentale des fluides.
J. DRACH.....	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	PAUTHENIER.....	Physique (P. C. B.).
Charles FABRY.....	T	Enseignement de Physique.	DE BROGLIE.....	T Théories physiques.
Charles PÉREZ.....	T	Zoologie.	CHRÉTIEN.....	Optique appliquée.
Léon BERTRAND.....	T	Géologie structurale et géologie appliquée.	P. JOB.....	Chimie générale.
P. PORTIER.....	T	Physiologie comparée.	LABROUSTE.....	Physique du globe.
E. RABAUD.....	T	Biologie expérimentale.	PRENANT.....	Zoologie.
M. GUICHARD.....	T	Chimie minérale.	VILLEY.....	Mécanique physique et expérimentale.
Paul MONTEL.....	T	Théorie des fonctions et Théorie des transformations.	BOHN.....	Zoologie (P. C. B.).
P. WINTREBERT.....	T	Anatomie et histologie comparées.	COMBES.....	Botanique (P. C. B.).
L. BLARINGHEM.....	T	Botanique.	GARNIER.....	T Mathématiques générales.
O. DUBOSCQ.....	T	Biologie maritime.	PÉRÈS.....	Mécanique théorique des fluides.
G. JULIA.....	T	Mécanique analytique et Mécanique céleste.	HACKSPILL.....	Chimie (P. C. B.).
C. MAUGUIN.....	T	Minéralogie.	LAUGIER.....	Physiologie générale.
A. MICHEL-LÉVY.....	T	Pétrographie.	TOUSSAINT.....	Technique aéronautique.
H. BÉNARD.....	T	Mécanique expérimentale des fluides.	M. CURIE.....	Physique (P. C. B.).
A. DENJOY.....	T	Application de l'analyse à la Géométrie.	G. RIBAUD.....	T Hautes températures.
L. LUTAUD.....	T	Géographie physique et Géologie dynamique.	CHAZY.....	T Mécanique rationnelle.
Eugène BLOCH.....	T	Physique théorique et Physique céleste.	GAULT.....	Chimie (P. C. B.).
G. BRUHAT.....		Physique.	CROZE.....	Recherches physiques.
E. DARMOIS.....		Enseignement de Physique.	DUPONT.....	T Théories chimiques.
A. DEBIERNE.....	T	Physique générale et Radioactivité.	LANQUINE.....	Géologie.
A. DUFOUR.....	T	Physique (P. C. B.).	VALIRON.....	Mathématiques générales.
L. DUNOYER.....		Optique appliquée.	BARRABÉ.....	Géologie structurale et Géologie appliquée.
A. GUILLERMOND.....	T	Botanique.	MILLOT.....	Zoologie (P. C. B.).
M. JAVILLIER.....		Chimie biologique.	F. PERRIN.....	Théories physiques.
L. JOLEAUD.....		Paléontologie.	VAVON.....	Chimie organique.
			G. DARMOIS.....	Calcul des probabilités et Physique mathématique.

Secrétaire..... A. PACAUD.
Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.

AVANT-PROPOS.

C'est un plaisir pour moi d'exprimer ici mes remerciements à M. Grandjean, Directeur du Service de la Carte géologique, qui a bien voulu décider la publication de ce travail dans les Mémoires du Service. Plus encore que la beauté de la présentation, la qualité des Mémoires parus antérieurement dans cette collection fait de ce choix un honneur que j'apprécie à sa juste valeur. Je dois aussi une très grande reconnaissance à M. de Launay, Directeur honoraire du Service, qui m'a chargé de la révision de la feuille de Castellane, en collaboration avec MM. Lanquine et Albert F. de Lapparent, et m'a autorisé à poursuivre mes levers en dehors du cadre de la feuille aussi loin qu'il était nécessaire pour bien en comprendre la structure tectonique. Je tiens à remercier également M. Jacob, Professeur à la Sorbonne, qui a bien voulu accepter ce travail comme thèse de Doctorat, et M. Galliot, Inspecteur Général des Mines, Directeur des Mines, qui m'a vivement encouragé à l'entreprendre.

La mort de Pierre Termier, dont j'avais été l'élève, m'a privé du Maître qui aurait dû diriger mes travaux. Parmi les géologues qui m'ont aidé de leurs conseils, je mentionnerai, en premier lieu, mon ami Raguin, Professeur à l'École des Mines. Il a été le compagnon de chaque jour, au courant de tous mes travaux; il a guidé mes débuts et m'a bien souvent donné des conseils dont j'ai apprécié la valeur. Dans la région où j'ai été amené à travailler, j'ai trouvé en MM. Roman et Gignoux des guides très dévoués. M. Roman m'a initié à la stratigraphie des formations si variées de la vallée du Rhône, qu'il connaît à merveille. Il m'a accompagné à Castellane, où nous avons étudié ensemble la stratigraphie du Crétacé. M. Gignoux m'a emmené dans les Alpes, m'a montré le Briançonnais, et m'a donné en même temps des conseils très précieux relatifs à la région que j'étudiais.

Je dois une mention toute spéciale à M. Léon Bertrand, Professeur à la Sorbonne et à l'École Normale, qui m'a invité à participer à une course

avec ses élèves en mai 1933. Ce fut mon premier contact avec les Alpes Maritimes. Là, et en d'autres occasions, il m'a montré sa minute inédite de la feuille de Nice; j'ai profité de nombre de ses observations, et j'ai été heureux d'avoir un guide connaissant aussi bien la région. Au cours de cette semaine de courses sous sa direction, M. Léon Bertrand m'a donné oralement de nombreuses explications sur son interprétation tectonique de la région, explications précieuses pour mon travail ultérieur. Le fait que j'ai jugé nécessaire de reprendre cette étude ne diminue en rien la reconnaissance que je lui dois pour son accueil dans la région qu'il étudie depuis quarante ans.

Enfin, j'ai été heureux de collaborer sur la feuille de Castellane avec M. l'Abbé Albert F. de Lapparent, Chargé de cours à l'Institut Catholique, dont les travaux concernent une région toute proche de la mienne.

DESCRIPTION TECTONIQUE DE LA BORDURE DES ALPES DE LA BLÉONE AU VAR.

CHAPITRE PREMIER.

INTRODUCTION.

Lorsque, de l'un des sommets de la Provence, Sainte-Baume ou Sainte-Victoire, on tourne ses regards vers le nord-est, on aperçoit un immense plateau tranchant avec la foule des collines qui hérissent la Provence. Il domine de plusieurs centaines de mètres la vallée de la Durance, qui le longe à sa gauche.

Si le temps est clair, derrière ce grand plan horizontal, on aperçoit toute une chaîne de montagnes : les Alpes. Voici, tout au loin, la cime éclatante de blancheur de la Barre des Écrins. A sa gauche, la Montagne de Lure et le Ventoux ferment l'horizon. Plus à droite, une foule de sommets moins illustres : Trois Évéchés, Cheval Blanc, — la partie la plus haute des Basses-Alpes — et, sur la droite, une silhouette caractéristique : le Chiran, séparé par une brèche abrupte du Portail et du Mourre de Chanier. Puis les montagnes s'abaissent : quelques collines encore, et c'est la Provence.

Il faut un regard attentif pour distinguer les vallées qui pénètrent dans cette masse. Voici, au nord du plateau, la silhouette carrée du Cousson qui peut nous servir de repère. Au nord, c'est Digne et la vallée de la Bléone, qui descend des Trois Évéchés. L'Asse coule au sud du Cousson.

Le Verdon passe entre les dernières collines, à droite du Mourre de Chanier; il traverse toutes ces montagnes, depuis sa source au pied des Trois-Évéchés. Franchissons, pour aller parcourir ces Alpes de Provence, le plateau de Valensole, pays du blé et de l'amandier. Des ravins sillonnent le plateau, et des vallées profondes de 400 mètres. Sur toute cette hauteur et sur toute cette étendue ce ne sont que galets roulés, accumulés.

Au sortir de cette monotonie, l'entrée des Alpes est particulièrement imposante. Si nous remontons la Bléone, Digne, entre les collines de calcaires sombres, nous ouvre le domaine des terres noires. Du haut en bas des versants, le ravinement se déchaîne, sculptant avec minutie un lacs de rigoles dans la terre nue. Il faut un fond de vallée, un épaulement protégé par des éboulis et que ronge la pluie, pour que la végétation s'accroche. Ce pays, semble-t-il, n'est pas fait pour l'homme. Au fond, la crête du Cheval-Blanc s'envelit sous ses éboulis blanchâtres.

Un peu plus au sud, dans la vallée de l'Asse, la cluse de Chabrières marque la porte de la région alpine. Jusqu'à Barrême, la vallée est encaissée entre le pays des terres noires, au nord, et celui des chaînons calcaires, au sud. S'étendant le long du plateau de Valensole, vers lequel ses eaux s'écoulent par l'Estoublaise, c'est le pays du déboisement et de la dépopulation. Les cinq communes limitrophes de Creisset, le Poil, Trévans, Majastres, Levens ont respectivement zéro, un habitant, deux, sept et un feu. Les sérieux débuts du reboisement nous font rêver au jour où tout ce pays sera couvert de forêts de pins. Mais revenons à la vallée de l'Asse. En arrivant à Barrême, on voit l'horizon s'élargir. Trois branches de l'Asse concourent ici. Celle qui vient de Clumane au nord et celle qui vient de Blieux et Sénez au sud, drainent en sens contraire une dépression allongée où s'étalent des dépôts tertiaires. La troisième branche, l'Asse Morte ou Asse de Moriez, est un ancien cours du Verdon, capturé à Saint-André.

Celui-ci passe tout au sud du plateau de Valensole. La gorge par laquelle il s'échappe du domaine alpin est plus profonde encore et plus étroite que celle de l'Asse à Chabrières. E.-A. Martel, le premier, a descendu les vingt kilomètres de son cours. Il a attiré l'attention sur ce grand canon maintenant célèbre, mais seuls les audacieux peuvent renouveler son exploit. Personne encore n'a remonté le Verdon.

Un peu plus au nord, la petite ville de Moustiers s'accroche au bord rocheux des Alpes. Ici, la gorge qui remonte vers l'intérieur est si étroite qu'une chaîne la barre. Une route part de là, parallèle au Verdon, et va nous conduire jusqu'au cœur des Basses-Alpes. Ne quittons pas cependant la région des gorges du Verdon sans parcourir le pays qui s'étale sur sa rive gauche. Ce sont les plans de Canjuers, immenses plateaux de calcaires blancs, parfaitement desséchés par la circulation souterraine des eaux. Ces plateaux s'étendent, en avant des chaînons alpins, à peu près jusqu'au Var, avec la même aridité sur quatre-vingts kilomètres de long.

Entre Comps et Castellane, le Jabron et une partie de l'Artuby drainent une région de relief médiocre, bien qu'assez accidentée, couverte de larges forêts de pins et qui constitue une oasis entre les chaînons alpins et les plateaux calcaires.

En amont du confluent du Jabron, le Verdon coupe les chaînons alpins. Il serpente entre les montagnes de calcaire blanc, les coupe souvent en cluses abruptes. A Castellane vient finir la dépression de Clumane, Barrême, Sénez, qu'emprunte la route du Col des Lèques. Voici encore d'autres chaînons, d'autres cluses sur lesquelles on a commencé la construction d'immenses barrages. Puis les formes des montagnes sont moins heurtées, les terres noires réapparaissant ici, mais toujours les crêtes sont formées de barres calcaires, à pic vers le sud.

A Saint-André commence une autre région, celle du haut Verdon. Bientôt, les toits plats à tuiles rondes vont disparaître, remplacés par les toits à forte pente, construits pour résister à la neige. Voici, à Saint-André, la première scierie qui nous indique l'étendue que vont occuper les bois de conifères. La vallée est profonde, monotone, creusée dans une épaisse masse d'un calcaire peu résistant. Les montagnes larges et massives sont couronnées par les ruines du Grès d'Annot. Dans les vallons qui dominant Beauvezer, nous trouverons les premières traces des glaciers disparus : vastes cirques, vallées élargies, verrous traversés par des gorges étroites. Sur ces montagnes paissent les troupeaux de moutons transhumants qui viennent de la Basse-Provence. Les bergers, isolés pendant des mois, nous accueillent avec joie. Nous évoquerons ensemble le pays d'où ils viennent, les souriantes collines des Alpilles, en bordure de la Craux. Ils ont traversé successivement à lentes étapes, les plaines alluviales, les collines provençales, les plateaux et les arides chaînons calcaires avant d'atteindre les pâturages arrosés par les neiges où l'herbe riche persiste tout l'été.

Nous venons de parcourir la région dont les eaux s'écoulent vers la Durance et le Rhône. Plus à l'est, elles sont drainées par le Var, ou s'écoulent directement à la mer. Dans son cours supérieur, le Var est parallèle au Verdon et traverse la même région. Mais, en 100 kilomètres seulement, il passe des pâturages alpins où il prend sa source à plus de 2.000 mètres d'altitude, au bord de la Méditerranée. Le bassin du Var est donc celui des contrastes de végétation, le long de son cours et sur les versants de sa vallée.

Dès sa partie supérieure, le Var traverse, de Guillaumes à Daluis, une masse de schistes rouges que le Cians, plus à l'est, coupe sur une longueur et une

Au sortir de cette monotonie, l'entrée des Alpes est particulièrement imposante. Si nous remontons la Bléone, Digne, entre les collines de calcaires sombres, nous ouvre le domaine des terres noires. Du haut en bas des versants, le ravinement se déchaîne, sculptant avec minutie un lacis de rigoles dans la terre nue. Il faut un fond de vallée, un épaulement protégé par des éboulis et que ronge la pluie, pour que la végétation s'accroche. Ce pays, semble-t-il, n'est pas fait pour l'homme. Au fond, la crête du Cheval-Blanc s'ensevelit sous ses éboulis blanchâtres.

Un peu plus au sud, dans la vallée de l'Asse, la cluse de Chabrières marque la porte de la région alpine. Jusqu'à Barrême, la vallée est encaissée entre le pays des terres noires, au nord, et celui des chaînons calcaires, au sud. S'étendant le long du plateau de Valensole, vers lequel ses eaux s'écoulent par l'Estoublaise, c'est le pays du déboisement et de la dépopulation. Les cinq communes limitrophes de Creisset, le Poil, Trévans, Majastres, Levens ont respectivement zéro, un habitant, deux, sept et un feu. Les sérieux débuts du reboisement nous font rêver au jour où tout ce pays sera couvert de forêts de pins. Mais revenons à la vallée de l'Asse. En arrivant à Barrême, on voit l'horizon s'élargir. Trois branches de l'Asse concourent ici. Celle qui vient de Clumane au nord et celle qui vient de Blieux et Sénez au sud, drainent en sens contraire une dépression allongée où s'étalent des dépôts tertiaires. La troisième branche, l'Asse Morte ou Asse de Moriez, est un ancien cours du Verdon, capturé à Saint-André.

Celui-ci passe tout au sud du plateau de Valensole. La gorge par laquelle il s'échappe du domaine alpin est plus profonde encore et plus étroite que celle de l'Asse à Chabrières. E.-A. Martel, le premier, a descendu les vingt kilomètres de son cours. Il a attiré l'attention sur ce grand canon maintenant célèbre, mais seuls les audacieux peuvent renouveler son exploit. Personne encore n'a remonté le Verdon.

Un peu plus au nord, la petite ville de Moustiers s'accroche au bord rocheux des Alpes. Ici, la gorge qui remonte vers l'intérieur est si étroite qu'une chaîne la barre. Une route part de là, parallèle au Verdon, et va nous conduire jusqu'au cœur des Basses-Alpes. Ne quittons pas cependant la région des gorges du Verdon sans parcourir le pays qui s'étale sur sa rive gauche. Ce sont les plans de Canjuers, immenses plateaux de calcaires blancs, parfaitement desséchés par la circulation souterraine des eaux. Ces plateaux s'étendent, en avant des chaînons alpins, à peu près jusqu'au Var, avec la même aridité sur quatre-vingts kilomètres de long.

Entre Comps et Castellane, le Jabron et une partie de l'Artuby drainent une région de relief médiocre, bien qu'assez accidentée, couverte de larges forêts de pins et qui constitue une oasis entre les chaînons alpins et les plateaux calcaires.

En amont du confluent du Jabron, le Verdon coupe les chaînons alpins. Il serpente entre les montagnes de calcaire blanc, les coupe souvent en cluses abruptes. A Castellane vient finir la dépression de Clumane, Barrême, Sénez, qu'emprunte la route du Col des Lèques. Voici encore d'autres chaînons, d'autres cluses sur lesquelles on a commencé la construction d'immenses barrages. Puis les formes des montagnes sont moins heurtées, les terres noires réapparaissant ici, mais toujours les crêtes sont formées de barres calcaires, à pic vers le sud.

A Saint-André commence une autre région, celle du haut Verdon. Bientôt, les toits plats à tuiles rondes vont disparaître, remplacés par les toits à forte pente, construits pour résister à la neige. Voici, à Saint-André, la première scierie qui nous indique l'étendue que vont occuper les bois de conifères. La vallée est profonde, monotone, creusée dans une épaisse masse d'un calcaire peu résistant. Les montagnes larges et massives sont couronnées par les ruines du Grès d'Annot. Dans les vallons qui dominent Beauvezer, nous trouverons les premières traces des glaciers disparus : vastes cirques, vallées élargies, verrous traversés par des gorges étroites. Sur ces montagnes paissent les troupeaux de moutons transhumants qui viennent de la Basse-Provence. Les bergers, isolés pendant des mois, nous accueillent avec joie. Nous évoquerons ensemble le pays d'où ils viennent, les souriantes collines des Alpilles, en bordure de la Craux. Ils ont traversé successivement à lentes étapes, les plaines alluviales, les collines provençales, les plateaux et les arides chaînons calcaires avant d'atteindre les pâturages arrosés par les neiges où l'herbe riche persiste tout l'été.

Nous venons de parcourir la région dont les eaux s'écoulent vers la Durance et le Rhône. Plus à l'est, elles sont drainées par le Var, ou s'écoulent directement à la mer. Dans son cours supérieur, le Var est parallèle au Verdon et traverse la même région. Mais, en 100 kilomètres seulement, il passe des pâturages alpins où il prend sa source à plus de 2.000 mètres d'altitude, au bord de la Méditerranée. Le bassin du Var est donc celui des contrastes de végétation, le long de son cours et sur les versants de sa vallée.

Dès sa partie supérieure, le Var traverse, de Guillaumes à Daluis, une masse de schistes rouges que le Cians, plus à l'est, coupe sur une longueur et une

épaisseur bien plus considérables. Sur une vaste étendue, les montagnes sont de la même couleur rouge, dûe aux schistes permians du Dôme de Barrot.

De là jusqu'à la haute crête aride du Cheiron (1778), dirigée de l'est à l'ouest, s'étend une région boisée, peuplée d'assez nombreux villages, où les formes généralement molles du relief contrastent avec quelques crêtes calcaires arides, en particulier celle qui longe le Var, au sud de Puget-Théniers. Dans ces bassins, on retrouve les mêmes calcaires blancs, épais et peu résistants que dans le Haut-Verdon, et de vastes formations arénacées. L'Estéron, qui coule au sud de cette région, serpente autour de petits chaînons calcaires qu'il coupe en de nombreuses cluses. Plus au sud, le paysage change complètement : les crêtes calcaires arides, dirigées d'est en ouest, ne comprennent plus entre elles que d'étroites bandes fertiles et boisées. A partir du Cheiron, tout un système de plateaux calcaires s'étage, descendant vers le sud en gradins successifs. A 80 kilomètres de distance, c'est la suite des plans de Canjuers. Le bord de ces plateaux, au-dessus de Grasse et de Vence, correspond à un changement total de végétation. En quelques centaines de mètres on tombe des calcaires nus à la végétation la plus riche, aux cultures les plus raffinées. Ce sont les champs de fleurs de Grasse et de Vence, les orangers du Bar, les figuiers, la vigne. Quelques plateaux calcaires, peu élevés, s'étendent encore au nord d'Antibes, mais ils sont couverts de forêts.

A l'ouest de Grasse et de Cannes commence un pays complètement différent du reste de la Provence, le massif cristallin, avec un relief livré au hasard, sans les lignes directrices fortement accusées qui correspondent aux bancs calcaires — ou dans l'Estérel, aux laves permianes — et une végétation silicicole. Au delà du synclinal permien de Saint-Raphaël, il se prolonge par les Maures jusqu'à Toulon.

Entre Nice et le cours inférieur du Var, une petite région rappelle le plateau de Valensole : c'est également une accumulation de conglomérats, mais nous sommes sur la Côte d'Azur et la végétation est beaucoup plus riche.

Au-dessus de ce plateau, et en arrière de Nice, les plateaux calcaires ne se prolongent plus. Comme au nord du Cheiron, les vallées profondes entament une grande masse marneuse ou calcaire, couverte de pins, et au sein de laquelle percent d'abruptes crêtes de calcaires blancs. On retrouve également de larges cuvettes arénacées.

Région peu peuplée, en dehors des courants de circulation, le pays qui s'étend de la Bléone au Var n'a joué dans l'histoire qu'un rôle effacé, sauf,

cependant, dans les premiers jours de mars 1815. Alors, Napoléon, débarqué au Golfe Juan à son retour de l'île d'Elbe, s'est jeté à travers les montagnes des Basses-Alpes pour éviter la Provence royaliste. On sait la rapidité de sa marche : il a couché à Cannes, à Séranon, à Barrême et à Malijai, au confluent de la Bléone et de la Durance. Il faut avoir parcouru à pied les sentiers par lesquels il a passé, et non la route moderne qui porte son nom, pour apprécier l'effort que représente cette grandiose aventure.

TABLEAU GÉOLOGIQUE D'ENSEMBLE.

Voyons maintenant quelle place occupe, de par sa structure, la région que nous venons de parcourir dans l'ensemble des Alpes et de la Provence.

Les zones des Alpes. — On sait que les Alpes françaises comprennent deux zones principales, une zone interne, pays de nappes et de racines, prolongeant les nappes penniques en Suisse, et une zone externe⁽¹⁾. Nous n'entrerons pas dans le détail des différentes unités de la zone interne. Disons simplement que sa structure tectonique est tout à fait différente de la région que nous décrivons, au nord de laquelle elle vient, par la nappe de l'Ubaye, s'étaler sur la zone externe (fig. 1).

Dans la zone externe, on peut distinguer plusieurs parties. Ce sont d'abord les massifs cristallins externes, Mont Blanc, Aiguilles Rouges et Belledonne en Savoie, Pelvoux et Mercantour plus au sud. Ces massifs sont visiblement poussés vers l'extérieur de la chaîne. Ils sont fracturés en une série de vousoirs pinçant entre eux de longs coins de Lias. La zone interne vient en général s'écraser jusque sur les massifs cristallins externes, dont la couverture sédimentaire mésozoïque constitue le reste de la zone externe. Cette couverture, décollée et empilée en longs plis couchés par la poussée des nappes penniques, forme en Suisse les nappes helvétiques, qui se réduisent en France à très peu de chose, quelques plis en Haute-Savoie et, semble-t-il, le pli couché du Mounier, devant le Mercantour. En général, la couverture des massifs externes n'est pas décollée. La partie inférieure de la série mésozoïque (Lias et Jurassique moyen) est marno-schisteuse, et forme une dépression — le sillon subalpin — qui sépare des massifs externes les chaînes subalpines.

⁽¹⁾ GIGNOUX et MORET. — Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises (*Ann. Géogr.*, n° 244, 43^e année, p. 337, 15 juillet 1934).

Mais cette distinction purement orographique ne nous serait que d'un médiocre secours. En regardant les choses de plus près, nous verrons que les chaînes subalpines sont formées de plis nombreux et relativement serrés, qui contrastent avec l'allure relativement tranquille et les plis plus larges et plus espacés de la zone du sillon subalpin, qui se termine à Gap en s'étalant largement. La zone tranquille qui comprend, en plus du sillon subalpin, le Dévoluy, se poursuit au contraire dans le Haut-Verdon, le Haut-Var et jusqu'au dôme de Barrot.

Les chaînes subalpines sont donc nettement individualisées et bien séparées des massifs externes. Leur faisceau se bifurque près de Chambéry et la branche la plus externe va constituer le Jura, séparé des Alpes par la région tranquille de la plaine suisse. La branche interne disparaît bientôt sous les nappes qui constituent les Préalpes. De Genève jusqu'à Vienne, les nappes alpines viennent déferler jusqu'au bord des Alpes, entraînant la couverture des massifs externes en nappes helvétiques. Il n'y a plus de chaînes subalpines. Le Jura lui-même disparaît à l'est de Bâle, et rien ne le remplace. L'existence des chaînes subalpines est donc un des traits les plus originaux des Alpes occidentales.

La Provence. — Dans la région provençale, dont nous nous occuperons plus spécialement, une difficulté se présente pour l'étude des chaînes subalpines, par suite de l'existence d'un autre système de plis, celui des plis provençaux. La distinction entre ces deux zones de plissements ne peut se fonder ni sur des différences de faciès, ni sur les directions des plis, ni sur leur sens de déversement, mais uniquement sur leur âge. Partout — et en particulier dans la région même qui nous intéresse — les chaînes subalpines datent du Miocène supérieur ou du Pliocène. Les chaînes de la Provence, au contraire, datent de l'Éocène supérieur. En bien des points de la Provence occidentale, l'Oligocène et le Miocène, horizontaux ou subhorizontaux, sont transgressifs sur le Secondaire et l'Éocène inférieur redressés. La définition des plis pyrénéo-provençaux est donc parfaitement claire. Il suffit de se reporter par la pensée à l'Oligocène ou au début du Miocène. Tous les plis qui existaient alors sont pyrénéo-provençaux. Inversement, les plis qui se sont formés postérieurement sont alpins.

Il reste à appliquer cette définition. Les dépôts oligocènes et miocènes, lorsqu'ils existent, permettent de reconnaître facilement les plis provençaux, sur lesquels ils sont discordants, des plis alpins qui les affectent. C'est le cas, en premier lieu dans la Provence occidentale. On constate qu'au sud de la Durance, comme sur la rive droite du Rhône, au nord de Nîmes, les mouvements alpins

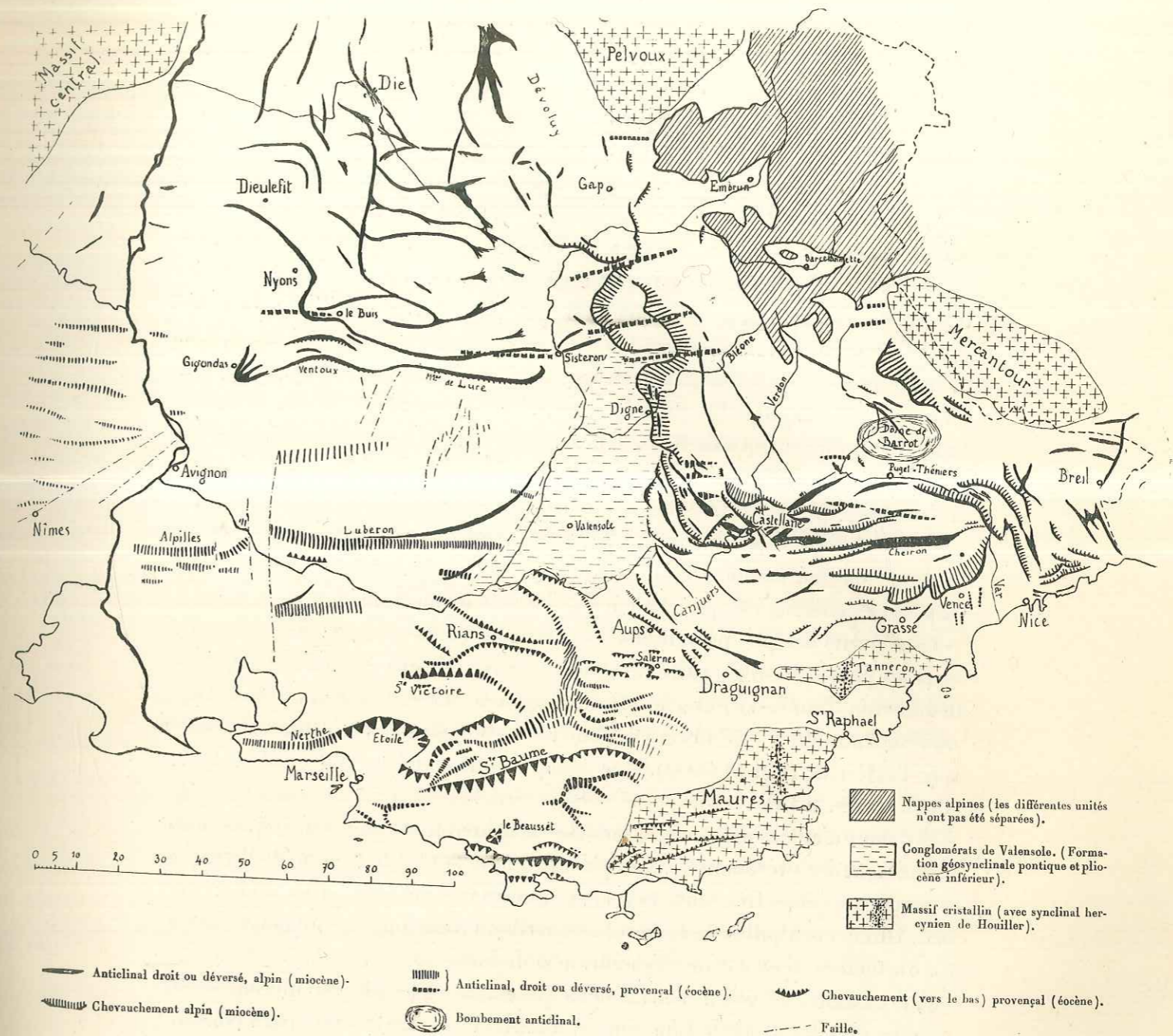


Fig. 1. — Croquis tectonique de la partie méridionale des Alpes françaises.

On a distingué suivant leur âge les plis de couverture. Les plis alpins, d'âge miocène, sont indiqués en traits pleins, les plis provençaux, d'âge éocène, sont en traits interrompus. Pour ces derniers, un figuré spécial a été employé pour les plis du domaine alpin, qui ne peuvent être reconstitués que partiellement.

se réduisent à presque rien. Au nord de la Durance, dans le Luberon, nous avons pu séparer exactement les deux phases superposées⁽¹⁾.

Cette méthode est la seule qui permette de reconnaître des plis pyrénéo-provençaux en plein domaine des plis alpins. Nous donnerons plus loin le détail des plis de cette nature, tant dans la région que nous étudions qu'en dehors. Disons tout de suite qu'ils se réduisent à des rides est-ouest, peu marquées, qui ne sont arasées qu'exceptionnellement jusqu'au Jurassique supérieur, et sont séparées par de vastes étendues sur lesquelles l'absence de tels plis est indiscutable. Certains de ces anticlinaux ont pu échapper complètement aux recherches, mais on peut affirmer qu'ils partageaient les caractères que nous venons d'indiquer.

Malheureusement, les dépôts tertiaires convenables manquent dans la région où viennent s'affronter les plis alpins et les plis provençaux. Entre le pli de Lingouste, situé au nord de Rians et déversé au sud, certainement provençal⁽²⁾, puisque le Tortonien marin horizontal repose sur son prolongement près de la Durance, et les grands chevauchements des environs de Grasse, alpins, puisqu'ils affectent la mollasse de Vence, nous ne disposons d'aucun point de repère. Nous en sommes donc réduit à chercher des indications dans les caractères généraux des plis, leur forme ou leur disposition.

La majorité des plis provençaux sont déversés et chevauchants vers le nord, mais les plus septentrionaux sont souvent de sens inverse, comme les Alpilles, le Luberon, Sainte-Victoire, le pli de Lingouste. Le sens de déversement ne nous fournira donc pas un critère pour les distinguer des plis alpins, déversés vers l'extérieur (sud et ouest), avec quelques plis en retour d'âge indiscutable (Cadières, p. 132).

A défaut d'autres arguments, certaines considérations morphologiques nous fournissent des présomptions. Les plis provençaux ont subi l'action de l'érosion pendant un temps très long. Beaucoup d'entre eux ont été complètement arasés : citons les Alpilles, le Luberon, la Nerthe, l'Anticlinal de Lingouste, arasé à 400 mètres. Il en est de même des plis de Salernes.

Au contraire, les plis des environs de Castellane et les plis du Miocène supérieur en général, donnent l'impression d'avoir été à peine décapés par l'érosion. Les terrains meubles sont enlevés sur les anticlinaux, les terrains durs ont été

⁽¹⁾ GOGUEL (Jean). — Description géologique du Luberon (*Bull. Carte*, n° 186, t. XXXVI, 1932). — Révision de la feuille de Forcalquier (*Bull. Carte*, n° 190, t. XXXVIII, p. 135, 1933).

⁽²⁾ Nous nous écartons donc légèrement de la limite admise par Gignoux et Moret dans le travail cité plus haut.

attaqués là où ils étaient le plus exposés, mais ils forment toujours les crêtes. Ces régions donnent l'impression d'une jeunesse qui ne provient jamais d'un rajeunissement.

En allant de Castellane à Salernes, on rencontre successivement (fig. 1) : le faisceau de Castellane, prolongement des plis alpins indiscutables qui bordent le bassin de Valensole; une région relativement tranquille, les plans de Canjuers; un faisceau de plis déversés et chevauchants vers le sud (faisceau d'Aups de Zurcher); une région relativement tranquille (entre Aups et Salernes) et le faisceau de plis de Salernes chevauchants vers le nord. Par leur style, par leur situation et par tous leurs caractères, ceux-ci se rattachent aux plis incontestablement provençaux. Que faut-il penser des plis du faisceau d'Aups? Leur disposition en plan rend vraisemblable, mais non certaine, une affinité avec des plis provençaux situés plus à l'ouest, mais surtout leur morphologie les rapproche des plis de cet âge; les accidents tectoniques sont profondément éventrés par l'érosion, et entamés jusque dans leurs couches profondes. Le relief ne correspond plus à la structure. Si la région est très accidentée, nous sommes conduits à rattacher ce relief à des ondulations miocènes, tout à fait distinctes des accidents avec ruptures et chevauchements qui dateraient de l'Eocène. Il existe, d'ailleurs, des surfaces arasées élevées comme le plateau au nord de Moissac, et surtout les environs d'Ampus où le Trias et le Jurassique supérieur en contact anormal sont arasés suivant une même surface.

Nous rapporterons donc le faisceau d'Aups aux plis provençaux, tout en admettant que cette région a pu être légèrement ondulée au Miocène supérieur, de même que des régions situées plus au sud.

Les plissements éocènes débordent bien au delà des limites de la Provence. Sous forme de rides est-ouest, espacées et peu marquées, ils s'étendent à près de 100 kilomètres vers le nord, tant à l'est du Rhône où ils ont été masqués par les plissements alpins, qu'à l'ouest où ils sont restés inaltérés. Nous indiquerons leur détail ci-après, page 315.

La Provence proprement dite présente deux régions tout à fait différentes : à l'est, les massifs cristallins des Maures et du Tanneron, séparés par le large synclinal permien de Saint-Raphaël. A l'ouest, la Provence calcaire, où les terrains secondaires sont affectés par une série de plis de couverture, très discontinus, en général rompus et fréquemment chevauchants. Ils sont dirigés, *grosso modo*, de l'ouest vers l'est et s'infléchissent vers l'est-sud-est.

Les plis de la couverture viennent se terminer brusquement au bord de l'aurole permienne qui entoure le massif cristallin. Il est très vraisemblable

qu'ils se prolongeaient dans la couverture sédimentaire du massif des Maures, aujourd'hui disparue. A ces accidents de la couverture correspondent d'ailleurs des accidents, très différents d'allure, du massif cristallin lui-même. Ce sont de grandes cassures est-ouest, dans lesquelles est impliqué le Permien, tout à fait distinctes de la tectonique hercynienne de direction méridienne.

Le caractère le plus frappant des plis de la Provence est leur discontinuité. Ce morcellement vient en partie, semble-t-il, du morcellement de la couverture par l'érosion à la suite des mouvements antérieurs à la phase principale, comme celui qui paraît avoir formé la bande triasique de Barjols. Des bassins distincts se sont formés au Crétacé supérieur et ont subi, à l'Eocène, des évolutions séparées. Les anticlinaux qui les bordaient se sont ensuite rompus d'autant plus facilement que l'érosion les avait déjà affaiblis, et sont venus chevaucher ces bassins.

La partie occidentale de la Provence, à l'ouest d'Aix, est caractérisée par le grand développement des formations oligocènes, parfois fort épaisses, et miocènes. Les anticlinaux provençaux, de formes très larges et très simples, percent comme des îles au milieu de ces formations, au niveau desquelles ils étaient arasés dès la fin de l'Oligocène. Tels sont la Nerthe, la chaîne des Costes, le Luberon, les Alpilles, ces dernières déjà entourées par les plaines alluviales de la Durance et du Rhône, qui sépare la Provence du Languedoc.

Les chaînes subalpines. — Nous pouvons maintenant étudier les chaînes subalpines pour marquer la place qu'occupe dans leur ensemble la section comprise entre le cours de la Bléone et celui du Var. Leur âge est le même dans toute leur étendue, et correspond pour la plus grande part au sommet du Miocène (Pontique), avec les mouvements les plus récents à la base du Pliocène. Elles sont donc très sensiblement plus récentes que les Alpes proprement dites où la formation des nappes paraît oligocène.

La forme des plis présente un certain nombre de caractères communs, malgré des différences locales très marquées. Ce sont des plis de couverture, affectant uniquement une série mésozoïque, apparemment décollée au niveau du Trias, et sans participation des terrains antérieurs.

Nous décrirons en détail des modalités très variées découlant de ce mécanisme unique, mais sans en épuiser la liste. En particulier, nous rencontrerons peu de plis simples, de style jurassien, qui jouent un grand rôle en d'autres points des chaînes subalpines, en particulier dans le Jura. Mais la rupture

de ces plis, et leur passage à des chevauchements plus ou moins marqués, s'observent à peu près partout. Il semble cependant que les chevauchements sont particulièrement importants au voisinage des points de rebroussement que nous allons mettre en évidence : aux deux extrémités du Jura, entre Digne et la Durance, de part et d'autre du Var.

En avant des plis principaux, on trouve souvent des plateaux étendus, faillés ou affectés de petits anticlinaux séparés par de larges régions tabulaires. Tels sont le Jura tabulaire ou, à un moindre degré, les plateaux du Jura, l'île Crémieu, les Monts de Vaucluse et les plateaux de Canjuers et Comps.

Les chaînes subalpines forment en plan un faisceau remarquablement continu mais très sinueux, surtout dans la partie méridionale. On peut y distinguer une série d'arcs, convexes vers l'extérieur de la chaîne, séparés par des points de rebroussement. Le premier de ces arcs est celui qui constitue le Jura tout entier (fig. 252). Vers le sud, le raccordement avec la Grande Chartreuse correspond à un rebroussement très net. Dans la partie méridionale des Alpes françaises, les arcs sont beaucoup plus petits et plus nombreux. Ils comprennent chacun, *grosso modo*, une branche nord-sud et une branche est-ouest. Le premier a été appelé par Jung arc du Bas Valentinois. Sa branche droite correspond au Vercors, sa branche gauche, assez peu développée, aux chaînons est-ouest compris entre Crest et Dieulefit (fig. 1). L'arc suivant est celui des Baronnies. Sa branche droite correspond à une série d'anticlinaux de direction méridienne compris entre Die et le Buis. Sa branche gauche est formée par le groupe de plis qui se pressent, au nord, parallèlement à la grande arête Ventoux-Lure. Très en avant de ce pli, l'anticlinal miocène du Luberon se rattache à cette branche. Le sommet de l'arc des Baronnies est marqué par une série d'extrusions de Trias (formation de Suzette), avec les montagnes de Gigondas.

Entre Sisteron et Digne, la direction des plis passe de nouveau au sud, constituant la branche droite d'un arc dont le sommet est à Castellane, et dont la branche gauche se poursuit vers l'est jusqu'au Var. Là, on retrouve une série de plis qui prennent une direction méridienne jusqu'à Nice, puis s'incurvent ensuite vers l'est le long du littoral.

Les arcs de Castellane et des Baronnies sont séparés par une région qui joue un rôle très particulier, celle des conglomérats de Valensole. Ces conglomérats, qui s'étendent sur 1.000 kilomètres carrés environ, appartiennent au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur. Leur puissance visible à Volonne atteint 2.000 mètres, par suite de phénomènes de subsidence, que l'étude des bords

du bassin met directement en évidence : la formation des plis subalpins voisins, l'enfoncement du synclinal, son comblement par des formations détritiques, sont des phénomènes simultanés. La cuvette de Valensole joue ainsi un rôle directeur par rapport aux plis voisins, par exemple celui du Luberon et la Montagne de Lure qui s'incurvent pour se raccorder à son bord occidental.

L'ensemble des quatre arcs méridionaux que nous venons d'énumérer est comparable comme étendue au Jura tout entier. Toute la différence entre le nord et le sud du faisceau externe de plis de couverture tient donc à l'existence, dans la partie méridionale, de points de rebroussement. Quelle peut en être l'origine?

L'application du principe des directions conduisait à rapporter à des plis provençaux les branches est-ouest des arcs (Haug). Mais une étude plus approfondie a montré que, pour la plus grande part, ces plis étaient post miocènes (Kilian)⁽¹⁾. Pour Paquier⁽²⁾, ces plis se sont moulés sur des plis provençaux préexistants qui leur ont imposé leur direction.

C'est Pierre Termier⁽³⁾ qui a montré le premier que les Baronnies sont un arc de virgation, et que les extrusions triasiques de Suzette en marquent le sommet. Jung⁽⁴⁾ a repris et développé cette idée. Il a montré que les chaînes subalpines forment une série d'arcs successifs, et, tout au moins pour les deux premiers arcs, auxquels se limite son étude, il a cherché à élucider la nature des obstacles qui déterminent les rebroussements. Ce sont, pour lui, des môles contre la tranche desquels viennent déferler les plis de couverture, qui se moulent contre eux en virgations forcées. Il montre que ces obstacles, qu'il appelle plis de fond pyrénéens, et dont nous donnerons une interprétation un peu différente, ont, bien avant la phase tectonique, joué un rôle directeur pour la répartition des faciès.

Faute de stations assez nombreuses, il est difficile de faire correspondre ces anticlinaux de fond à des anomalies géophysiques bien nettes, malgré les indications fournies par Jung⁽⁵⁾.

⁽¹⁾ Voir la discussion entre Haug et Kilian à la réunion extraordinaire de la Société Géologique à Digne, le 22 septembre 1895 (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, 1895, p. 857).

⁽²⁾ PAQUIER (V.). — Diois et Baronnies orientales (Grenoble, 1900).

⁽³⁾ TERMIER (P.). — Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette (*B. S. G. F.*, 4, XXVII, 1927, p. 57-76).

⁽⁴⁾ JUNG (J.). — Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales (*Annales Univ. Grenoble*, t. VI, n° 1, 1930 et *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*).

⁽⁵⁾ JUNG (J.). — La Géologie profonde de la France d'après le nouveau réseau magnétique et les mesures de la pesanteur (*Ann. Inst. Phys. Globe Univ. Paris*, t. XI, Paris, 1933).

Nous pouvons maintenant indiquer d'un mot les limites de notre sujet. Nous décrivons l'arc subalpin de Castellane, depuis Digne et la Bléone au nord (c'est-à-dire, non compris le rebroussement et le raccord avec l'arc des Baronnies), jusqu'au Var et à Nice, à l'est, ce qui comprendra le raccordement avec l'arc de Nice. Du côté arrière, nous décrivons la région tranquille du Haut Verdon jusqu'à l'avancée extrême de la nappe de l'Ubaye, mais non le Dôme de Barrot. Vers l'avant, votre description s'arrêtera à une ligne Bauduen-Ampus, c'est-à-dire laissera de côté le faisceau d'Aups, considéré comme provençal. Au sud-est, c'est-à-dire à l'est de Draguignan, la limite de notre sujet est celle de la région plissée : nous décrivons les ondulations comprises entre Draguignan et le dôme cristallin du Tanneron. La bordure nord de celui-ci nous servira ensuite de limite. Entre Grasse et le Var, nous laisserons de côté la région située au sud de Vence, très tranquille au point de vue tectonique, et qui n'est accidentée que par quelques failles et des replis dirigés nord-sud. Ces replis sont d'ailleurs antérieurs au Miocène (Vence), et la région paraît avoir été arasée avant le Miocène.

HISTORIQUE.

La phase contemporaine de l'étude tectonique de la région que nous allons décrire remonte à Zurcher, qui en avait très bien vu la structure. Mais la complexité et la variété des accidents appelaient une explication plus complète, si bien que, depuis le travail de Zurcher, une série d'interprétations théoriques ont vu le jour; la première en date est de Zurcher lui-même et les suivantes sont dues à Guébbard, Kilian, Léon Bertrand et Lanquine.

Ajouter simplement à cette liste déjà longue une interprétation nouvelle, appuyée sur la description détaillée de quelques points considérés comme cruciaux, ne serait que d'un faible intérêt. Il nous a paru nécessaire de décrire avec la même minutie la région tout entière, pour permettre au lecteur de se faire une opinion sur la valeur des différentes interprétations proposées jusqu'à ce jour, et même sur celles qui pourraient être formulées à l'avenir. Nous voudrions que notre description soit assez détaillée et assez objective pour permettre au lecteur de choisir entre l'interprétation que nous avons adoptée et les autres théories en présence.

Dans tous les travaux antérieurs à ceux de Zurcher, les discontinuités tectoniques sont uniformément représentées par des failles verticales. Il ne faut

d'ailleurs pas voir là une erreur, mais en quelque sorte une convention de travail. Il s'agissait avant tout de débrouiller la stratigraphie, et, pour cela, il fallait séparer par une sorte de parenthèse conventionnelle les parties des coupes le long desquelles on peut relever une succession normale. Un exemple très net de cet état d'esprit est fourni par la note de Collot⁽¹⁾ sur les environs de Moustiers, qui traite d'un problème de stratigraphie. Collot a montré ailleurs qu'il était capable de pousser plus loin une étude tectonique.

Cependant, ces failles verticales avaient souvent, dans l'esprit de ceux qui les employaient, un sens beaucoup plus net que celui que nous indiquons, et des préoccupations purement tectoniques s'étaient déjà fait jour. Le principe des directions avait été appliqué par les auteurs des descriptions départementales, Scipion Gras pour les Basses-Alpes, de Villeneuve-Flayosc pour le Var et le reste de la Provence⁽²⁾. Mais si le premier nous a transmis des observations intéressantes, en se contentant de noter au passage les systèmes auxquels appartiennent les différentes montagnes, la recherche des directions joue chez le second un rôle trop exclusif.

L'influence du principe des directions s'est encore fait sentir beaucoup plus près de nous. Il a dominé les travaux de Guébbard à la fin de sa vie, et bien d'autres géologues ont parlé de directions alpines et de directions provençales.

La note de Garnier⁽³⁾, présentée à la réunion extraordinaire de la Société géologique en 1872, marque véritablement l'origine de l'étude tectonique des environs de Castellane. Garnier avait dégagé les principaux ensembles tectoniques, et avait montré la nécessité de failles courbes pour expliquer leur allure. Dès cette note, l'observation est affranchie de l'entrave des théories de directions. Aussitôt que la notion de chevauchement se sera dégagée des travaux de Marcel Bertrand, elle pourra s'appliquer à la région. Ce fut l'œuvre de Zurcher.

Ingénieur des Ponts et Chaussées à Toulon, puis à Digne, Zurcher a levé, pour le Service de la Carte géologique détaillée, la feuille de Castellane, de

⁽¹⁾ COLLOT (L.). — Sur la Géologie des environs de Moustiers (*B. S. G. F.*, 3, XIX, p. 550 1890).

⁽²⁾ SCIPION GRAS. — Statistique minéralogique des Basses-Alpes (Grenoble, 1840).
DE VILLENEUVE FLAYOSC. — Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence (Paris, 1856).

⁽³⁾ GARNIER. — Sur les principales failles de la région de Digne et Castellane (*B. S. G. F.*, 2, XXIX, p. 738, 1872 [une carte]).

1887 à 1894. Au même moment, Kilian et Haug publiaient leurs thèses⁽¹⁾ concernant des régions situées un peu plus au nord, et qui donnent de la stratigraphie du Secondaire dauphinois une image définitive. Zurcher était parfaitement préparé au travail difficile qui l'attendait par les levers poursuivis de 1883 à 1890 sur la feuille de Draguignan. Bien qu'il l'ait signée seul, il n'est pas douteux qu'il ait subi, à ce moment, l'influence profonde et directe de Marcel Bertrand, qui levait la feuille de Toulon, puis celle de Marseille et jetait sur la structure de la Provence la lumière que l'on sait. Les comptes rendus de la réunion extraordinaire de 1891 en Provence, montrent en Zurcher un disciple de Marcel Bertrand.

Excellent géologue de terrain, aidé d'ailleurs par les conducteurs des Ponts et Chaussées placés sous ses ordres, il a donné de la feuille de Castellane un levé remarquablement exact; il a mis en évidence le rôle des chevauchements, a signalé pour la première fois bien des points remarquables. Les publications de Zurcher sont cependant peu nombreuses, et ont eu lieu principalement à l'occasion de la Réunion extraordinaire de 1895⁽²⁾, dont les comptes rendus des excursions fournissent de très nombreux renseignements. Zurcher a reproduit à cette occasion, dans le *Bulletin de la Société géologique* la «carte des plis de la région de Castellane», qui indique sommairement la forme de tous les plis et avait paru au même moment dans le *Bulletin du Service de la Carte*⁽³⁾, à l'appui d'un travail d'ordre principalement théorique, dans lequel l'auteur s'est préoccupé de coordonner tous les accidents tectoniques.

La théorie de Zurcher est en somme une application, avant la lettre, de l'idée de virgation. Un pli ayant pris naissance en un point se propage de part et d'autre avec une amplitude décroissante. Quand deux virgations se rencontrent, elles peuvent se raccorder ou interférer et Zurcher a étudié systématiquement tous les cas qui peuvent se produire. Pour les rides initiales, Zurcher se sert de leurs directions pour distinguer des groupes de plis parallèles nés en même temps.

Il y a avait là une tentative intéressante — et qui ne paraît pas avoir beau-

⁽¹⁾ KILIAN. — Description géologique de la montagne de Lure (*Thèse*, Paris, 1888).

HAUG. — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (*Bull. Carte Géol.*, n° 21, t. III, 1891).

⁽²⁾ *B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 633-997, 1895. — Voir également ZURCHER (Ph.). Notes sur quelques points de la feuille de Castellane (*Bull. Serv. Carte*, n° 18, II, III, IV, V, t. II, 1891).

⁽³⁾ ZURCHER (Ph.). — Note sur la structure de la région de Castellane (*Bull. Carte Géol.*, n° 48, t. VII, 1895).

coup attiré l'attention — pour pénétrer d'une façon plus approfondie l'origine même des plis.

L'application qui en a été faite à la feuille de Castellane est parfois discutable, trop formelle, et ne tient pas suffisamment compte de la nature intime des accidents. Zurcher tenait à trouver dans une région, compliquée certes, mais cependant limitée, des exemples de tous les cas distingués théoriquement. Ceci l'a conduit à assimiler à des anticlinaux des accidents très différents, et à étudier par exemple l'interférence d'un chevauchement franc et d'une simple faille comme si c'étaient là des anticlinaux comparables.

Le désir de trouver des complications nouvelles a parfois réagi sur l'observation. Il est arrivé à Zurcher, croyant trouver une confirmation de ses idées théoriques, de laisser se relâcher la rigueur de ses observations. Certaines erreurs qui se sont glissées dans ses levers résultent de ces idées théoriques, à l'appui desquelles elles sont citées en exemples. Tels sont l'anticlinal (devenu triple) de Castillon, et celui de Montdenier, pris pour un synclinal encadré de deux anticlinaux.

Ces travaux de Zurcher ne dépassent pas, vers l'est, la limite des feuilles de Nice et de Castellane, c'est-à-dire à peu près le méridien de Séranon.

Les levers de la feuille de Nice sont un peu plus récents (1893 à 1900). Pour toute la région située au nord de l'Estéron et à l'est du Var, c'est-à-dire pour la plus grande partie de la feuille, ces levers sont dus à Léon Bertrand, qui a consacré une importante étude, sous forme de monographie régionale, à la partie septentrionale des Alpes-Maritimes ⁽¹⁾. Cet excellent travail, avec les feuilles de la Carte géologique détaillée qui le complètent (Nice et Saint-Martin-Lantosque), reste la base de nos connaissances sur une région jusque là très peu étudiée.

Pour le dernier quart de la feuille de Nice, nous voyons apparaître une personnalité fort originale, le Docteur Guébard, dont les travaux se sont poursuivis dans toute la partie méridionale de notre région. Résidant à Saint-Vallier-de-Thiery, Guébard avait étudié en très grand détail les environs de sa commune, puis ceux des localités voisines de Mons et d'Escragnolles, à la suite de quoi le Service de la Carte géologique lui confiait le dernier quart de la feuille de Nice.

Mais lorsqu'il eut terminé ses contours, apparut avec évidence l'impossibilité

⁽¹⁾ BERTRAND (Léon). — Étude géologique du nord des Alpes-Maritimes (*Bull. Carte Géol.*, n° 56, t. IX, 1897-1898, Paris, 1896).

de publier sa minute, sur laquelle des conceptions théoriques se traduisaient par un graphisme trop personnel. Zurcher fut chargé de reprendre ces travaux et de se servir des levers de Guébard pour établir une minute plus vraisemblable. Dépité, Guébard fit paraître sa carte de son côté ⁽¹⁾.

Son influence n'a cependant pas disparu de la carte officielle : à lui appartiennent les innombrables petites taches (Pontique sur sa carte) qui représentent des brèches, souvent de simples éboulis superficiels, près de Saint-Vallier. Les contours étrangement sinueux du Jurassique dans la même région sont également un reste des idées de Guébard.

Celui-ci poursuivit longuement ses recherches stratigraphiques et tectoniques, offrant aux Facultés de Grenoble et de Paris ses précieuses récoltes de fossiles, et publiant à grands frais des cartes géologiques, dont certaines parties au moins résultent de levers détaillés sur les minutes du cadastre, mais dont la rédaction est absolument faussée par des idées a priori. Lorsque la Société Géologique refusa de publier des notes d'un ton par trop original, il fonda un périodique nouveau, les Notes Provençales, où sa verve put se donner libre cours. L'ambition des théories ainsi exprimées allait croissant, et la « formule tectonique des environs de Castellane » le conduisit à une « théorie physique des dislocations planétaires », et à des considérations sur la « naissance, la vie et la mort des planètes » ⁽²⁾.

Au total, et en dehors de ses recherches archéologiques, Guébard a rendu un grand service à la géologie des Alpes-Maritimes et du Var par ses récoltes de fossiles et par de nombreuses observations stratigraphiques, dont certaines sont du plus haut intérêt. Malheureusement, ces observations sont dispersées dans un grand nombre de publications, et noyées au milieu d'un fatras de théories inutilisables.

Au point de vue tectonique, on peut citer à l'actif de Guébard une notion en partie exacte, du rôle du Trias gypseux, et son opposition irréductible aux têtes plongeantes de nappes aux environs de Castellane. C'est peu, sur le total des théories successivement développées, et dont nous n'entreprendrons pas de donner le détail. Rappelons simplement qu'il niait tout déplacement horizontal, et ramenait tous les accidents à des déplacements verticaux par faille, rendus possibles par la fluidité du Trias. Au début (vers 1900), il insistait sur les centres d'étoilement, vers lesquels convergeaient des anticlinaux, au

⁽¹⁾ GUÉBARD (Ad.). — Carte géologique au 1/80.000° du sud-ouest des Alpes-Maritimes (*Congrès Géol. international*, pl. VI, Paris, 1901).

⁽²⁾ *Notes provençales*, X et XI.

nombre de dix-sept par exemple autour d'une cascade particulièrement pittoresque du Loup. Plus tard, ce fut la continuité des axes synclinaux, puis l'intersection des directions alpines et provençales (sud-est et ouest-nord-ouest).

Observateur scrupuleux, Zurcher avait fourni une analyse excellente, mais sa synthèse restait insuffisante. Les vaines tentatives de Guébard faisaient ressentir plus vivement encore l'absence d'une idée directrice qui permit de comprendre la répartition d'apparence si irrégulière des accidents aux environs de Castellane. L'idée d'un mécanisme simple et uniforme engendrant des apparences complexes paraissait choquante, et posait une question : Ne s'agirait-il pas, en réalité, d'un mécanisme complexe, et les complications infinies d'un système de nappes de grande envergure — idée qui remportait de si brillants succès dans d'autres domaines — ne pourraient-elles rendre compte plus facilement d'apparences parfois déconcertantes? La seule façon de répondre à cette question était d'essayer. Il était naturel de proposer l'hypothèse de nappes provençales, venues du sud et reprises par les mouvements alpins, de développer ses conséquences et de les comparer aux faits pour pouvoir se prononcer sur sa valeur. Deux tentatives ont été faites dans ce sens, l'une à l'ouest par Kilian et Lanquine, l'autre à l'est, par Léon Bertrand et Lanquine. Malgré la très grande ingéniosité dépensée dans ces travaux, ils ne semblent pas avoir été couronnés de succès et l'hypothèse de nappes provençales doit être rejetée dans la région que nous décrivons.

La limite des faciès provençaux et dauphinois passant au milieu de la zone plissée de Castellane, les chaînons les plus méridionaux présentent des faciès provençaux. L'hypothèse de Kilian et Lanquine⁽¹⁾ consiste à rapporter ces chaînons à des têtes plongeantes de nappes venues du sud, formant des digitations plus ou moins nombreuses, et fortement reprises par les mouvements

⁽¹⁾ KILIAN et LANQUINE. — Sur les complications tectoniques de la partie sud-est des Basses-Alpes (*C. R. Ac. Sc.*, t. 161, p. 93, 2 août 1915).

— Sur la coexistence, dans les environs de Castellane, de dislocations pyrénéo-provençales et de plissements alpins, et sur la complexité de ces phénomènes orogéniques (*id.*, t. 161, p. 165, 17 août 1915).

— Sur la géologie des environs de Castellane (B. A.) (*Ann. Univ. Grenoble*, t. XXVIII, n° 1, p. 1-12, 1916).

— A propos de la structure de la montagne de Destourbes et des environs d'Eoulx (B. A.) (*C. R. S. G. F.*, p. 14-15, 1916).

KILIAN. — A propos d'une carte géologique de A. Guébard (*C. R. S. G. F.*, p. 178, 5 nov. 1917).

KILIAN et LANQUINE. — Sur la tectonique des chaînons les plus externes des Alpes, entre Cha-

alpins. L'idée a également été exprimée que les fossés de la région de Comps (ci-après, p. 194), pourraient être des fenêtres faisant apparaître un substratum créacé à travers une nappe jurassique. Mais les conséquences de cette hypothèse sont finalement en contradiction avec un certain nombre de faits d'observation et dans une série de notes récentes⁽¹⁾, Lanquine est revenu à l'interprétation de Zurcher.

Une tentative analogue a été poursuivie plus à l'est par Léon Bertrand et Lanquine⁽²⁾, sans d'ailleurs que le raccordement avec les nappes de Kilian et Lanquine aux environs de Castellane paraisse très satisfaisant.

La région située au sud de l'Estéron serait constituée par la superposition des deux nappes du Cheiron et de l'Audibergue, formées après le Priabonien (donc sensiblement plus tard que les plis de la Provence occidentale), et dont

brières et Moustiers-Sainte-Marie (B. A.) et sur les faciès des terrains qui les constituent (*C. R. Ac. Sc.*, t. 178, p. 1503, 5 mai 1924).

— Observations nouvelles sur la structure des chaînons les plus externes des Alpes entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie (*Bull. Carte*, n° 154, t. XXVII, 1922-1923).

KILIAN. — La fenêtre de Jabron (Var) et la tectonique des environs de Comps (*C. R. S. G. F.*, 4, XXV, p. 25, 1925).

⁽¹⁾ LANQUINE. — Sur la structure des chaînes provençales dans le sud des Basses-Alpes (*C. R. Ac. Sc.*, t. 198, p. 2189, 18 juin 1934).

— Sur la structure des chaînes provençales au nord-ouest et au sud du grand canon du Verdon (*id.*, t. 199, p. 217, 16 juillet 1934).

— Sur les ruptures des chaînes provençales aux confins des régions varoises septentrionales et orientales (*id.*, p. 374, 30 juillet 1934).

⁽²⁾ BERTRAND (L.) et LANQUINE (Ant.). — Observations tectoniques aux environs de Grasse (*C. R. Ac. Sc.*, t. 156, p. 1867, 16 juin 1913).

— Sur la prolongation de la nappe des Bessillons dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes jusqu'à la vallée du Var (*id.*, t. 158, p. 376, 2 février 1914).

— Nouvelles observations sur la structure du sud-ouest des Alpes-Maritimes (*id.*, t. 158, p. 1460, 18 mai 1914).

LANQUINE (Ant.). — Sur l'allure et les dislocations de la nappe du Cheiron au sud du Haut-Estéron et jusqu'à la haute vallée du Loup (*id.*, t. 174, p. 1024, 10 avril 1922).

BERTRAND (L.) et LANQUINE (Ant.). — Extension des duplicatures provençales sous la nappe du Cheiron, à l'ouest de la vallée du Var (*id.*, t. 176, p. 399, 5 février 1923).

— Les grandes nappes provençales de l'Audibergue et du Cheiron (A. M.) (*id.*, t. 176, p. 521, 19 février 1923).

— Essai de coordination et origine des unités structurales pyrénéo-provençales dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes (*id.*, t. 176, p. 696, 5 mars 1923).

BERTRAND (L.). — Les nappes provençales à l'est de la vallée inférieure du Var (*id.*, t. 176, p. 1166, 23 avril 1923).

— Sur la superposition d'une tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes-Maritimes (*Congrès international*, 13^e session, Belgique, fasc. II, p. 93, pl. VI, Liège, 1922).

les racines seraient à chercher au sud d'Antibes, si la mer ne couvrait pas cette région. Sous ces nappes, une série de plis couchés vers le nord (duplicatures), visibles aux environs de Grasse, dateraient de la même époque (mouvement pyrénéen, de la fin de l'Eocène). Ces nappes auraient été, au Miocène supérieur, reprises et plissées par les mouvements alpins qui auraient, en particulier, transformé leurs parties frontales en têtes plongeantes, présentant tous les aspects de massifs enracinés. Les deux figures que nous reproduisons ici font suffisamment comprendre l'essentiel de cette théorie pour nous dispenser d'entrer dans de plus amples détails.

Il n'y a pas de différences stratigraphiques notables entre les nappes et le substratum, ou plus exactement, la variation des faciès est continue pour la situation actuelle des différentes unités.

Tout récemment, à la suite de la revision des hypothèses tectoniques qu'il avait formulées en collaboration avec Kilian, Lanquine a renoncé à l'hypothèse des nappes du Cheiron et de l'Audibergue⁽¹⁾. Léon Bertrand, dans un ouvrage récent⁽²⁾, maintient, au contraire, ces nappes en indiquant que «le front nord du Cheiron ne présente, au moins dans sa moitié orientale, aucun caractère d'enracinement». La réserve que nous soulignons est difficile à comprendre. Si la partie occidentale du Cheiron est autochtone, il n'est pas possible de faire venir sa partie orientale de la région d'Antibes. L'enracinement sur place du front nord du Cheiron nous paraît d'ailleurs aussi certain à l'est qu'à l'ouest.

À la suite d'une note dans laquelle nous indiquions les grandes lignes de notre interprétation en rapportant tous les accidents de cette région à des chevauchements alpins vers le sud, Léon Bertrand et Paul Goby ont maintenu une interprétation stratigraphique différente de la nôtre pour la cuvette du Bar, rapportant à l'Hettangien des bancs de dolomie que nous considérons comme triasiques (voir plus loin, p. 271). Il en est résulté un échange de vues auquel nous renvoyons le lecteur⁽³⁾.

⁽¹⁾ LANQUINE (Ant.). — Sur la structure des chaînes provençales dans le nord de la région varoise orientale (*C. R. Ac. Sc.*, t. 199, p. 428, 6 août 1934).

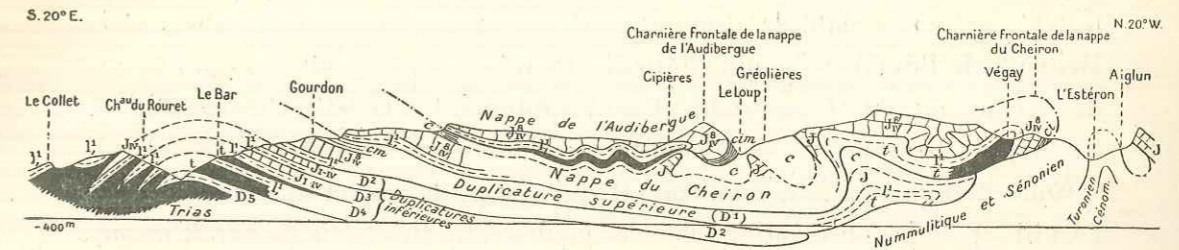
⁽²⁾ BERTRAND (Léon). — Les grandes régions géologiques du sol français (Flammarion, Paris), p. 271.

⁽³⁾ GOGUEL (Jean). — La tectonique de la région située au nord de Grasse (*C. R. Ac. Sc.*, t. 199, p. 157, 9 juillet 1934).

BERTRAND (Léon) et GOBY (Paul). — Sur le Trias et l'Infralias des environs de Grasse et du Bar (*C. R. Ac. Sc.*, t. 199, p. 679, 8 octobre 1934).

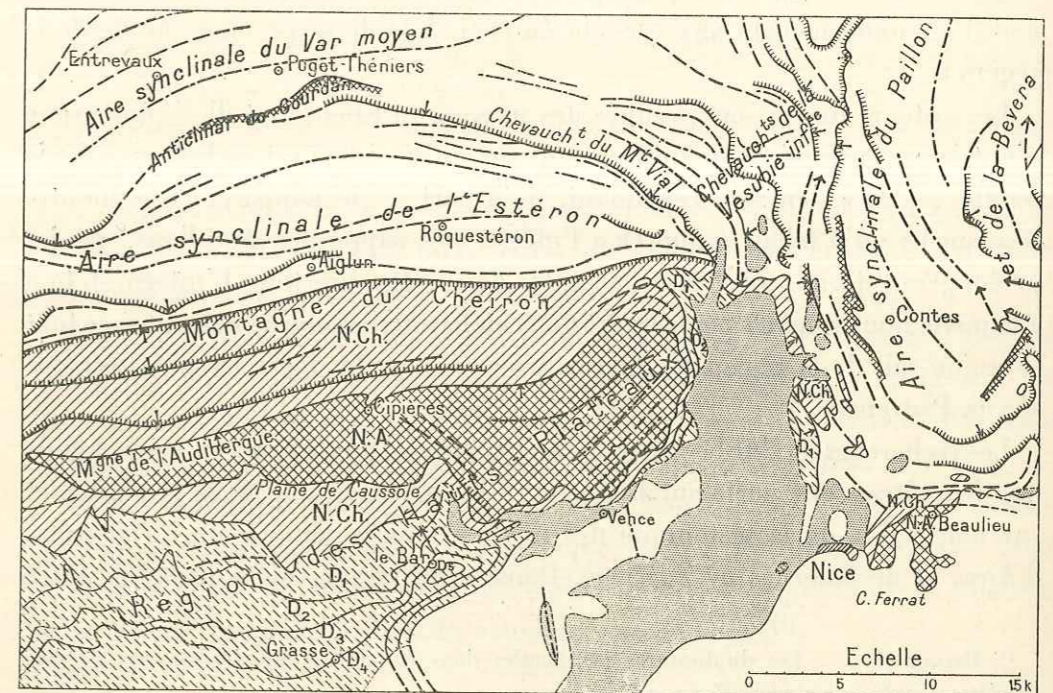
GOGUEL (Jean). — L'anticlinal du Bar (*C. R. S. G. F.*, n° 13, p. 175, 5 novembre 1934).

Note suivie d'observations de LÉON BERTRAND.



— Coupe structurale des diverses unités tectoniques provençales depuis la région à l'Est de Grasse jusqu'au front du Cheiron, par le Bar, Cipières et Aiglun. (Echelle approximative 1/150.000.)

1. Trias (cargneules et gypse). — 1¹, Rhétien et Hettangien. — J^{1-IV} Calcaires bajociens et bathoniens. — J^{IV} Série jurassique complet (en majeure partie formée de calcaires et dolomies). — Cl. Crétacé inférieur. — Cm. Crétacé moyen. — Cc. Crétacé complet.



[Symboles] Nappe de l'Audibergue. } Nappes provençales supérieures non enracinées.

 [Symboles] Nappe du Cheiron ... }

 [Symboles] Nappes provençales inférieures enracinées (Duplicatures).

 [Symboles] Chevauchements des avant-plis provençaux.

 [Symboles] Chevauchements alpins (les flèches indiquent le sens du chevauchement).

 [Symboles] Surfaces de base des nappes et autres contacts anormaux.

 [Symboles] Anticlinaux..... } Provençaux et alpins.

 [Symboles] Synclinaux..... }

 [Symboles] Terrains postérieurs (miocène, pliocène, pléistocène).

Fig. 2. — Esquisse tectonique du sud des Alpes-Maritimes et coupe structurale de la région. (D'après Léon Bertrand. Sur la superposition d'une tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes-Maritimes, XIII^e Congrès géol. internat. Belgique 1922, p. 697 et planche VI.)

Mentionnons encore un travail exécuté sous la direction de Léon Bertrand⁽¹⁾, et concernant le prolongement des duplicatures vers l'ouest, et le Mémoire de Boutakoff⁽²⁾, qui contient une intéressante étude stratigraphique du Crétacé moyen et supérieur et qui, appliquant à la lettre les hypothèses des nappes provençales, en démontre involontairement l'impossibilité⁽³⁾.

Nous soulignerons, au chapitre VII qui décrira la région du Cheiron et de l'Audibergue, les observations avec lesquelles cette théorie nous paraît incompatible.

Au surplus, tout le présent travail montrera qu'une explication complète de tous les accidents, parfaitement cohérente, est fournie par l'idée de mouvements alpins, d'âge miocène supérieur, affectant une région très faiblement ondulée, conformément aux vues de Zurcher, lors de sa première étude de la région.

Les auteurs qui se sont occupés des nappes du Cheiron et de l'Audibergue n'ont jamais précisé ce que devenaient ces unités à l'ouest de la limite de la feuille de Nice. On sait, cependant, qu'Albert F. de Lapparent⁽⁴⁾ a montré récemment qu'il fallait renoncer à l'idée d'une nappe des Bessillons, qui les prolongerait d'une façon ou d'une autre dans cette direction. L'interprétation à laquelle nous sommes parvenu est donc en harmonie, non seulement avec tout ce qu'on sait de la région alpine, mais encore avec les idées les plus récentes sur la Provence.

Les recherches de l'Abbé Albert F. de Lapparent, poursuivies en même temps que les nôtres, ont porté sur le Tertiaire de la région que nous étudions, et sur l'ensemble de la tectonique des régions situées au sud-ouest (faisceaux d'Aups et de Salernes de Zurcher). Dans notre région, nous devons à notre

⁽¹⁾ BELLAIR (P.). — Les duplicatures provençales dans le nord-est du département du Var (*Diplôme d'études supérieures*, Paris, 1933).

⁽²⁾ BOUTAKOFF (N.). — Étude stratigraphique et tectonique sur la région frontale de la nappe provençale du Cheiron (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 1930).

⁽³⁾ LANQUINE s'exprime ainsi au sujet de ce travail : « Les coupes géologiques structurales, dessinées avec une habileté et une élégance rare par l'auteur, m'avaient fait saisir la nécessité d'une révision d'hypothèses tectoniques qui aboutissaient à une traduction graphique si hardiment interprétative » (op. cit. *C. R. Ac. Sc.*, t. 199, p. 429).

⁽⁴⁾ DE LAPPARENT (Albert-F.). — Sur les environs d'Ampus (Var) (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1822, 12 juin 1933).

— Sur l'allure du synclinal de Rognette et l'enracinement du pli couché des Bessillons (*id.*, t. 198, p. 2008, 4 juin 1934).

— Le pli de Salernes, son enracinement et ses rapports avec les plis de Lorgues (*id.*, t. 198, p. 2187, 18 juin 1934).

confrère, outre l'étude stratigraphique des dépôts tertiaires, la connaissance de certains accidents qui les affectent principalement (Sénez, Châteaueux-Brenon). En attendant un travail d'ensemble qui suivra de peu le nôtre, l'Abbé de Lapparent a donné de nombreuses notes préliminaires, que nous citerons le moment venu.

BIBLIOGRAPHIE.

Différents ouvrages récents contiennent des listes bibliographiques assez complètes pour que nous ayons jugé inutile d'en établir une nous-même. Nous indiquerons donc en notes infrapaginales les références des ouvrages cités.

On pourra se reporter, pour les publications concernant notre région, aux listes bibliographiques contenues dans les ouvrages suivants : Réunions extraordinaires de la Société géologique à Castellane en 1872, à Castellane et dans le montagne de Lure en 1895, dans les Alpes-Maritimes en 1902⁽¹⁾. Les comptes rendus de ces réunions extraordinaires sont une véritable mine de renseignements, auxquels nous renverrons souvent (voir également, réunion extraordinaire en Provence en 1891).

Nous renvoyons également le lecteur aux listes contenues dans la Thèse de Haug⁽²⁾, à la page 2, et dans la Thèse de Léon Bertrand⁽³⁾, page 28. Le premier mémoire de Haug sur les nappes provençales⁽⁴⁾ contient une liste bibliographique qui se rapporte exclusivement à la Provence.

Plus récemment, Lanquine a donné deux listes, l'une générale et l'autre se rapportant exclusivement au Jurassique, et les suppléments de ces listes arrêtés à 1934⁽⁵⁾. On trouvera également une liste de publications relatives à la région du Cheiron dans le mémoire de Boutakoff⁽⁶⁾.

⁽¹⁾ *B. S. G. F.*, 2, XXIX, p. 597, 1872; 3, XXIII, p. 633, 1895 (liste, p. 991); 4, II, p. 510, 1902 (liste, p. 512).

⁽²⁾ HAUG. — Les chaînes subalpines entre Gap et Digne (*Bull. Carte Géol.*, n° 21, t. III, 1891 [*Thèse*]).

⁽³⁾ BERTRAND (Léon). — Étude géologique du nord des Alpes-Maritimes (*Bull. Carte Géol.*, n° 56, t. IX, 1897-1898, Paris, 1896 [*Thèse*]).

⁽⁴⁾ HAUG. — Les nappes de charriage de la Basse-Provence (*Mém. Carte Géol.*, Paris, 1925, p. 77).

⁽⁵⁾ LANQUINE. — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales (I, *Bull. Carte Géol.*, n° 173, t. XXXII, 1929 [*Thèse*]; II, *id.*, n° 191, t. XXXVIII, 1935).

⁽⁶⁾ BOUTAKOFF. — Étude stratigraphique et tectonique sur la partie frontale de la nappe du Cheiron (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 1930).

Enfin, pour les travaux de Guébbard, on se reportera à la liste donnée par Kilian à la suite de sa notice nécrologique ⁽¹⁾. Kilian lui-même étant mort avant la publication de cette liste, quelques erreurs s'y sont d'ailleurs glissées.

Sans entrer dans le détail des publications de Guébbard, il est bon de rappeler la liste de ses cartes au 1/80.000^e (non compris les cartes de détail insérées dans des notes variées). Ce sont :

1. Carte du sud-ouest des Alpes-Maritimes (allant jusqu'aux limites sud et ouest de la feuille de Nice, depuis le Cheiron et le Var). *Congrès Géologique*, 1900, Paris, planche VI.
2. Environs de Castellane. *B. S. G. F.*, 4, XIV, 1914, planche XVI.
3. Nord-est du Var. *Notes provençales*, n° 2, 1917.
4. Sud-est des Basses-Alpes. *Notes provençales*, nos 8-9, 1919.
5. Environs de Draguignan. *Notes provençales*, nos 8-9, 1919.

Ces quatre dernières cartes forment un ensemble qui couvre le périmètre Draguignan-Comps, Robion-Chasteuil-Sénez-Ubraye et l'angle sud-est de la feuille de Castellane.

Rappelons enfin la bibliographie géologique du sud-est de la France, publiée par Kilian et poursuivie par ses collaborateurs, et la liste des publications de Kilian ⁽²⁾.

MODE DE DESCRIPTION ADOPTÉ.

Nos recherches sur le terrain ont été poursuivies de 1932 à 1935. Les contours géologiques détaillés ont été levés dans toute la région décrite par ce travail, au 1/20.000^e partout où les plans directeurs existaient (c'est-à-dire dans l'est), au 1/50.000^e (carte d'État-major agrandie) dans l'ouest. Dans cette région, nous avons utilisé pour la construction des coupes, stéréogrammes, etc., les minutes en courbes de la carte d'État-major, à 1/40.000^e, qui nous ont rendu de grands services.

⁽¹⁾ KILIAN. — Notice sur les travaux d'Ad. Guébbard (*B. S. G. F.*, 4, XXV, p. 565, 1925).

⁽²⁾ KILIAN et NICAUD. — Bibliographie géologique du sud-est de la France (*Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, t. XII, f. 3, 1922 et t. XIII, f. 1, 1923). GIGNOUX, MORET et BLANCHET. — *id.*, 3^e liste suppl. 1922-1930, (*id.*, t. XV, f. 3, 1931, p. 155)

Liste des publications de KILIAN (Wilfrid) (*id.*, t. XIV, f. 2, p. 33, 1927).

Pour faire connaître la forme des objets tectoniques étudiés, à la fois en surface et en profondeur, les plus longues descriptions ne vaudront jamais des dessins convenablement choisis. Aussi, n'avons-nous pas hésité à multiplier les figures, de façon à représenter, autant que possible, toutes les particularités des objets décrits.

Le mode de représentation le plus classique et le plus précis est la carte géologique détaillée. La carte au 1/200.000^e jointe à ce travail ne peut prétendre à rendre les mêmes services; elle donne une image d'ensemble de la région et fait saisir les rapports de ses différentes parties. Pour suivre la description, nous renverrons le lecteur à la carte géologique détaillée, conformément au titre de la collection dont fait partie ce travail. Nous avons levé les contours de la deuxième édition de la feuille de Castellane, avec la collaboration de A.-F. de Lapparent pour le Tertiaire, et de Lanquine pour la stratigraphie du Jurassique; la publication de cette feuille suivra de très peu celle de ce mémoire. Pour les autres feuilles embrassées par ce travail (Nice, Digne, Draguignan), nous renverrons aux premières éditions (pour Antibes, deuxième édition); le lecteur ne s'étonnera donc pas de rencontrer parfois des divergences de détail entre la carte et notre description.

La carte géologique est souvent insuffisante pour faire saisir la forme exacte des accidents. Il est nécessaire de la compléter par d'autres figures. En dehors de la projection horizontale (carte), on peut considérer des projections verticales — ce sont les coupes — et des projections obliques. Soulignons immédiatement le caractère rigoureux de ces représentations, dont la définition géométrique est aussi stricte que celle de la carte. Dans toutes ces figures, l'échelle verticale est prise égale à l'échelle horizontale.

Le plus souvent, nous associerons un certain nombre de coupes pour faire saisir l'évolution des plis dans le sens longitudinal, mais une coupe oblique sur un accident peut en donner une impression tout à fait inexacte. Pour éviter cet inconvénient, nous avons dû souvent fractionner les coupes accident par accident et les tracer, soit parallèles, soit plus ou moins convergentes, selon l'allure en plan des accidents étudiés. D'une façon ou d'une autre, de telles séries seront toujours complétées par l'indication des emplacements et des espacements des coupes. Dans certains cas, enfin, au lieu de donner une coupe par un plan vertical, nous projeterons sur un plan vertical un versant d'une vallée.

Pour utiliser les projections obliques, nous supposons, en général, une certaine région limitée à quatre plans verticaux orientés est-ouest et nord-

sud⁽¹⁾, et à un plan horizontal, à l'altitude de 500 mètres sauf indication contraire, et nous projetons obliquement le bloc ainsi limité sur un plan vertical, la direction et l'inclinaison des projetantes parallèles étant indiquées dans chaque cas. Cette projection est très voisine de la perspective axonométrique, dont elle ne diffère que parce que le plan de projection est vertical au lieu d'être perpendiculaire aux projetantes. Il n'y a donc pas de réduction perspective des parties les plus éloignées, pour lesquelles l'échelle est la même que pour le premier plan. Des constructions géométriques classiques permettent de dessiner une telle figure de façon entièrement rigoureuse.

La direction des projetantes est choisie de façon à faire saisir le mieux possible la structure des objets étudiés. On peut distinguer deux cas principaux : Si cette direction n'est pas parallèle à celle des couches, celles-ci seront vues par leur surface, avec le contour suivant lequel l'érosion les a découpées; les plis sont vus, en quelque sorte, de l'extérieur (voir, entre autres, la fig. 114). Si le pli étudié peut être assimilé à un cylindre, d'axe plus ou moins incliné, il peut y avoir intérêt à donner aux projetantes la direction même des génératrices de ce cylindre; toutes les couches sont alors vues par leur tranche, les irrégularités qui résultent de leur découpe par l'érosion disparaissent, et la perspective correspond à une section normale du pli. Nous désignerons une telle perspective sous le nom de «vue cylindrante» (voir fig. 9).

Sur les figures, les terrains sont désignés par les notations de la carte géologique détaillée, à quelques exceptions près, indiquées dans chaque cas. Ces notations sont trop connues pour qu'il nous ait paru nécessaire de répéter leur signification à propos de chaque figure. Les figurés employés restent les mêmes dans toutes les figures.

Le rôle principal du texte est d'expliquer et de commenter les figures (des schémas jouent d'ailleurs eux-mêmes un rôle d'explication). Pour en rendre la lecture plus facile, nous avons — sauf exception — évité tout ce qui joue un rôle de justification. Énumérer nos observations aurait été extrêmement long et sans intérêt pour le lecteur. Nous avons tenu à ne lui en présenter que le résultat.

Les conditions locales d'observation justifient cette méthode de rédaction. Ailleurs, le travail le plus difficile est de rechercher des observations, de l'ensemble desquelles on infère ensuite une hypothèse sur la structure : il est

⁽¹⁾ Le nord choisi est celui de la carte, nord vrai lorsque nous disposions du plan directeur, parallèle au cadre avec la carte d'État-major.

alors nécessaire de bien préciser les points dont on s'est servi. Ici, le terrain, extrêmement découvert, permet d'observer partout. Nous avons pu multiplier les observations, autant que nous le désirions et que cela nous paraissait nécessaire pour connaître le détail des accidents. Ceux de nos lecteurs qui nous feront l'honneur de vérifier notre travail n'ont pas besoin de savoir où nous avons fait nos observations. Nos figures indiquent la situation exacte des accidents décrits, et ils n'auront qu'à les chercher en ce point même, l'observation étant toujours possible, là ou tout près de là.

La part la plus personnelle de notre travail a donc consisté à interpréter les accidents décrits. Nous avons cependant fait avec le plus grand soin la distinction entre ce qui est résultat d'observation et ce qui est hypothèse : dans nos coupes, nous n'avons figuré que la partie supérieure, sur laquelle l'incertitude est faible. Nous laissons au lecteur le soin de prolonger nos figures vers le bas, et de faire les raccordements nécessaires, sauf pour les coupes générales de la planche II, qui ont été prolongées vers le bas. Les parties profondes des coupes, laissées de côté, ne sont certes pas les plus difficiles à tracer.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Un certain nombre de caractères extrêmement généraux sont communs à tous les plis de la région que nous allons décrire. La répartition stratigraphique des terrains amenés au jour par les plissements est le fait le plus saillant. Jamais, ou presque jamais, on n'observe de terrains antérieurs au Trias supérieur. Celui-ci, par contre, est fréquent, ainsi que les terrains postérieurs. Au seul point de vue statistique, il y a là quelque chose d'anormal, et qui montre que les terrains supérieurs au Keuper et ceux qui lui sont antérieurs jouent un rôle très différent.

Il est facile de préciser ceci : Le plus souvent, le Jurassique et le Crétacé forment une série normale, continue, parfois surmontée de Tertiaire. A la base du Jurassique on trouve souvent quelques lambeaux de Keuper, mais celui-ci vient en contact anormal avec des termes quelconques, le plus souvent avec du Crétacé. Si le Trias n'est pas limité par un contact anormal, il constitue l'axe d'un anticlinal, dans lequel n'affleure aucun terrain antérieur. L'étude de la forme même de l'anticlinal confirme l'idée que les deux flancs en sont appliqués l'un contre l'autre, par leur base triasique.

Dans le cas du contact anormal, il suffit de remarquer que celui-ci se fait

toujours par le même niveau, quel que soit le degré atteint par l'érosion, pour être sûr que la surface de contact anormal est parallèle aux couches de la série chevauchante. Elle est, le plus souvent, assez peu inclinée sur l'horizon, ce que confirme l'étude du contact à la traversée des vallées, où il subit une indentation en plan. L'idée de tels chevauchements, ou de mouvements tangentiels en général, est maintenant tout à fait classique; Guéhard a été le dernier représentant de l'opposition que cette notion a pu soulever à son début; aussi ne jugeons-nous pas nécessaire de répéter dans chaque cas particulier les raisons qui nous font admettre un chevauchement. Souvent d'ailleurs, notre description même fournira implicitement des arguments péremptoires. En fait, nous n'avons jamais eu la moindre hésitation pour distinguer une faille d'un chevauchement. Le plus souvent, les failles sont transversales, mais lorsqu'elles sont longitudinales, il est toujours possible d'observer des miroirs nets, et de constater que les couches sont tranchées normalement. L'examen des accidents à la traversée des ravins ou des mouvements de terrain en général est d'ailleurs tout à fait probant. En règle générale, dans les différents accidents, la série crétacée et jurassique est décollée au sommet du Trias, et se plisse indépendamment des terrains antérieurs.

Le rôle particulier joué par le Trias supérieur s'explique facilement par sa composition lithologique. Il est, en effet, formé de marnes bariolées avec d'épaisses lentilles de gypse, et l'on sait qu'au point de vue tectonique les terrains gypseux sont, avec ceux qui renferment du sel, les roches les plus plastiques qui soient. Cette plasticité se traduit, en dehors du glissement très facile de l'ensemble des terrains supérieurs, par d'autres phénomènes, comme des extrusions de gypses triasiques coupant tous les terrains à l'emportepièce, ou déformant certains anticlinaux d'une façon particulière.

En dehors de deux affleurements de Muschelkalk, visiblement exceptionnels, on n'observe les terrains antérieurs au Trias supérieur qu'aux limites de notre région, autour du Tanneron, au sud, et du Dôme de Barrot, au nord-est. Il semble, autour de Draguignan, que le Muschelkalk jouisse également d'une certaine liberté par rapport au Permien et aux terrains cristallins sur lesquels repose le Trias, mais c'est bien le sommet du Trias qui marque le niveau de la disharmonie principale. Cependant, la couverture jurassique et crétacée n'est pas décollée dans son ensemble, mais repose normalement sur le cristallin du Tanneron, comme sur le Permien du Dôme de Barrot, les seuls endroits où le contact soit visible. La couverture secondaire étant fortement plissée entre ces deux points, il faut de toute nécessité que son substratum primaire

se soit également contracté. Une phrase d'Argand exprime très exactement le cas devant lequel nous nous trouvons : « Tous ces jeux [plissements de la « couverture], peuvent également se produire quand une vaste étendue du vieux « fond vient à subir un raccourcissement, même très petit, sous la couverture, « ainsi obligée de froncer par place. Ce cas implique déjà une faible participation « du fond, mais en raison de l'identité des effets de surface et aussi de la difficulté, « insurmontable quand le fond n'est pas visible au jour, de déceler cette partici- « pation, nous dirons encore qu'il y a plissement de couverture ⁽¹⁾. »

Si nous n'observons partout qu'un même phénomène, le plissement d'une couverture qui se décolle de son substratum, celui-ci affecte des modalités très variées aux cours des nombreux accidents que nous décrirons. La charge meuble — presque toujours le Crétacé et le Tertiaire paraissent jouer ce rôle par rapport au Jurassique plus résistant — peut être très épaisse et atteindre plus de 2.000 mètres, ou au contraire réduite à presque rien, ce qui modifie beaucoup la forme des plis. La série jurassique elle-même présente des différences de composition lithologique très sensibles suivant les points. La limite des faciès provençaux et des faciès dauphinois traverse notre région d'est en ouest. Les marnes oxfordiennes, qui n'existent qu'au nord, permettent, par place, une disharmonie assez sensible entre la série calcaire du Jurassique supérieur et celle du Lias, qui joue alors un rôle tectonique et morphologique autonome.

Inversement, la masse rigide que constitue l'ensemble du Jurassique de faciès provençal se prête aux accidents cassants et aux chevauchements. Dans chaque cas, nous observerons des accidents plus ou moins marqués, correspondant aux stades successifs et à l'intensité variable de la compression tangentielle.

SUBDIVISIONS ADOPTÉES.

Passons maintenant en revue la répartition des accidents dans notre région, pour indiquer le plan et les subdivisions adoptées dans la description détaillée. J'ai cherché à distinguer des ensembles naturels, caractérisés par certains traits dominants. Est-il besoin cependant d'insister sur la dépendance mutuelle de ces parties, dont la division répond avant tout à une nécessité pratique? (fig. 3).

⁽¹⁾ ARGAND. — Tectonique de l'Asie (C. R. XIII^e Congrès Géol., 1922, fasc. I, Liège, 1924 p. 214).

La région qui s'étend au nord de Saint-André, à l'est de Digne, jusqu'à la nappe de l'Ubaye et au Dôme de Barrot, est caractérisée par la grande épaisseur des terrains, principalement le Crétacé, qui participent à sa constitution, et par sa tranquillité tectonique. Nous n'en séparerons pas, dans le chapitre II, les chevauchement qui la bordent, comme si la région tranquille venait reposer sur la région située à l'ouest et au sud. Ce sont le chevauchement des Dourbes, au sud-ouest, et celui de Lauppe-Demandolx au sud. En fait, ces accidents sont les premiers du faisceau de plis dont l'étude fera l'objet des chapitres suivants. Nous diviserons arbitrairement ce faisceau, et nous étudierons au chapitre III sa portion occidentale, jusqu'à la Palud et Sénez. Les plis y sont dirigés vers le nord-nord-ouest, en particulier le grand chevauchement de Majastres qui nous fournira une subdivision commode, la partie occidentale étant relativement régulière, sauf les dislocations de la bordure des conglomérats de Valensole, et la partie orientale plus fortement plissée (Mourre de Chanier et anticlinal de Vibres). En différents points (Chabrières, le Poil), nous trouverons dans cette région des séries d'écaillés extrêmement disloquées.

Au chapitre IV nous étudierons le prolongement de la plus orientale de ces subdivisions aux environs de Castellane, où les plis prennent une forme très compliquée, aussi bien en coupe qu'en plan; nous joindrons à ce chapitre l'anticlinal de Cime Bernarde, avec les plis qui le bordent au sud.

Au sud de la région de Castellane s'étend une région moins élevée, et beaucoup plus tranquille au point de vue tectonique. Les plis n'y sont pas rompus, mais des failles verticales subméridiennes, très nombreuses, y jouent un rôle particulier. Sur de vastes étendues, les couches restent horizontales. Dans le chapitre V, nous limiterons cette région, dont le centre est à Comps, au sud-ouest, au faisceau de plis d'Aups exclus. Elle comprendra le nord-est des environs de Draguignan.

A l'est de Castellane, le plan se simplifie par la prédominance des directions est-ouest, et la continuité que présentent les accidents de cette direction. D'autre part, il y a une très grande différence entre la région située au nord du Cheiron, caractérisée par la grande épaisseur du Crétacé et du Nummulitique, d'une part, et le Cheiron et les crêtes jurassiques situées au sud, d'autre part. La première de ces régions sera décrite au chapitre VI.

Le chapitre VII débutera par l'étude du Cheiron, volumineux anticlinal qui se divise en deux, à l'ouest, et se termine à l'est par une rupture. Au sud du Cheiron, on trouve une série d'importants chevauchements vers le sud, qui

s'enracinent régulièrement à l'ouest. Au point de vue axial, ces accidents prolongent la région tranquille de Comps, au nord et au sud de laquelle ils prennent naissance; ils jouent évidemment un rôle très différent.

Nous étudierons encore au chapitre VII quelques accidents qui prolongent le pli nord-nord-ouest sud-sud-est du Vial sur la rive gauche du Var, et marquent le début de l'arc de Nice.

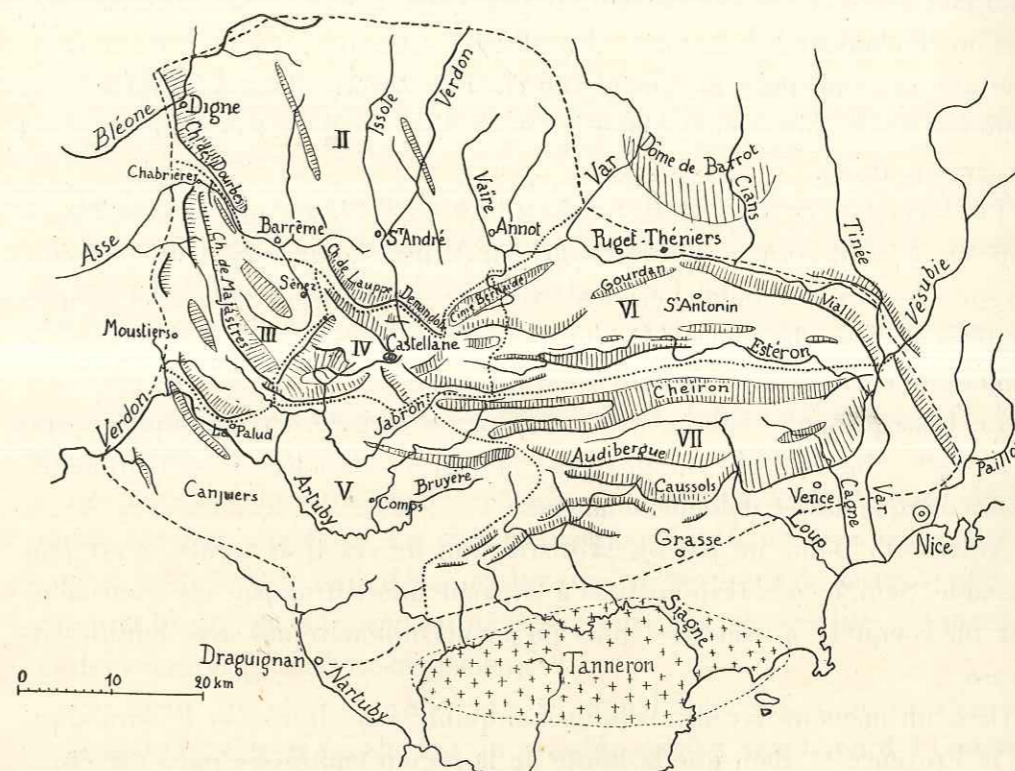


Fig. 3. — Croquis de la région décrite par le présent travail, avec l'indication des subdivisions adoptées.

La région décrite est limitée par une ligne tiretée. Les subdivisions correspondant aux différents chapitres, numérotés en chiffres romains, sont séparées par une ligne ponctuée :

- Chapitre II, Région nord;
- Chapitre III, Des Dourbes au Mourre de Chanier;
- Chapitre IV, Environs de Castellane;
- Chapitre V, Région de Comps;
- Chapitre VI, Région des synclinaux nummulitiques au nord de l'Estéron;
- Chapitre VII, Les montagnes calcaires au sud de l'Estéron.

Outre le réseau hydrographique, on a indiqué les principaux anticlinaux et chevauchements, ainsi que le dôme cristallin du Tanneron.

STRATIGRAPHIE.

La région dont nous nous proposons de décrire la structure a été l'objet, depuis longtemps, de recherches stratigraphiques très approfondies. Nous n'en donnerons pas le détail, et ne demanderons ici à la stratigraphie que de nous indiquer, en chaque point, la composition lithologique et l'épaisseur de la série, facteur fondamental de la forme des plis. C'est en nous plaçant à ce point de vue que nous résumerons, en tête de chaque chapitre, la stratigraphie de la région décrite. Nous nous contenterons ici d'en indiquer très sommairement les grands traits.

Les terrains cristallins (gneiss) existent au sud de la région, dans le Tanneron, où ils comprennent un petit synclinal de grès houiller. Sur eux reposent, au sud, des schistes rouges permien avec toute une série de coulées volcaniques (Estérel)⁽¹⁾. Dans le Dôme de Barrot, les schistes permien sont de faciès plus monotone et dépourvus de coulées éruptives.

Le Trias présente, autour du Tanneron, ses trois termes classiques : grès à la base, Muschelkalk (calcaire gris) et marnes bariolées avec lentilles de gypse, cargneules et dolomies blanches.

Autour du Dôme de Barrot, la distinction de ces trois termes n'est plus possible. Seul, le grès reste distinct à la partie inférieure, mais il est surmonté par un complexe de calcaires plus ou moins dolomitiques avec lentilles de gypse.

Dans un mémoire récent, Antonin Lanquine vient de réviser le Jurassique de la Provence⁽²⁾. Bien que la limite de la région embrassée par cette étude laisse de côté une partie de notre région, ce travail est fondamental pour tout ce qui concerne le stratigraphie du Jurassique, et nous y renvoyons le lecteur.

Le Jurassique affecte, au nord et au sud de notre région, des faciès très différents. Au nord, ce sont déjà les faciès dauphinois, dont un type (Digne) a été décrit en grand détail par Haug dans sa thèse. Ce sont des faciès profonds (fosse vocontienne), avec prédominance de marnes et de schistes.

Au sud, les faciès provençaux témoignent d'influences littorales, parfois de lacunes. Ils sont généralement interprétés comme résultant de l'émersion du

⁽¹⁾ MICHEL-LÉVY (Albert). — L'Estérel (*Bull. Carte*, n° 133, t. XXI, p. 263, 1912).

⁽²⁾ LANQUINE (Ant.). — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales (*Bull. Carte*, n° 173 et 191, 1929 et 1935).

massif des Maures. Les calcaires y jouent un rôle tout à fait prédominant, avec fréquemment des accidents dolomitiques.

Le Réthien est de faciès assez constant, et très caractéristique grâce aux lumachelles à *Avicula contorta*, à ses marnes vertes et calcaires jaunes. C'est un repère précieux au point de vue tectonique.

Vers le sud-est, le Lias se réduit à l'Hettangien, représenté par une dolomie blanche sans fossiles. Au nord, il se complète par un ensemble de calcaires noirs, avec ou sans silex, qui peuvent atteindre une épaisseur considérable. Le Lias marneux n'existe que tout au nord.

Dans le nord, le Bajocien et le Bathonien sont représentés par une épaisse masse de marno-calcaires noirs.

Dans le sud, et particulièrement le sud-est, au contraire, ils présentent un faciès calcaire. Le Bajocien est représenté par un calcaire à débris jaunâtres dur. Le Bathonien est plus tendre, parfois argileux.

Callovien et Oxfordien sont confondus, au nord, dans une épaisse masse de marnes noires. Vers le sud, le Callovien est calcaire. L'Oxfordien, qui manque sur des surfaces étendues, présente également des faciès calcaires, parfois même glauconieux.

Les calcaires du Jurassique supérieur ne forment, dans le nord, qu'une mince corniche au-dessus des marnes oxfordiennes. Leur épaisseur augmente énormément vers le sud. Leur partie supérieure prend le faciès récifal des calcaires blancs, massifs, sous lesquels on trouve des calcaires lités (Séquanien), et des calcaires grumeleux (Argovien).

La limite des faciès provençaux et dauphinois est approximativement est-ouest, à ceci près qu'elle fait un brusque crochet vers le nord à l'ouest de Castellane, jusqu'aux environs de Digne.

Le Crétacé a été très étudié, principalement par Kilian qui a consacré des notes nombreuses au Néocomien, en particulier. Pour le Crétacé moyen, on se reportera à la thèse de Ch. Jacob⁽¹⁾.

La même opposition de faciès qu'au Jurassique existe au Crétacé. Au nord de Digne, la série crétacée est extrêmement monotone. C'est une masse épaisse de marnes, dans lesquelles l'élément calcaire prend progressivement plus d'importance vers le haut. La seule irrégularité est due au Barrémien, calcaire, et qui passe par transition rapide aux marnes aptiennes.

⁽¹⁾ JACOB (Charles). — Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyennée des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines (Grenoble, 1907).

En allant vers le sud, un certain nombre de modifications apparaissent. Énumérons-les de bas en haut :

Le Berriasien, et peut-être une partie du Valanginien, prennent le faciès «calcaire blanc» en même temps que le Jurassique supérieur.

Le reste du Néocomien diminue beaucoup d'épaisseur. Des horizons glauconieux sont fréquents. Il apparaît une alternance de niveaux calcaires et marneux qui tranche avec la monotonie du faciès septentrional; vers le sud-est, une lacune correspond au sommet du Valanginien, et le Néocomien tout entier finit par disparaître.

Plus importante est la lacune de l'Aptien. Dès Chabrières, au sud de Digne, les marnes noires aptiennes reposent par une surface corrodée directement sur le Barrémien (Barrémien inférieur à *Holcodiscus*). Les marnes aptiennes disparaissent plus au sud. Tant qu'elles passent progressivement au Cénomaniens, par apparition de bancs calcaires, cette lacune est difficile à apprécier. Elle devient tout à fait frappante lorsque, comme cela arrive plus au sud, le Gault, au lieu de se confondre dans la série aptienne-cénomaniens, prend un faciès glauconieux, avec une épaisseur très réduite, et des fossiles souvent roulés. Il repose alors directement sur le Barrémien, souvent glauconieux lui-même.

Le Cénomaniens passe d'une alternance de calcaires blanchâtres et de marnes noires à des marnes avec grès et calcaires à patine jaunâtre, avec *Ostrea columba*, var. *minor* et orbitolines. En même temps, on voit se différencier une série d'horizons plus ou moins durs. Boutakoff a étudié le Crétacé supérieur d'une région assez limitée (ouest du Cheiron), et a donné le détail de ces niveaux⁽¹⁾.

Au nord, on rapporte à l'ensemble Turonien-Sénonien une masse de calcaires blanchâtres, très lités, épaisse parfois de plus de 1.000 mètres, et qui ne se distingue du Cénomaniens sous jacent que par la disparition de l'élément marneux. Cet ensemble est presque stérile, à part des éponges, abondantes en certains points, et quelques *Micraster*. Sur une certaine étendue, la base de cet ensemble devient plus résistante que le reste et joue un rôle morphologique important (sud du Vial). Mais tout près de là, d'autres niveaux résistants apparaissent également plus haut. Vers le sud, cet ensemble s'amincit beaucoup et devient fossilifère (*Ostrea columba*, var. *major*). Près de Brenon, il

(1) BOUTAKOFF. — Étude stratigraphique et tectonique sur la région frontale de la nappe pro-gale du Cheiron (*Mém. Inst. Géol. Louvain*, 1930).

existe un niveau saumâtre au sommet du Sénonien⁽¹⁾. A cet horizon paraissent appartenir différents lambeaux de sables.

On peut dire, *grosso modo*, que les faciès dauphinois du Secondaire sont trois fois plus épais que les faciès provençaux. Cependant, l'épaisseur diminue très fortement avant le passage des faciès dauphinois aux faciès provençaux, et autour du Dôme de Barrot. Inversement, les faciès provençaux sont parfois anormalement épais, par exemple dans les gorges du Verdon.

Le Tertiaire est extrêmement variable suivant les points; *grosso modo*, on peut distinguer, à l'est, le domaine de la mer nummulitique dont la transgression vers l'ouest ne s'est faite que très progressivement (Lutétien au Lattorfien)⁽²⁾. Sur des marnes, avec un conglomérat ou des calcaires parfois gréseux à la base, repose à l'est la puissante formation du Grès d'Annot ou ses équivalents latéraux⁽³⁾.

Dans la région Barrême-Castellane, où la mer nummulitique n'est arrivée qu'au Lattorfien, des formations continentales reposent sur le Nummulitique. C'est, à Taulanne, un calcaire lacustre, et jusqu'au delà de Barrême, des conglomérats (mollasse rouge).

A l'ouest de la mer nummulitique, on trouve des formations continentales variées. Au sud-ouest, l'Eocène inférieur est représenté par des marnes sableuses, rouges. Le Lutétien est représenté le long d'une bande Beynes-La Roque Esclapon, par des calcaires lacustres à *Planorbis pseudoammonius*. Des marnes caillouteuses occupant des synclinaux au sud de Castellane sont rapportées à l'Oligocène et au Pontique.

Le Miocène marin (mollasse) existe près de Vence, au sud-est, et à l'autre extrémité de la région, près de Mézel. Après un épisode lacustre, du Pontique

(1) GOGUEL (Jean). — Sur le Crétacé supérieur de Brenon (Var) (*C. R. S. G. F.*, n° 14, p. 220, 20 novembre 1933).

(2) BOUSSAC. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. Carte*, Paris, 1912).
DE LAPPARENT (A.-F.). — La transgression nummulitique dans les Alpes de Provence (*C. R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 157, 7 janvier 1935).

(3) Sur la question de l'âge des Grès d'Annot, voir les publications récentes de :
BERTRAND (Léon). — Sur l'âge du Grès d'Annot dans les Alpes maritimes franco-italiennes. (*C. R. S. G. F.*, n° 5, 2 mars 1936, p. 73).

MORET. — Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine (*C. R. S. G. F.*, n° 2, 19 janvier 1936, p. 22).

DEB. — Sur la découverte d'un orbitoïde dans le Grès d'Annot et sur ses conséquences (*C. R. Ac. Sc.*, t. 201, p. 841, 4 novembre 1935).

— Sur la découverte de Nummulites dans les grès nummulitiques des Alpes-Maritimes et sur l'origine de cette série de couches (*id.*, p. 973, 18 novembre 1935).

et de la base du Pliocène date une énorme formation détritique (poudingues de Valensole), qui occupe 1.000 kilomètres carrés, avec une épaisseur dépassant 2.000 mètres. Les plis que nous décrivons viennent s'écraser contre cette masse dont ils n'affectent pas la partie supérieure. Le dépôt de ces conglo-mérats correspond à une subsidence très nette.

Les poudingues du Var, de faciès analogues, sont post-plaisanciens. Ils représentent un ancien delta. Les marnes plaisanciennes n'existent que dans les vallées côtières, au voisinage de la mer.

Au Quaternaire appartiennent des alluvions plus ou moins torrentielles des vallées; les alluvions anciennes sont peu fréquentes, et ne correspondent qu'à des niveaux peu élevés (sauf dans les vallées de l'Asse et de la Bléone où il existe quelques lambeaux à plus de 100 mètres). Parmi les formations quaternaires, les coulées boueuses, souvent accompagnées de gypse jouent parfois un rôle important. Nous en rencontrerons quelques exemples caractéristiques

Les formations glaciaires n'existent que dans la haute vallée du Verdon, en amont de Thorame, et dans les vallons latéraux. Elles ne jouent donc aucun rôle dans la presque totalité de la région que nous allons décrire.

CHAPITRE II.

RÉGION NORD.

La région que nous décrivons dans le présent chapitre limite, vers le nord, l'étendue embrassée par notre travail. On a vu que le faisceau des plis de l'arc de Castellane se réduit au nord à un seul chevauchement (des Dourbes, qui passe à Digne), qui se complique d'ailleurs plus au nord, en gardant une amplitude de recouvrement notable.

Outre ce chevauchement, le chapitre envisage également la région située plus à l'est, très tranquille au point de vue tectonique, qui sépare le front de la nappe de l'Ubaye des premiers plis de l'arc de Castellane.

De même que cette région tranquille est inséparable du chevauchement qui la limite à l'ouest, nous avons dû lui associer l'étude du chevauchement qui la limite au sud, et qui constitue le premier accident de l'arc de Castellane.

Le chevauchement des Dourbes, par décollement au sommet du Trias, se fait sur les conglo-mérats mio-pliocènes aux alentours de Digne, sur une région de tectonique assez compliquée dans la vallée de l'Asse; enfin, il s'enracine à Norante.

Nous étudierons d'abord la série jurassique chevauchante, à Bédéjun, où elle est le plus simple. Nous la suivrons vers le nord, et nous verrons apparaître aux alentours de Digne, quelques replis du Lias chevauchant, et des lambeaux de flanc inverse.

Revenant vers le sud, nous verrons la série liasique s'enraciner périantici-nalement, tandis que le Jurassique supérieur et le Néocomien se rattachent au substratum par une série de replis.

Plus à l'est, dans le domaine tranquille du Crétacé supérieur, on ne trouve que des rides peu importantes, mais qui se présentent avec des caractères très différents suivant les niveaux où nous les considérons, les assises meubles de l'Oxfordien et du Crétacé permettant une disharmonie très marquée.

Le premier axe anticlinal va du col du Labouret (au nord de la Javie) à Moriez. Au col du Labouret, il est marqué par de curieux pointements de Trias diapir au milieu d'une ride anticlinale peu accusée. Dans le Jurassique supé-

rieur, cet axe est marqué par des replis très complexes. Plus au sud, dans le Crétacé, il devient beaucoup plus simple.

Un second axe anticlinal passe à Blégiers, sur la Bléone, où il affecte le Jurassique d'une façon très régulière. Plus au sud, dans la région du Crétacé

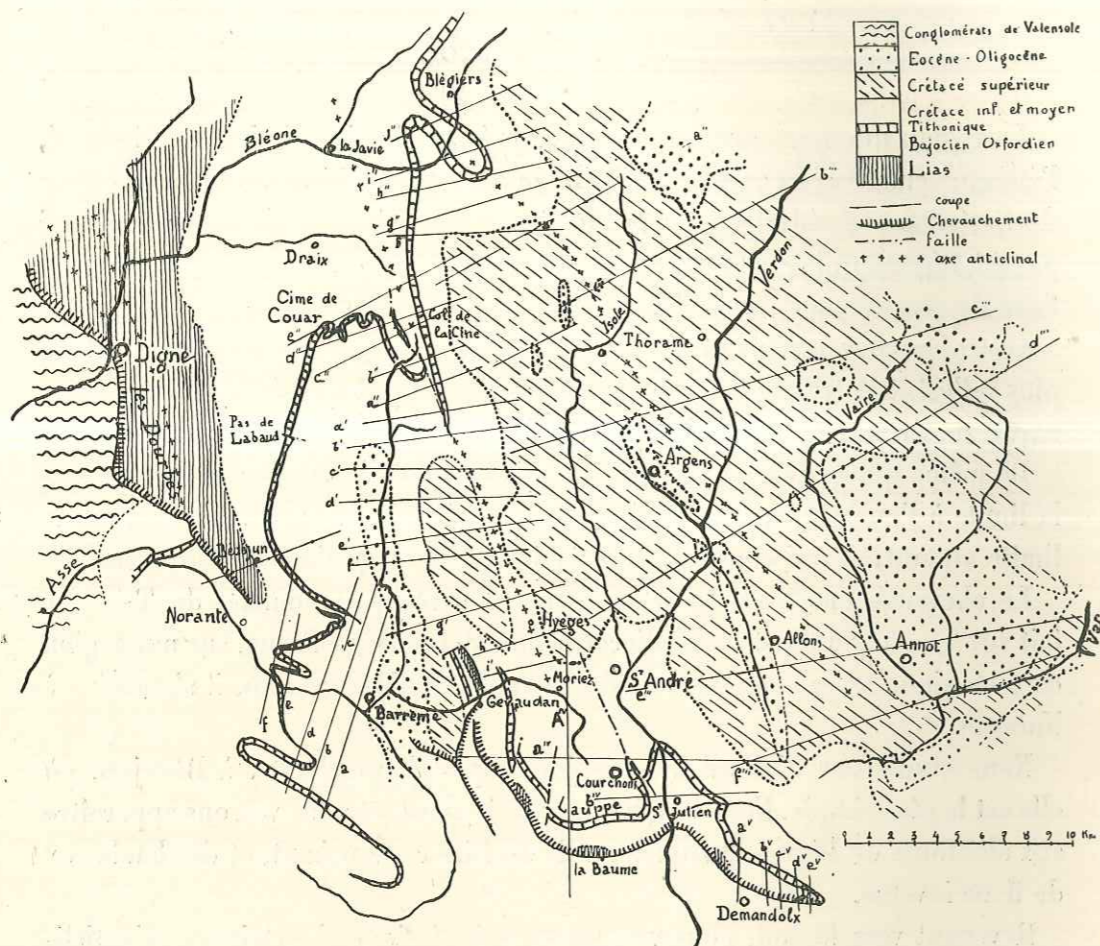


Fig. 4. — Croquis de la région décrite par le chapitre II.

On a figuré la trace des coupes, à l'exception de celles dont l'emplacement se trouve directement précisé. (Fig. 5, coupe de Bédéjun; fig. 8, coupes a à f; fig. 11, coupes a' à i'; fig. 14 et 15, coupes a'' à j''; fig. 17, coupes a''' à f'''; fig. 22, coupes A^{iv}, a^{iv} et b^{iv}; fig. 33, coupes a^v à e^v.)

supérieur et du Nummulitique de Thorame, il se traduit par une ride qui sépare de vastes régions tabulaires. Vers le nord, la nappe de l'Ubaye s'avance sur la région jusque près de Colmars, mais nous n'en dirons rien.

Plus à l'est encore, on voit le Crétacé se relever progressivement à l'approche

du Dôme de Barrot. Le Var entame le Jurassique, le Trias et même la limite du Permien, qui atteint une altitude considérable (1.900 m.) un peu plus loin.

Le chevauchement de Lauppe, qui borde, au sud, la région calme de Thorame commence au village de Gévaudan, sur l'Asse, par un accident assez particulier, que nous décrirons en détail, et qui comporte une grande masse de gypse triasique extravasé. Il se poursuit jusqu'à Demandolx. Le versant nord de cette série n'est affecté que par quelques failles, dont l'une donne lieu à un accident un peu plus complexe.

A Demandolx, sur la rive gauche du Verdon, le chevauchement s'enracine, mais en même temps apparaissent plusieurs plis nouveaux, dirigés vers le nord-est et l'est. Ces plis prolongent axialement le faisceau de Castellane, mais viennent affecter une région qui prolonge très nettement la région tranquille décrite ici. Leur étude fera l'objet du chapitre VI.

Les régions situées au sud de celle qui fait l'objet du présent chapitre seront décrites au chapitre III, pour les plis de la région sur laquelle se fait le chevauchement des Dourbes, à l'ouest de Barrême, et au chapitre IV plus à l'est (environs de Castellane).

LA SÉRIE DES DOURBES : STRATIGRAPHIE.

Nous commencerons l'étude de la série des Dourbes en un point où elle est parfaitement tranquille au point de vue tectonique, et nous fournirons une coupe stratigraphique sur laquelle nous n'aurons plus besoin de revenir dans l'étude des complications ultérieures. Notre coupe est prise sous Bédéjun. D'après Haug, dont la magistrale étude a fait de cette coupe une des plus classiques pour le Jurassique inférieur et moyen⁽¹⁾, on peut y distinguer les étages suivants (les numéros renvoient à la fig. 5) :

1. Le Trias est très réduit, représenté par des gypses et des cargneules très étirés le long du contact anormal;
 2. Rhétien à *Avicula contorta*, formé de calcaires jaunes et de marnes vertes, avec la lumachelle caractéristique;
 3. Calcaires noirs, zone à *Psiloceras planorbis* (Hettangien);
 4. Calcaires noirs, zone à *Schlotheimia angulata*;
 5. Calcaires noirs, avec schistes intercalés, à *Gryphea arcuata* (Sinémurien).
- Dans le complexe de calcaires plus ou moins marneux, lités, qui forment le

⁽¹⁾ *Thèse et Traité de Géologie*, II, 2, p. 971, fig. 303.

soubassement de la barre plienschbachienne, des calcaires noirs bréchiformes représentent le Lotharingien;

6. Calcaires compacts, gris foncé, à patine rougeâtre, en gros bancs, avec de nombreux silex. *Gryphea cymbium*. Surface supérieure souvent dégagée (Pliensbachien);

7. Marnes et marno-calcaires à *Amaltheus margaritatus* (Domérien);

8. Calcaires gréseux à *Amaltheus spinatus*, horizon peu épais (Domérien);

9. Le Lias supérieur (Toarcien-Aalénien) est représenté par une épaisse masse de schistes noirs, marneux;

10 et 11. Le Bajocien et le Bathonien se présentent sous un faciès très uniforme de marno-calcaires gris plus ou moins foncé, le Bajocien étant plus calcaire et le Bathonien plus schisteux, souvent impossible à séparer des marnes noires callovo-oxfordiennes;

12. Callovien et 13. Oxfordien, marnes noires tirant sur le brun, très épaisses;

14. A leur partie supérieure, les marnes oxfordiennes présentent des intercalations de plus en plus épaisses de calcaires marneux, jaunissant à l'air (Argovien);

15. Séquanien, Kimméridgien et Portlandien. Calcaires gris clairs à pâte fine, parfois à l'état de fausses brèches, bien lités. Ces calcaires du Jurassique supérieur jouent un rôle orographique des plus importants;

16. Berriasien. Des bancs peu différents de ceux du Portlandien, à peine plus marneux, mais moins épais nous ont donné à Courchons une belle faune berriasienne;

17. Marnes valanginiennes à ammonites pyriteuses;

18. Hauterivien. Marno-calcaires à débits schisteux, en bancs assez épais;

19. Barrémien. Calcaires blancs de faciès très constant, en bancs qui, contrairement à l'Hauterivien, ne s'arrondissent pas à l'air. (Localité type du Barrémien de d'Orbigny.)

D'après Kilian⁽¹⁾ la partie supérieure des calcaires blancs appartiendrait au Bédoulien. Nous n'en avons pas trouvé de fossiles, mais, en revanche, nous avons, près de Hyège, trouvé *Macroscaphites Yvani* à l'extrême sommet de ces calcaires.

20. Marnes aptiennes bleues.

⁽¹⁾ KILIAN. — Sur divers gisements de la région de Castellane (*B. S. G. F.*, t. XXIII, 1895, p. 885 [R. E.]).

La suite de la coupe est masquée par le synclinal tertiaire de Barrême. On la retrouve au delà; des bancs calcaires apparaissent progressivement dans les marnes bleues, et donnent une allure rubannée caractéristique au Cénomani. Leur fréquence augmentant, on arrive progressivement à une très grande épaisseur de calcaires plus ou moins marneux, blanchâtres, qui représentent le Crétacé supérieur.

Nous n'avons volontairement pas donné de chiffres pour l'épaisseur des différents niveaux. On peut les relever sur notre coupe, mais elles n'ont de

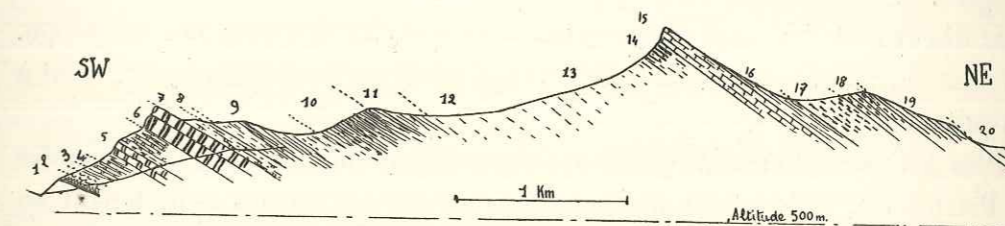


Fig. 5. — Coupe de la série des Dourbes dans la région de Bédéjun.

Les numéros renvoient au texte, page 39.

signification qu'au point même où elle passe, car les épaisseurs des différents terrains jurassiques diminuent progressivement du nord au sud. Le Crétacé moyen et supérieur atteint deux mille mètres.

Si nous examinons la coupe ci-dessus au point de vue lithologique, qui seul importe pour la tectonique, nous y reconnaitrons, au-dessus du Trias plastique : une masse de calcaires assez compacte, du Lias inférieur et moyen.

Des marno-calcaires plus ou moins schisteux, correspondant au Lias supérieur (qui disparaît d'ailleurs progressivement plus au sud), au Bajocien et au Bathonien.

Les marnes callovo-oxfordiennes.

Les calcaires du Tithonique, formant un horizon dur compris entre les marnes précédentes et celles du Valanginien.

Le Crétacé présente un ensemble marneux, plus spécialement calcaire au niveau du Barrémien et du Crétacé supérieur, mais qui constitue dans l'ensemble une masse plastique.

Sur nos coupes, nous traduirons par des figurés ces différences lithologiques, qui déterminent la réaction tectonique des différents niveaux.

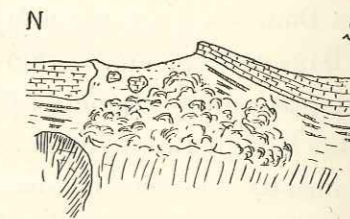


Fig. 5 bis. — Col du Pas de Labaud, déterminé dans la crête des Dourbes, par une petite faille, vu du sud-ouest.

Terminons ce rappel stratigraphique par quelques indications sur les dépôts tertiaires auxquels nous aurons affaire au cours de ce chapitre :

Les poudingues sur lesquels se fait, à Digne, le chevauchement des Dourbes appartiennent au Pontique et au Pliocène. Ils reposent sur un complexe de sables et grès, de marnes et calcaires lacustres qui représentent le reste du Miocène (voir ci-après, p. 78).

A Barrême⁽¹⁾, on trouve une série nummulitique, appartenant au Lattorfien, avec un conglomérat ou un calcaire de base, un système de marnes bleues et de grès, et, au sommet, le conglomérat à *Natica crassatina*. Sur cet ensemble sont discordants les conglomérats stampiens qui constituent la mollasse rouge. Ils sont surmontés en un point de couches lacustres fossilifères appartenant à l'Aquitanién.

Plus à l'est, autour d'Annot, la transgression nummulitique est arrivée dès le Priabonien. Sur un calcaire reposent des marnes bleues appartenant au même étage. Les Grès d'Annot qui reposent sur ces marnes sont grossiers, détritiques, et très épais. On les rapporte, soit à l'Oligocène, soit parfois au sommet du Priabonien.

LES DOURBES.

Autour de Bédéjun, la série chevauchante des Dourbes est parfaitement régulière au point de vue tectonique. La petite faille — bien figurée par Haug sur la feuille de Digne — qui détermine le Col du Pas de Labaud, dans la crête des Dourbes, n'est qu'un détail (voir fig. 5 bis).

Dans cette région, le chevauchement se fait sur le Bathonien et le Callovo-oxfordien d'une région dont les plis complexes seront décrits ultérieurement. Dans la région du Cousson, au contraire, le chevauchement se fait sur les conglomérats miocènes eux-mêmes, mais alors apparaissent quelques complications dans la masse calcaire du Lias inférieur et moyen, qui constitue la base de la série chevauchante.

La figure 6 montre, dans ce Lias calcaire, des replis anticlinaux assez aigus, l'un à l'est du Cousson, ne se prolongeant pas vers le nord, un autre le relayant qui passe à l'est de Digne, et un troisième très serré, et, à l'inverse des précé-

⁽¹⁾ Voir : BOUSSAC. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, p. 178 et : DE LAPPARENT (A.-F.). — Les terrains tertiaires de Barrême et de Sénez (C. R. S. G. F., n° 15, p. 218, 3 décembre 1934).

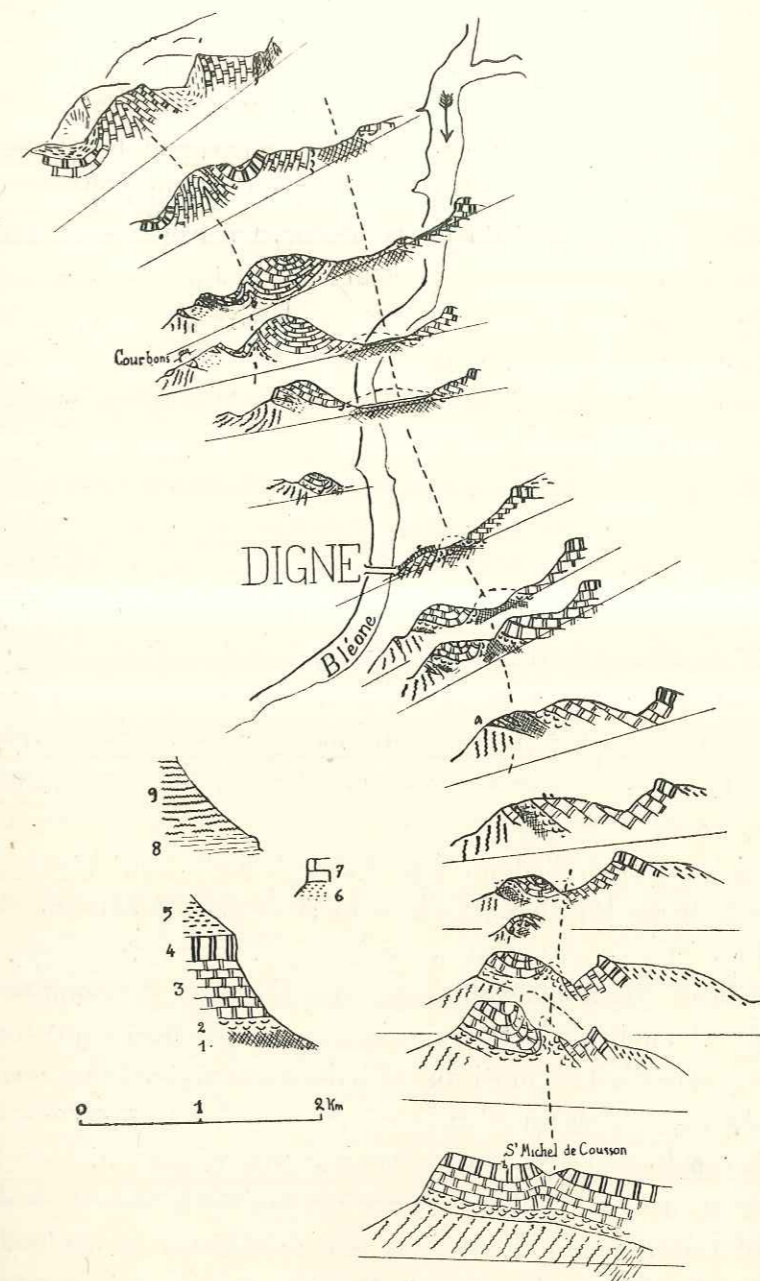


Fig. 6. — Série de seize coupes prises autour de Digne, à travers la base de la série chevauchante des Dourbes. Chaque coupe est rabattue sur le plan autour de l'horizontale de 500 mètres.

1, Trias; 2, Infralias; 3, Lias inférieur calcaire; 4, Lias moyen (calcaire siliceux); 5, Lias supérieur (schisteux); 6, marnes oxfordiennes et 7, Tithonique (dans les lambeaux de flancs inverses); 8, sables, grès et calcaires lacustres miocènes et 9, conglomérats pontiques et pliocènes (substratum du chevauchement).

dents, sans noyau triasique, qui passe à l'est de Courbons (ce dernier méconnu sur la feuille de Digne).

De plus, différents lambeaux de flancs inverses apparaissent le long du contact anormal : ce sont d'abord des lames de Lias calcaire en relation évidente avec la charnière que montre la quatrième coupe à partir du bas. Mais de telles lames vont jusqu'à s'isoler au milieu des conglomérats miocènes, constituant de petites écailles comme au sud de la Bléone. On trouve également sur la rive gauche de la Bléone, les premiers lambeaux de Jurassique supérieur. Des lambeaux plus importants s'accompagnent, sur la rive droite, de marnes oxfordiennes. Au nord de Courbons, on trouve même une série jurassique renversée qui paraît complète, bien que réduite au centième de son épaisseur.

La figure 6 montre également de quelle façon les conglomérats pontiques se redressent à la verticale au contact de la masse chevauchante.

Nous verrons que le chevauchement des Dourbes s'est produit — ou du moins s'est terminé — au Pliocène, alors que d'autres plissements de la région étaient déjà formés et attaqués par l'érosion. Il est donc probable que la série des Dourbes était fortement esquissée et attaquée par l'érosion avant son ultime chevauchement. Au cours de celui-ci, le Lias des environs de Digne n'était donc plus chargé par les quatre ou cinq mille mètres de terrains meubles qui le surmontent plus à l'est, ce qui explique sans doute l'allure particulière de ses replis.

Revenons à la coupe de Bédéjun (fig. 5), par laquelle nous avons commencé l'étude de la crête des Dourbes. A peu de distance au sud, la grande bande de Lias, décollée à sa base et chevauchant des formations variées, que l'on suit depuis au delà de Digne disparaît au-dessus du village de Norante. Zurcher avait déjà décrit en détail cette charnière assez curieuse⁽¹⁾ que représente notre figure 7. Tout le Lias ainsi que le Bajocien se recourbe en formant une charnière très marquée. D'un pendage nord-est de 15 à 30 degrés, les bancs passent assez rapidement à une direction est-ouest verticale, puis ils se laminent dans le prolongement du contact anormal qui limitait la base de la série. Les marnes noires callovo-oxfordiennes de la série des Dourbes se confondent ainsi avec celles de son substratum, alors que la masse inférieure de la série chevauchante (Lias et Bajocien), et l'anticlinal de Creisset, formé des mêmes terrains

⁽¹⁾ Réunion extraordinaire (23 septembre 1895, *B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 869).

ZURCHER. — Au sujet de la fin du déversement d'un anticlinal couché observable près de Norante. (*C. R. S. G. F.*, n° 9, p. 76, 1916).

sur la rive gauche de l'Asse, restent totalement indépendants. La charnière de Norante, première amorce du chevauchement des Dourbes, apparaît donc comme un repli de la masse calcaire inférieure au sein des marnes oxfordiennes, qui permettent toutes les disharmonies. Et en effet, l'allure des calcaires du Jurassique supérieur est tout à fait différente.

Le Jurassique supérieur et le Néocomien restent continus avec une série de replis en accordéon et relie la crête des Dourbes aux accidents qui constituent son substratum.

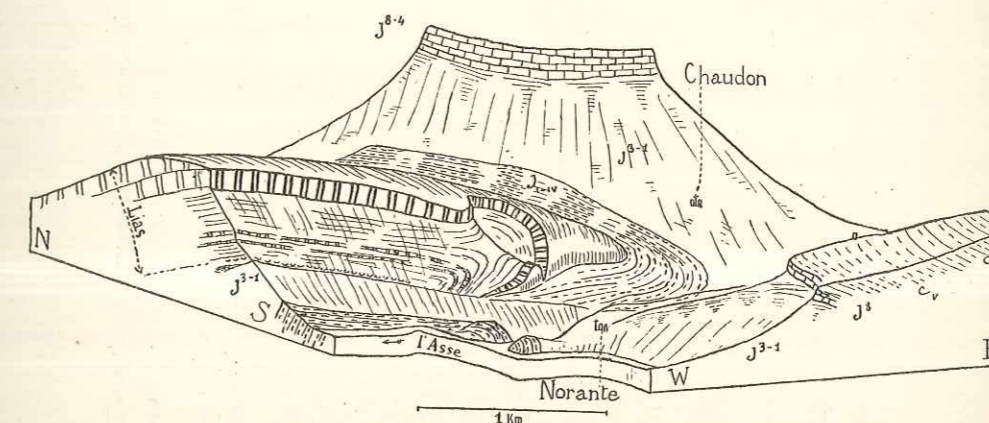


Fig. 7. — L'enracinement du Lias des Dourbes à Norante.

Vu du S. 32° W., pente 1/5, base à 500 mètres; notations générales (voir fig. 8).

En plus des six coupes nord-sud de la figure 8, ces replis apparaissent sur la figure 9 établie de la façon suivante : les axes des différents replis ont des directions peu différentes de ouest-est, plongeant de 0,4 vers l'est. La figure 9 est une projection sur un plan vertical, les projetantes ayant précisément cette direction. Si les plis avaient une forme cylindrique, leur section droite apparaîtrait donc sur la figure. Il n'en est pas ainsi, mais la figure 9 ne nous en donne pas moins une image moyenne de l'allure des plis, aussi mérite-t-elle le nom de vue cylindrante.

Du nord au sud, ces plis sont les suivants : au Rocher Saint-Martin, on observe une petite duplication : la partie supérieure du Jurassique est venue du nord chevaucher une lame tithonique qui se lamine progressivement au sein des marnes oxfordiennes. L'ensemble décrit un anticlinal, avec les replis du col de Chaudon (figurés entre autres par Kilian⁽¹⁾).

⁽¹⁾ Sur divers gisements de la région de Castellane (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 886, 1895).

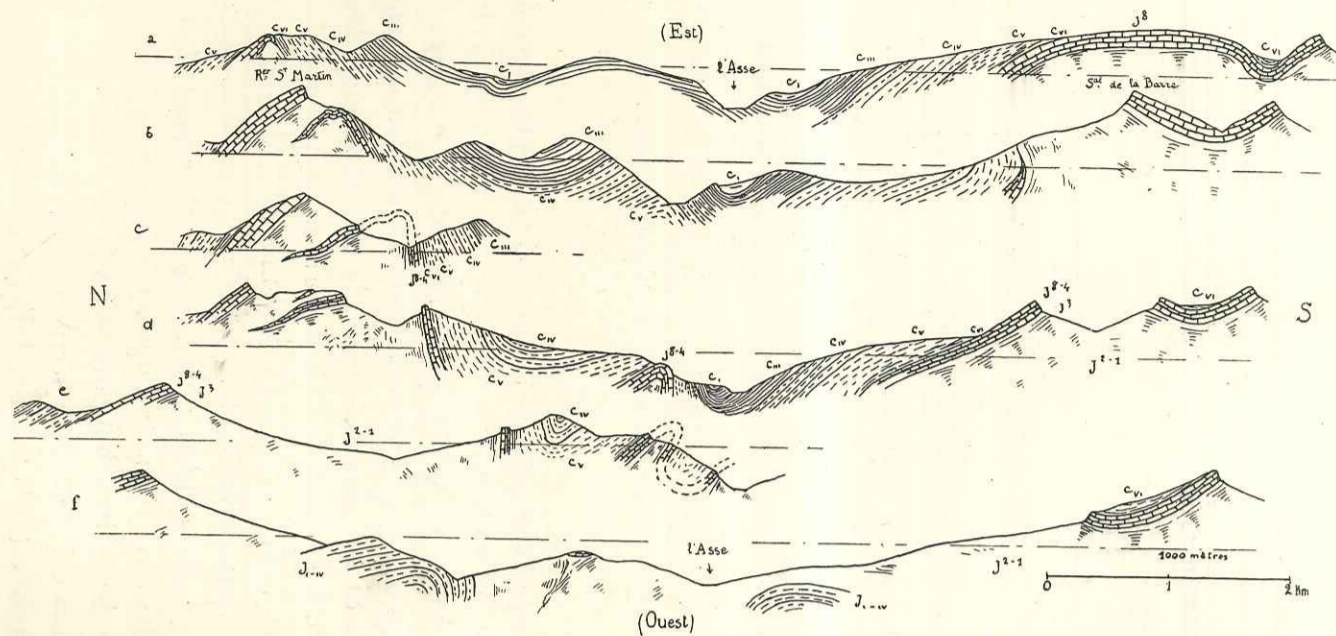


Fig. 8. — Série de coupes à travers les replis du Jurassique supérieur près de Barrême.
(Pour l'emplacement des coupes, voir figure 4.)

J_{iv-iv}, Bajocien-Bathonien; J²⁻¹, marnes callovo-oxfordiennes; J³, Argovien; J²⁻³, Kimméridgien-Portindien; C_{vi}, Berriasien; C_v, Valanginien; C_{iv}, Hauterivien; C_{iii}, Barrémien; C_i, marnes aptiennes.

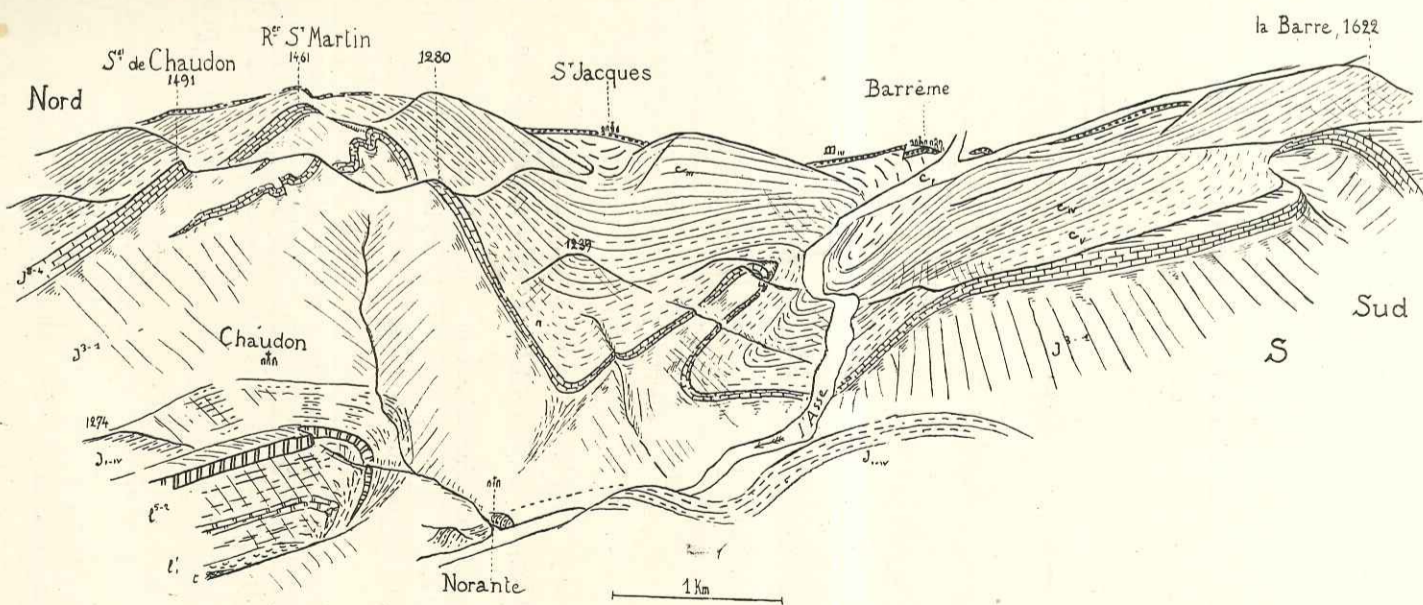


Fig. 9. — Vue cylindrique de la terminaison des Dourbes.
Vue prise de l'ouest, avec une pente 0,4; même légende que ci-dessus, avec m calcaire de base du Latorrien.

Le deuxième anticlinal, très pincé, se trouve sur la rive droite de l'Asse vers Barrême. Son flanc sud est laminé. Le troisième anticlinal est celui qui constitue le Sommet de la Barre. Son flanc nord est étiré sur une certaine longueur.

Malgré la disharmonie évidente, ces replis ont certaines relations avec ceux du Lias. Le repli du Rocher Saint-Martin correspondrait à la charnière de Norante, et donc au chevauchement des Dourbes, les anticlinaux de Barrême et de la Barre correspondant aux deux branches de l'anticlinal de Creisset (voir plus loin p. 101). Il semble que dans une première phase toute la série

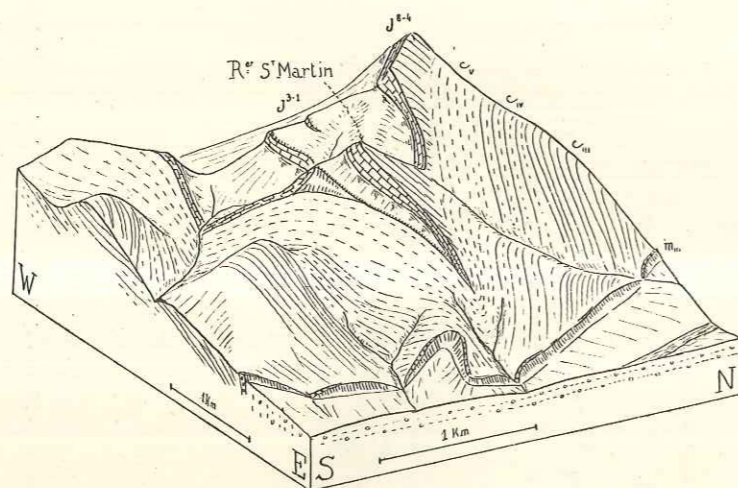


Fig. 10. — Le Rocher Saint-Martin.

Vue prise de E. 30° S., avec une pente 0,4; même légende que figure 8, avec m_{11} , Lattorfien.

On voit que celui-ci ne décrit qu'un faible repli, dans l'axe du Rocher Saint-Martin, sur lequel il est fortement discordant. On distingue également la duplication du Jurassique supérieur avec une petite écaille supplémentaire. (Comparer fig. 9.)

se soit plissée ensemble, et qu'ensuite seulement les plis ainsi amorcés se soient développés indépendamment dans le Lias et le sommet du Jurassique, l'influence des marnes oxfordiennes ne s'étant fait sentir qu'à partir de ce moment.

Vers le haut, les replis du Jurassique supérieur s'amortissent dans la masse des marno-calcaires néocomiens dont l'allure est beaucoup moins tourmentée.

La bande de conglomérats et des calcaires de la base du Tertiaire (Lattorfien) ne manifeste plus du tout ces replis, à l'exception d'une petite flexure dans l'axe du Rocher Saint-Martin (fig. 9 et fig. 10) et d'une petite faille

est-ouest, à Barrême même (fig. 9); c'est cette faille qui donne lieu à la duplication signalée par Boussac⁽¹⁾.

Le Lattorfien est en effet discordant, reposant sur les marnes aptiennes dans l'axe des synclinaux, sur le Barrémien et même l'Hauterivien sur les anticlinaux. Il n'est donc pas douteux que ces replis aient été très fortement esquissés avant le Lattorfien, mais nous savons d'autre part que le chevauchement des Dourbes est postérieur au Pontique. On peut donc se représenter les choses de la façon suivante : avant le Lattorfien, existence de replis est-ouest. Puis, lors de la dernière phase orogénique, post-pontique, l'un de ces replis a servi d'amorce au pli développé d'une façon disharmonique et bientôt rompu et chevauchant, des Dourbes. Ceci expliquerait la direction est-ouest de la charnière de Norante, alors que le chevauchement des Dourbes paraît plutôt se faire vers l'ouest.

AXE ANTICLINAL HYÈGES-CIME DE COUAR-COL DU LABOURET.

A l'est de Barrême et de la série des Dourbes, on peut distinguer un premier axe anticlinal nord-nord-ouest-sud-sud-est, qui prend naissance vers le sud à Hyèges, sous forme d'une ride anticlinale apparaissant dans la dalle à faible pendage nord qui constitue la série de Lauppe.

On peut distinguer trois sections sur cet axe : au sud, l'anticlinal n'amène au jour que le Crétacé inférieur et moyen. C'est la région Hyèges-Tartonne, caractérisée par la présence du synclinal tertiaire de Barrême, discordant sur le Crétacé.

Au nord de Tartonne, la ride anticlinale coupe la crête tithonique des Dourbes, avec une série de replis disharmoniques qui n'affectent que cet étage (Sommet de Couar).

Au nord de Draix enfin, à la traversée de la Bléone, cet axe se manifeste dans le Lias supérieur et le Bajocien sous forme d'un noyau anticlinal en genoux. Plus loin, au Col du Labouret, les pointements bien connus du gypse diapir appartiennent encore au même axe. Nous étudierons successivement ces trois sections.

La série de coupes de la figure 11 montre la première de ces sections. L'anticlinal d'Hyèges proprement dit apparaît sur la droite, n'amenant au jour le Barrémien que d'une façon discontinue. Il est toujours dissymétrique, le versant ouest étant étiré et parfois faillé.

⁽¹⁾ BOUSSAC. — Études sur le Nummulitique alpin (p. 182, fig. 73).

Au nord, il fait place à une faille verticale franche, dont le rejet augmente progressivement. Une source salée (coupe *b*) montre le voisinage du Trias. Nous retrouverons cette faille plus loin, page 53.

L'anticlinal d'Hyèges est bordé à l'ouest par le synclinal de la Sapée, au centre duquel on trouve les épais conglomérats de la molasse rouge (Stampien) sensiblement concordants sur le Crétacé supérieur.

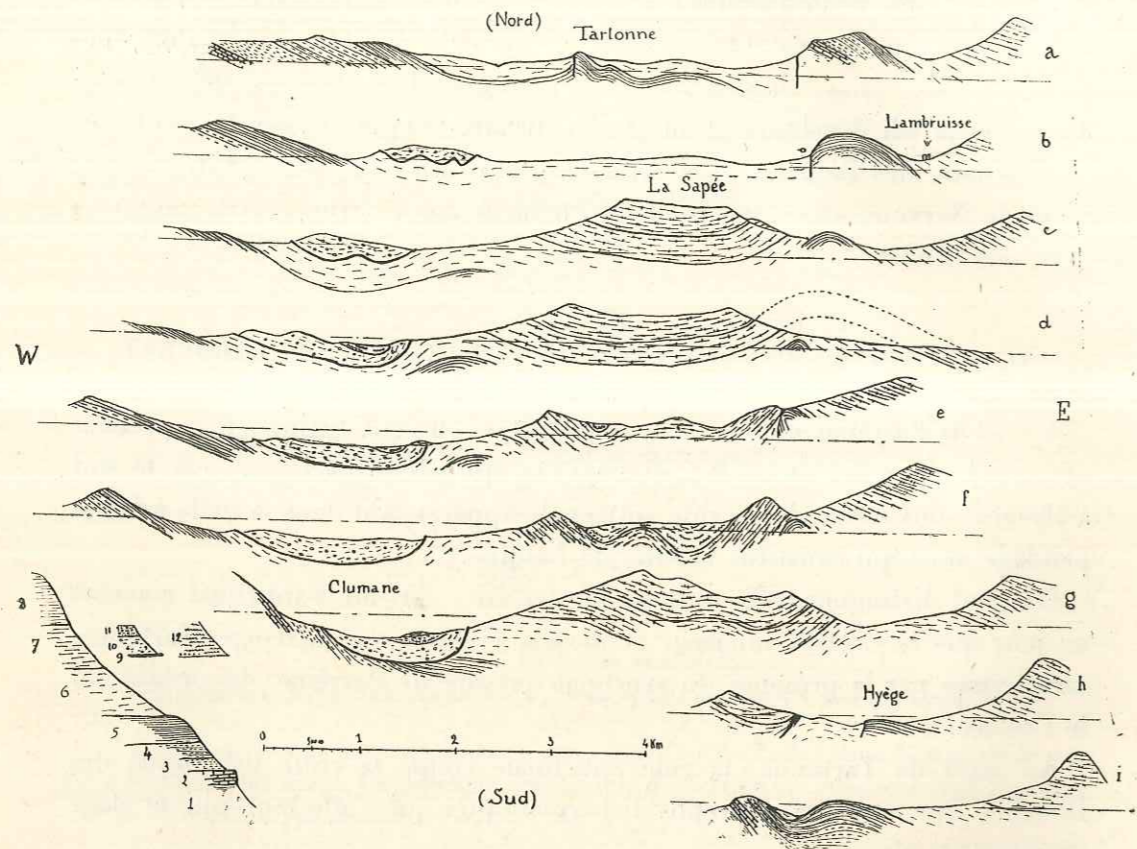


Fig. 11. — Série de coupes à travers le synclinal de Barrême et l'anticlinal d'Hyèges, entre Tartonne et Moriez. (Emplacement des coupes indiqué fig. 4.)

1, marnes oxfordiennes; 2, calcaires du Séquanien au Portlandien; 3, marnes valanginiennes; 4, Hauterivien (marno-calcaire); 5, Barrémien (calcaire); 6, Aptien (marnes); 7, Cénomaniens (marnes à cordons calcaires); 8, Turonien-Sénonien (calcaires marneux); 9-10-11, Sannoisien: 9, calcaires et conglomérats de base; 10, marnes et grès; 11, conglomérats à *Natica crassatina*; 12, Molasse rouge (Stampien).

Par suite des mouvements successifs, à ce synclinal succède immédiatement le synclinal de Barrême dont les dépôts commencent avec le Sannoisien (voir Boussac). On a vu que, à l'ouest, le Sannoisien était transgressif sur l'Aptien,

le Barrémien et même l'Hauterivien. A l'est, il repose uniformément sur l'Aptien, mais tout le Crétacé supérieur existe à un kilomètre de là, prouvant la discordance.

Boussac a montré que la molasse rouge était transgressive sur le versant est de l'anticlinal.

Le schéma ci-contre (fig. 12) illustre les phases de plissement successives (cf. coupe *f*, fig. 11) :

I. Au moment de la transgression latorfienne existait une flexure assez marquée. On sait que plus à l'est, à Annot et Argens, la mer latorfienne a laissé des dépôts concordants sur le Crétacé supérieur. Notre flexure corres-

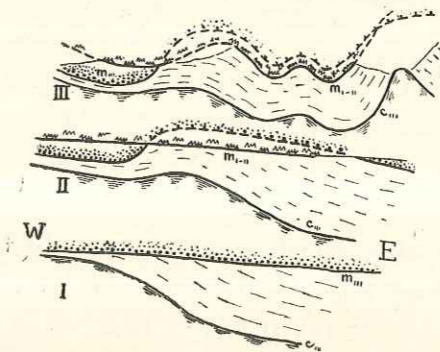


Fig. 12. — Schéma des plissements successifs de la région Barrême-Hyèges.

c_{III} , sommet du Barrémien; m_{III} , base du Sannoisien; m_{II} , base de la Molasse rouge. I, au Sannoisien; II, au Stampien; III, état actuel.

pond au bord de la dépression nummulitique (d'ailleurs accidenté de rides est-ouest).

II. Après le dépôt du Latorfien, une ride anticlinale apparaît à l'est de ce qui devient ainsi le synclinal de Barrême. Les dépôts nummulitiques qui joignaient Annot et Barrême, et qui marquaient la progression de la transgression du Latorfien au Sannoisien sont enlevés sur cette ride (La Sapée). La molasse rouge se dépose sur cette région, mais sans aller très loin vers l'est.

III. Enfin, la dernière phase des mouvements alpins (Pontique) accentue cette ride anticlinale et la double d'autres plis parallèles.

On voit que la flexure initiale (I) et les mouvements ultérieurs se contraignent, et masquent l'anticlinal compris entre les synclinaux de Barrême et de la Sapée. Nous verrons cet anticlinal réapparaître dans la région de la Cime de Couar, au nord, et au sud où il passe brusquement à un accident très accusé, au nord de Gévaudan.

Au voisinage de la Cime de Couar, la crête nord-sud des Dourbes s'infléchit brusquement à l'est, le Jurassique supérieur qui la constitue étant affecté

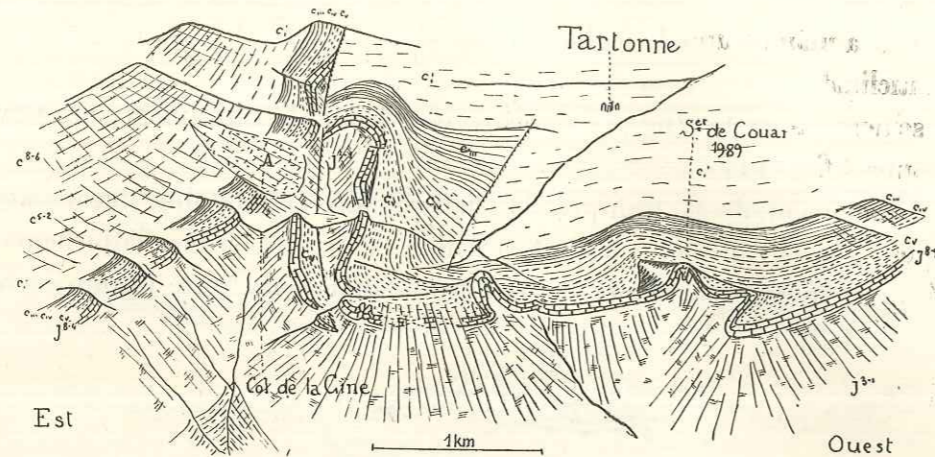


Fig. 13. — Vue cylindrique de la région Col de la Cime-Signal de Couar, prise du nord (légende générale).

d'une série de replis dirigés vers le sud-est, avant de reprendre la direction nord-sud à l'est du Col de la Cime (Sommet de la Pompe).

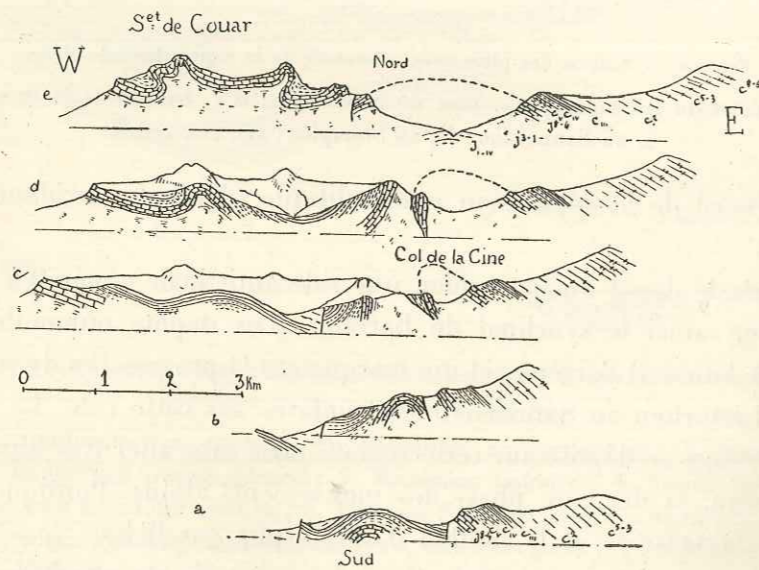


Fig. 14. — Cinq coupes à travers la même région (pour leurs emplacements, voir fig. 4) [même légende].

Le détail de ces replis est donné par les figures 13 (vue cylindrique) et 14 (série de coupes).

La faille qui apparaît à gauche (fig. 13) est celle qui prolonge l'anticlinal d'Hyèges. Les replis situés plus à droite prolongent donc l'anticlinal compris entre la Sapée et Barrême. Mais ces replis, assez simples dans le Barrémien, deviennent beaucoup plus compliqués dans le Jurassique.

Outre ces replis, une duplication existe à l'ouest du Col de la Cime, puisqu'on trouve là deux lames jurassiques entre l'Oxfordien du col et le Crétacé de Tartonne. Ceci tient à ce que la faille vue en premier lieu passe entre ces deux lames, sa lèvre est prenant une allure anticlinale.

Au nord du Col de la Cime, on peut suivre l'anticlinal dans le Jurassique moyen. Très peu marqué dans la coupe de la Bléone, il comporte à Beaujeu un noyau de Lias calcaire dans le Lias marneux avec charnière dont le flanc inverse atteint la verticale. Un accident beaucoup plus remarquable est celui ou plutôt ceux du Col du Labouret, où le gypse du Trias a jailli sous forme de pli diapir dans le Bathonien marno-schisteux, sans entraîner les terrains intermédiaires. On observe de véritables filons de Trias avec gypse, dolomies capucins et cargneules, injectés au milieu des couches tranquilles du Bathonien redressé.

HAUT-VERDON.

A l'est de l'anticlinal d'Hyèges s'étend une vaste région où le régime tabulaire du Crétacé supérieur, recouvert de Nummulitique, n'est troublé que par une ride anticlinale nord-ouest-sud-sud-est. C'est la région dont nous avons indiqué le rôle page 30⁽¹⁾.

Avant d'en aborder l'étude, mentionnons brièvement la façon dont cette ride affecte le Jurassique supérieur à Blériers, à la traversée de la Bléone. La série des coupes (fig. 15) montre surabondamment ce repli très régulier, qui donne une forme en S à la trace du Tithonique sur la carte.

Dans la région d'Annot, le Crétacé supérieur atteint une très grande épaisseur (800 m.), qui paraît d'ailleurs diminuer légèrement vers le nord. A l'inverse de Barrême, les couches tertiaires sont concordantes sur le Crétacé. Si nous laissons de côté des couches à Cérithes très peu étendues (Branchai), le

(1) On trouvera des indications plus détaillées sur le nord de cette région dans :

GUBLER-WAHL (Yvonne). — Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du Haut-Verdon et du Bachelard (*Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 174, t. XXXII, p. 427, 1929). La nappe de l'Ubaye a fait l'objet de la thèse du même auteur : la nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette (Paris, 1928).

Nummulitique (ici Lattorfien) présente sa coupe classique dans la région : calcaires et conglomérats à la base (qui diminuent d'importance vers le nord), marnes bleues, plus calcaires vers le nord, et Grès d'Annot.

Les lambeaux nummulitiques conservés sont assez nombreux pour permettre de reconstituer la surface du calcaire nummulitique, dont la figure 16 donne une carte structurale.

On peut distinguer un vaste plateau très régulier qui s'étend au nord d'Annot. Vers le nord-est, les couches plongent vers Colmars où elles sont cheu-

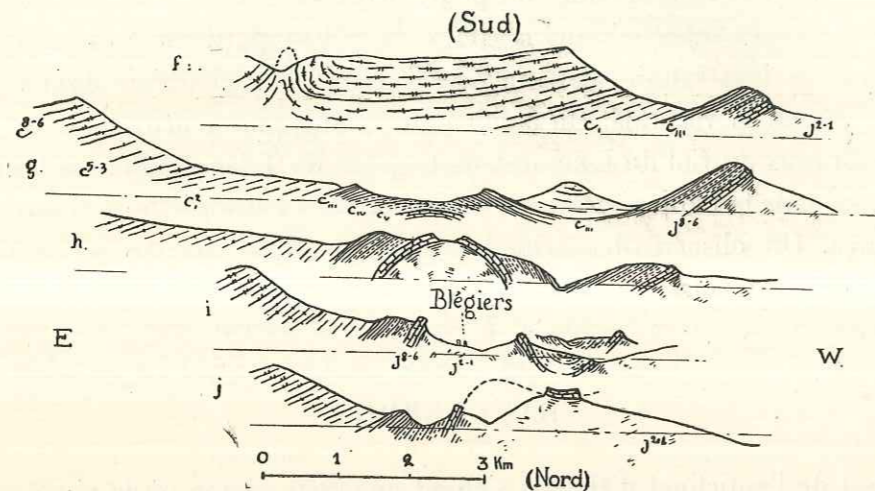


Fig. 15. — Cinq coupes à travers le repli de Blégiers (emplacements, fig. 4).
Figurés et notations générales.

chées par la nappe de l'Ubaye. A l'est, les couches se relèvent assez rapidement (Sommet des Aiguilles de Pelens, etc.) amorçant ainsi le bombement qui amène au jour le Permien du Dôme de Barrot. A l'ouest, un certain nombre de lambeaux montrent la charnière par laquelle les couches se relèvent pour former une ride anticlinale bien marquée, franchement déversée vers l'ouest en son milieu (Sommet de Cordœil au nord d'Argens). A cette ride succède une région qui paraît peu accidentée.

La figure 17 donne la coupe longitudinale suivant l'axe des deux zones synclinales, d'Allons-Argens et d'Annot. On remarquera l'abaissement de la seconde à Annot. Quant à la première, elle manifeste une forte élévation dans la région de Thorame, où affleure en effet un dôme méso-crétacé.

Les mêmes particularités ressortent sur les six coupes transversales de la figure 17. Considérons en particulier la coupe *c* : nous voyons que le Cénomaniens du bombement de Thorame ne participe nullement à la ride anticlinale

de Cordœil, pourtant très accusée, et nettement chevauchante sur le synclinal d'Argens. Une disharmonie très nette existe donc entre les plis au niveau du Nummulitique, dont nous avons précisé l'allure (fig. 16), et ceux des terrains

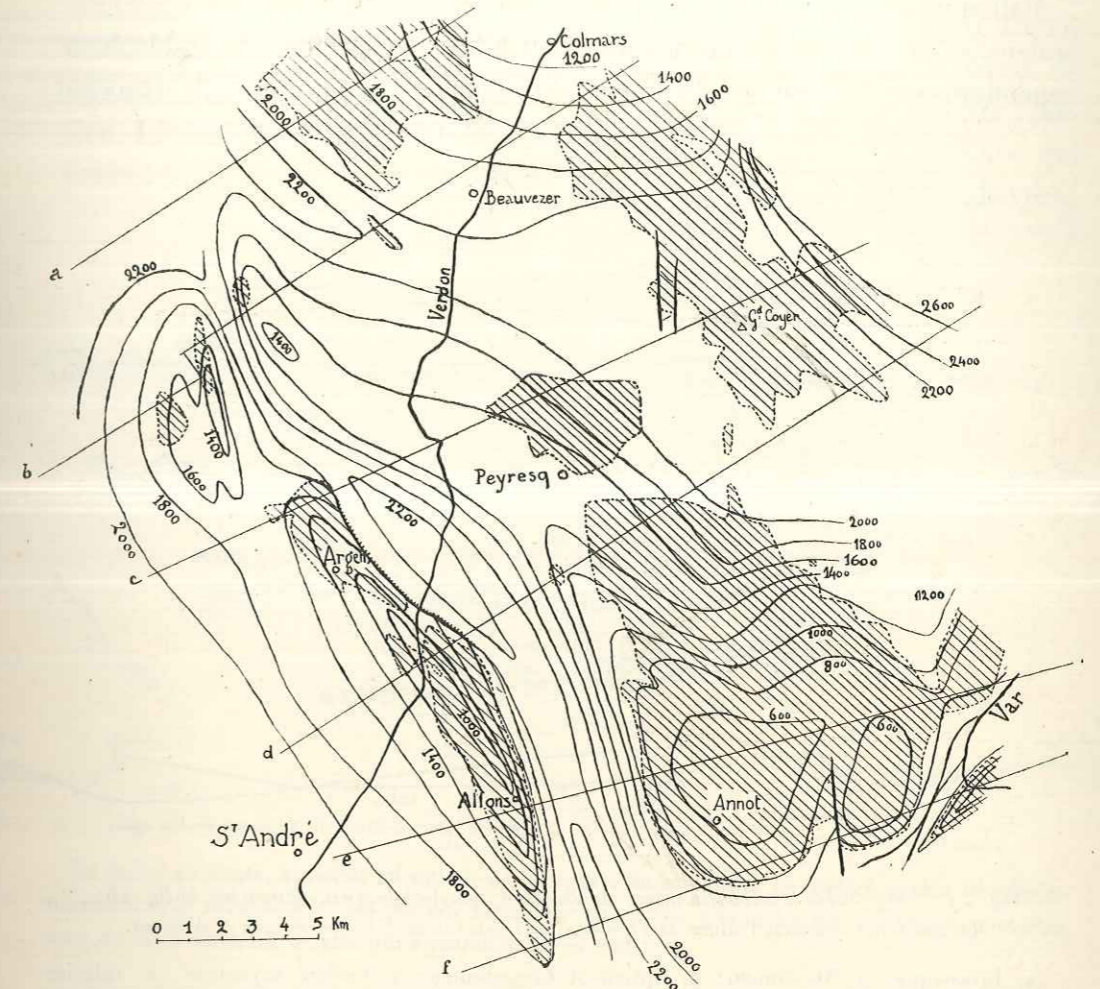


Fig. 16. — Carte structurale de la région de Thorame.

Les courbes (équidistance : 200 m.), définissent l'allure de la base du Nummulitique. L'extension de celui-ci est indiquée par des hachures ⁽¹⁾.

antérieurs. C'est le Crétacé supérieur qui permet cette disharmonie. Il est souvent affecté de petits replis très nombreux absolument désordonnés; malgré

(1) La direction du synclinal d'Annot, par rapport à la vallée du Verdon, rend vraisemblable un ancien cours de celui-ci, par la Colle-Saint-Michel et Annot, vers le Var, d'où le cours actuel serait dérivé par captures. Voir : GOGUEL (Jean). — La formation du réseau hydrographique du Verdon. (*Ann. Géographie*, N° 251, XLIV^e année, 15 septembre 1935, p. 492.)

son faciès de calcaire relativement dur, il arrive à se comporter comme un terrain meuble, par suite du jeu très facile entre ses bancs, et grâce à sa très grande épaisseur.

Malheureusement, l'érosion n'atteint le Mésocrétacé que très exceptionnellement, et nous ne pouvons préciser son allure tectonique. Il semble bien, cependant, que le dôme de Thorame soit allongé est-ouest, à angle droit par

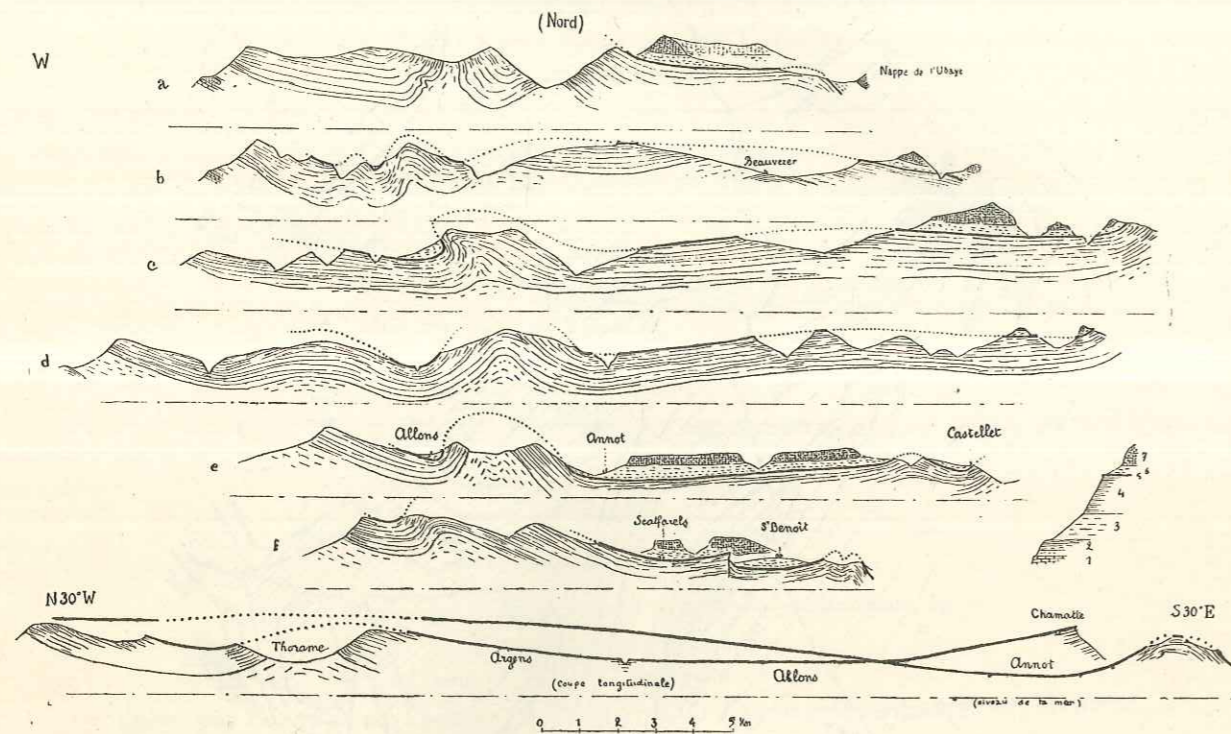


Fig. 17. — Six coupes à travers la même région (dont l'emplacement est indiqué sur la fig. 16), et une coupe donnant l'allure de l'axe des deux synclinaux d'Allons-Argens et d'Annot.

1, Jurassique; 2, Néocomien; 3, Aptien et Cénomaniens; 4, Crétacé supérieur; 5, calcaire nummulitique; 6, marnes nummulitiques; 7, Grès d'Annot.

conséquent des rides superficielles, comme les accidents situés plus au sud. Rien ne permet d'affirmer qu'un dôme méso-crétacé tel que celui de Thorame ne corresponde pas en profondeur à un accident plus complexe. Un chevauchement dans la série jurassique rapprocherait d'une façon très vraisemblable cette région de celles que nous étudierons plus au sud.

C'est sans doute dans ce caractère très superficiel de la ride de Cordœil qu'il faut chercher la raison de son style tectonique : ride assez accusée comprise entre régions tabulaires, et de son indépendance par rapport aux directions

des accidents plus profonds. Cette ride résulte peut-être de la compression générale de la région, à laquelle les terrains profonds auraient obéi par une compression plastique, impossible pour les terrains superficiels. Si l'on voulait expliquer le ridement superficiel par une poussée également superficielle, on pourrait en chercher l'origine dans une partie de la nappe de l'Ubaye située au sud de celle qu'on observe actuellement et enlevée par l'érosion. Léon Bertrand a formulé l'hypothèse d'une telle extension ancienne qui permet de rapporter le pli couché du Mounier (au nord du Dôme de Barrot),

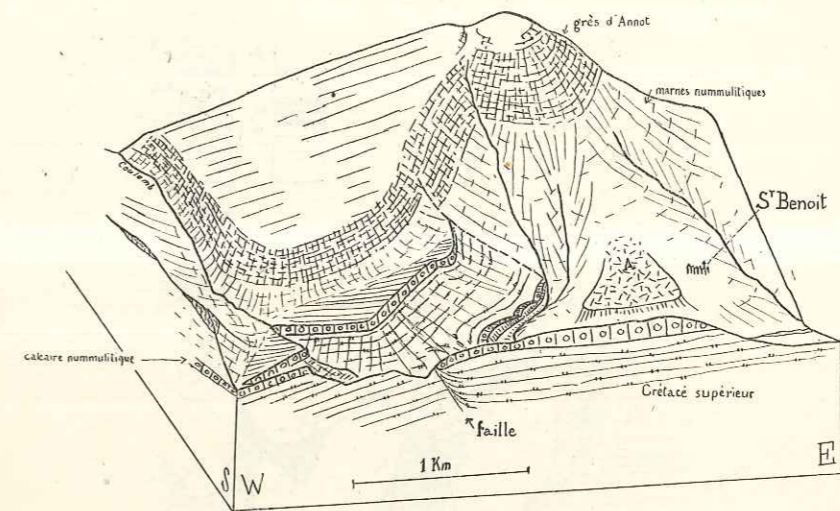


Fig. 18. — La faille de Saint-Benoît. Vue du S. 14° W., pente 1/3, base au niveau de la mer.

La faille, en tireté, apparaît au milieu de la figure, faisant buter le Crétacé contre le calcaire nummulitique rebroussé et les marnes nummulitiques. Elle affecte les Grès d'Annot, peut-être avec un rejet inférieur à celui qui apparaît plus au sud.

à l'entraînement de la couverture autochtone du Mercantour par la nappe sus-jacente⁽¹⁾.

La coupe longitudinale de la figure 17 montre une remontée d'axe très rapide du synclinal d'Annot au sud de cette localité. En réalité, il ne s'agit plus d'un mouvement axial. A partir de là, les plis qui affectent le Nummulitique obéissent à la nouvelle direction est-nord-est-ouest-sud-ouest. Nous les étudierons dans le chapitre vi.

⁽¹⁾ BERTRAND (Léon). — Sur l'extension originelle probable des nappes de charriage alpines dans les Alpes-Maritimes (*B. S. G. F.*, 4, VIII, p. 136, 1908).

Entre Scaffarels et Saint-Benoît, une faille affecte cette bordure de la cuvette d'Annot (fig. 17, coupe *f*, et fig. 18). Cette faille comporte un certain rebroussement de la lèvre abaissée.

CHEVAUCHEMENT DE LAUPPE—DEMANDOLX.

La région synclinale relativement tranquille du Haut-Verdon est limitée à l'ouest par le chevauchement des Dourbes. Le chevauchement de la série de

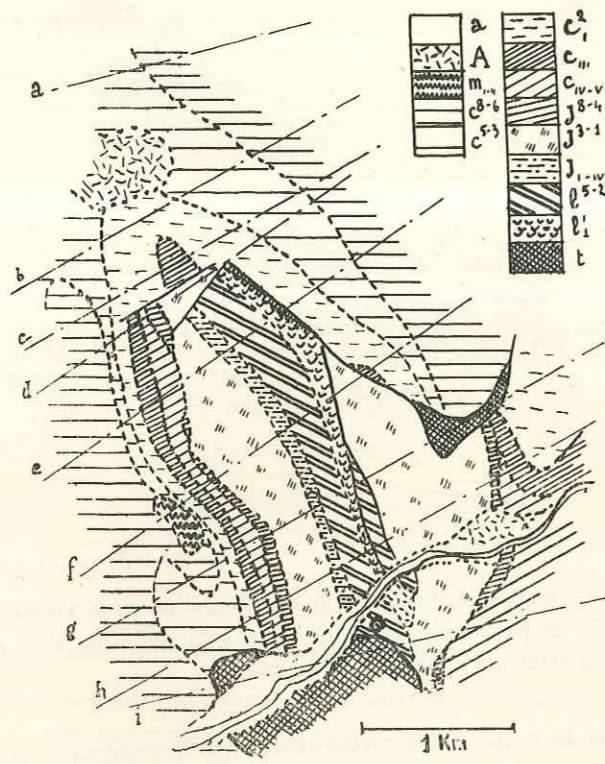


Fig. 19. — Carte géologique de la rive droite de l'Asse au nord de Gévaudan; avec les emplacements des coupes de la figure 10.

a, alluvions; *A*, éboulis; *m*, mollasse rouge (Stampien); *c⁸⁻⁶*, Sénonien-Turonien; *c⁵⁻³*, Cénomaniens; *c²*, marnes aptiennes; *c_m*, Barrémien; *c_{iv-v}*, Hauterivien-Valanginien; *j⁸⁻⁴*, Tithonique; *j³⁻¹*, marnes oxfordiennes; *j_{i-iv}*, Bathonien-Bajocien; *l⁵⁻²*, Lias calcaire; *l₁*, Infralias; *t*, Trias.

Lauppe, que nous allons décrire, joue le même rôle vers le sud et relaie donc en quelque sorte le chevauchement des Dourbes. Nous avons vu la façon dont

celui-ci s'enracine près de Barrême; le chevauchement de Lauppe prend naissance de l'autre côté du synclinal tertiaire, à Gévaudan, d'où il se poursuit jusqu'au delà de Demandolx.

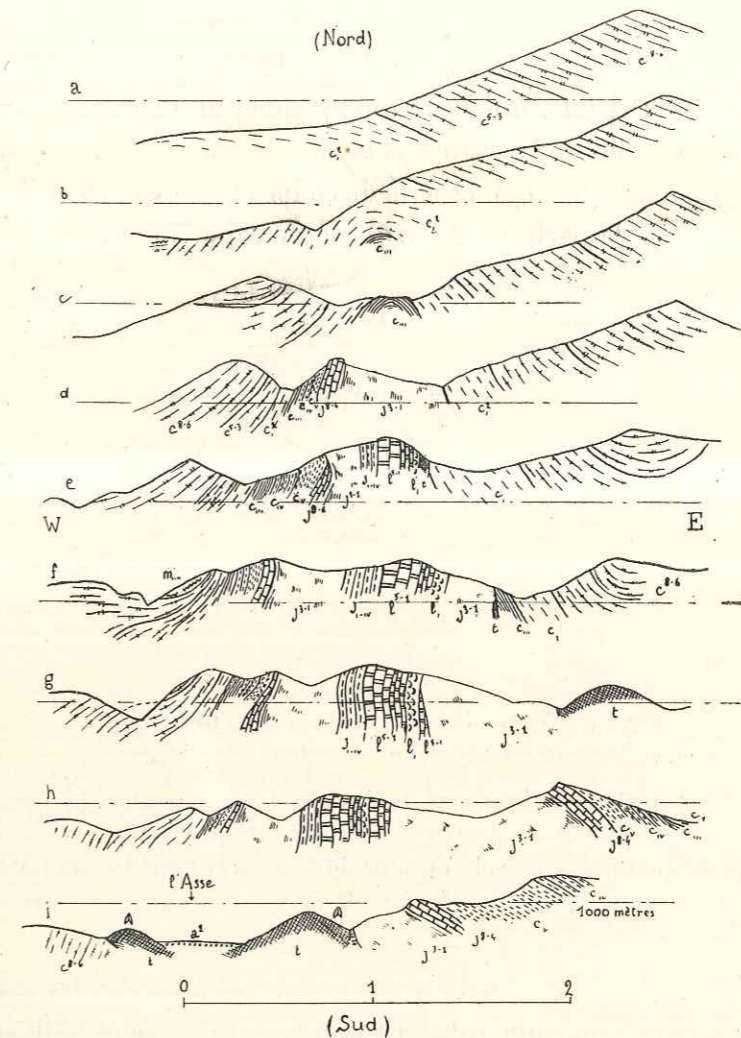


Fig. 20. — Neuf coupes à travers l'accident de Gévaudan. (Voir fig. 19 pour l'emplacement des coupes et les notations.)

Les trois premières coupes passent au nord de la première faille, la coupe *d*, entre les deux failles de décrochement, et les coupes suivantes plus au sud.

A Gévaudan, sa naissance est marquée par un petit accident assez complexe, que nous allons décrire. A Demandolx, il s'enracine mais il est immédiatement relayé par d'autres accidents (voir ci-après, chap. iv, p. 154).

Dans la série de Lauppe, nous aurons à étudier d'une part le chevauchement proprement dit, marqué par une certaine indépendance des couches inférieures les unes par rapport aux autres, d'autre part, la dalle supérieure (Jurassique supérieur), dont le pendage nord, assez régulier, est troublé par quelques failles dont l'une a donné lieu à l'accident de Courchons.

Au point de vue des axes anticlinaux, l'accident de Gévaudan se place sur l'anticlinal, fort peu visible, qui sépare le synclinal de Barrême de celui de la Sapée (p. 51). Nous allons le décrire en allant du nord au sud. On suivra notre description sur la carte (fig. 19), la série de coupes (fig. 20) et le stéréogramme (fig. 21) qui montre la partie septentrionale de cet accident.

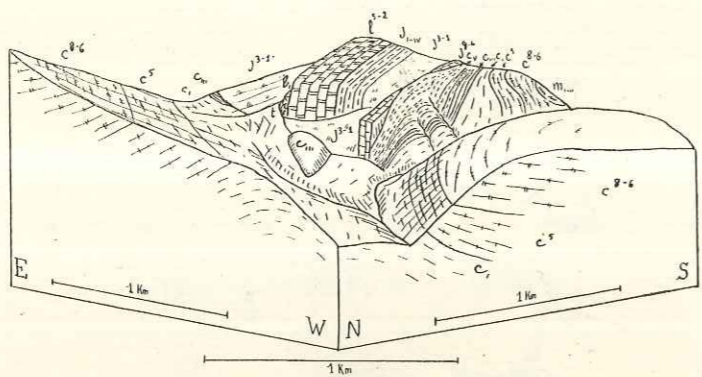


Fig. 21. — Terminaison nord de l'accident de Gévaudan.
Vue du nord-ouest, pente 1/5, base à 500 mètres; notations générales.

Au centre, le bombement c_m indique l'axe de l'anticlinal encore régulier. La série jurassique apparaît par deux failles transversales. Remarquer les étirements qui amènent en contact les marnes oxfordiennes et valanginiennes. Au fond, à gauche du Lias, on aperçoit des marnes oxfordiennes du flanc est, et un lambeau barrémien. (Cf. coupe *f*, fig. 20.)

On voit d'abord l'axe anticlinal s'accuser dans le Crétacé et faire apparaître au jour une voûte néocomienne régulière (coupes *a*, *b*, *c*). Deux failles de décrochement coupent cet anticlinal naissant, et changent complètement son allure. Il apparaît une série jurassique complète, qui va jusqu'au Trias, et se trouve en continuité avec le Crétacé du flanc occidental de l'anticlinal. On observe dans cette série quelques étirements de couches qui affectent en particulier le Jurassique supérieur et amènent parfois en contact les marnes oxfordiennes et valanginiennes. Entre les deux failles, la série jurassique ne descend que jusqu'aux marnes oxfordiennes. Le flanc oriental, coupé à sa base par une surface de contact anormal, ne comprend que le Crétacé moyen et supérieur, avec

un petit lambeau barrémien, jusqu'au col de l'ancien sentier Hyèges-Clumane, où s'injecte une masse de Trias gypseux. Au sud de ce col, le flanc oriental comprend le Néocomien et le Jurassique supérieur, fortement laminés, qui se prolongent par toute la série de Lauppe.

Les marnes oxfordiennes qui appartiennent à cette série de Lauppe s'appuient contre la base de la série verticale du flanc occidental, et s'intercalent entre cette série et la série de Crétacé moyen et supérieur qui constitue plus au nord le flanc oriental.

Entre l'Infralias du flanc ouest et l'Oxfordien du flanc est vient s'intercaler une lame de Lias (*g*, *h*). On peut la considérer comme appartenant au flanc est, bien qu'il n'y ait pas trace de charnière, et que les marno-calcaires bajociens-bathoniens manquent; mais il semble que ce deuxième Lias répète parallèlement le premier, et soit de même sens. Il y aurait alors une duplication dans le flanc ouest.

Il n'est pas possible de choisir formellement entre ces deux hypothèses, d'autant qu'à partir de la vallée de l'Asse tout disparaît sous une grande masse de gypse triasique extravasée, qui semble surgir à la base des marnes oxfordiennes, et marque la base du chevauchement de Lauppe (voir fig. 23), et sur laquelle nous reviendrons à propos de la série de la Blache ⁽¹⁾.

On peut résumer les choses de la façon suivante : comme, plus au sud, la série de la Blache (p. 126), la série de Lauppe

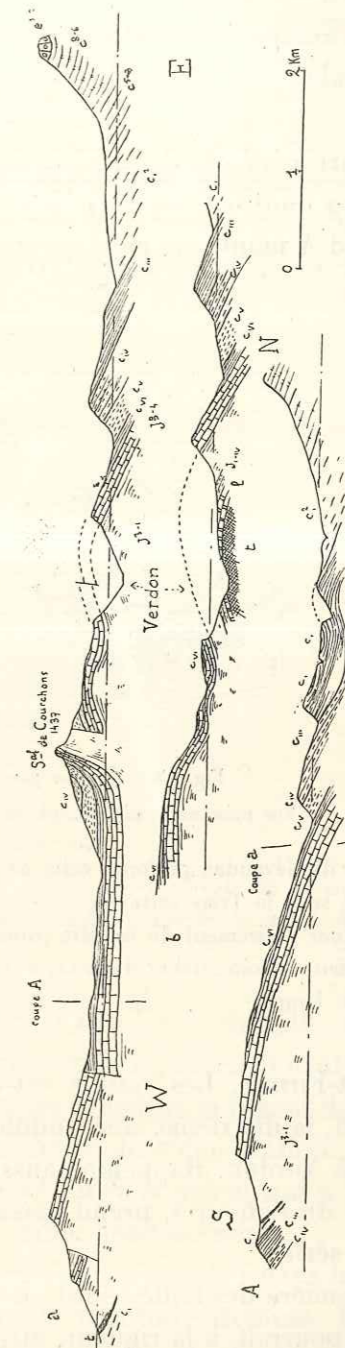


Fig. 22. — Trois coupes à travers la série de Lauppe.
(*a* et *b*, est-ouest, *A*, nord-sud). Voir leurs emplacements figure 4; notations générales.

⁽¹⁾ Voir : LANQUINE (A.). — Le Trias supérieur de la vallée de l'Asse à l'ouest de Moriez et sa situation tectonique (*B. S. G. F.*, 4, XXV, p. 355, 1925).

apparaît brusquement, au milieu d'une masse de gypse triasique extravasée. A l'origine, elle est étirée et ne comprend pas de termes antérieurs aux marnes oxfordiennes. En face du point où apparaît cette série, tout un bloc de la couverture, rompu à ses extrémités, a été poussé vers l'ouest, et redressé jusqu'à la verticale.

L'allure générale de la série de Lauppe est indiquée par les coupes de la figure 22 dont les emplacements sont indiqués sur la carte (fig. 4). La coupe nord-sud A montre le pendage nord, à peine troublé par la légère ondulation

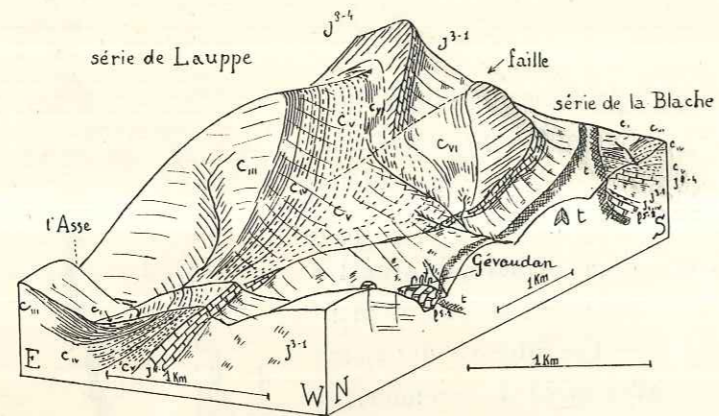


Fig. 23. — La rive gauche de l'Asse, à l'est de Gévaudan.
Vue prise de N. 25° W., pente 1/4, base 500 mètres. Notations générales.

Le Lias de Gévaudan prolonge celui de la rive droite, mais disparaît sous une coulée boueuse et surtout sous le Trias extravasé.

Remarquer l'étirement du calcaire jurassique entre les marnes oxfordiennes et valanginiennes.

Tout à fait à droite, début de la série de la Blache (p. 122). Noter également la faille qui coupe la série de Lauppe.

de Saint-Firmin. Les coupes est-ouest montrent, la première quatre failles nord-sud, la deuxième, une ondulation de même direction correspondant à la vallée du Verdon. Rappelons aussi que l'anticlinal Hyèges-Tartonne-col de la Cine-col du Labouret, prend naissance sous forme d'un repli très peu marqué de cette série.

La première des failles nord ou nord-nord-ouest, au sud de Gévaudan (voir fig. 23) pourrait, à la rigueur, être considérée comme faille de glissement. La seconde (carte, coupe a) mesure près de quatre kilomètres (rejet : cent mètres); elle ne paraît pas se prolonger vers Saint-Firmin où une dépression synclinale

peu marquée, grossièrement orientée nord-est, a permis la conservation de quelques lambeaux de marnes aptiennes (coupe A).

Le troisième accident (Courchons) est plus important : au col des Robines, il se réduit à une simple faille (fig. 26, a) verticale (nord 20° ouest) qui passe au débouché est du tunnel et fait buter les marnes aptiennes à l'est contre le Barrémien à l'ouest.

En suivant cette faille vers le sud on la voit affecter des terrains de plus en plus anciens. Mais, à hauteur du col franchi par la route de Saint-André à Courchons, les choses se compliquent. Alors que jusque-là les pendages

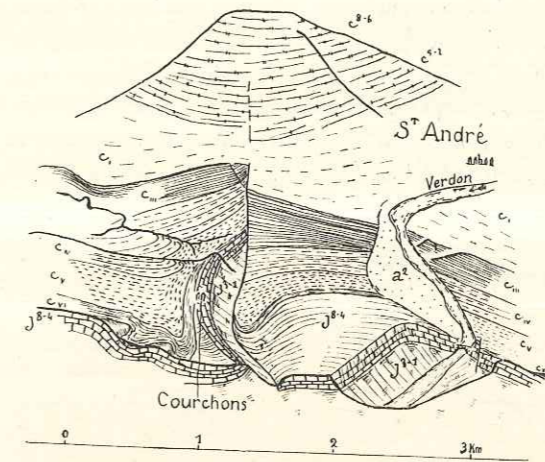


Fig. 24. — Vue de l'accident de Courchons,
prise du S. 31° E., avec une pente 0,3.

Cette vue est approximativement cylindrique pour la partie septentrionale de l'accident. Au sud, au contraire, le pendage nord des bancs est plus faible et la figure montre la surface des bancs jurassiques.

étaient restés sensiblement les mêmes de part et d'autre de la faille, on voit en effet le pendage du Jurassique supérieur augmenter rapidement et atteindre 65° vers l'ouest (c). Le Jurassique ainsi redressé constitue le Signal de Courchons; au village on constate que ce redressement brusque n'affecte, en le laminant, qu'une petite partie du Jurassique et du Néocomien, qui à peu de distance de là restent très réguliers, avec un faible pendage nord.

A partir de là l'accident tourne vers l'est, et vient déboucher dans la vallée du Verdon avec une forme analogue bien que d'amplitude atténuée. Dans le prolongement de sa direction initiale on trouve une série de flexures en escaliers dont le rejet est de même sens (fig. 22, coupe b).

La partie nord de cet accident le rapproche évidemment des autres failles

de même direction qu'on trouve dans la région. Ce n'est qu'à la limite de la masse calcaire du Jurassique supérieur et du Néocomien, et des marnes oxfor-

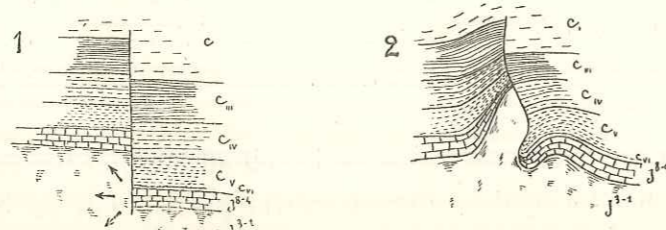


Fig. 25. — 1. Coupe d'une faille ordinaire. — 2. Coupe de l'accident de Courchons (cf. fig. 24).

On peut supposer que, dans une première phase, l'accident constitué par une simple faille avait la forme 1. Dans une seconde phase, qui a pu succéder immédiatement à la première, les couches ont subi une poussée transversale, c'est-à-dire dirigée comme celle qui a formé le synclinal tout proche d'Allons-Argens. La poussée exercée par le calcaire rigide du Jurassique supérieur a été transmise par l'Oxfordien dans toutes les directions. Elle a repoussé et étiré le calcaire jurassique de la lèvre relevée et donné à l'ensemble l'allure de la coupe 2.

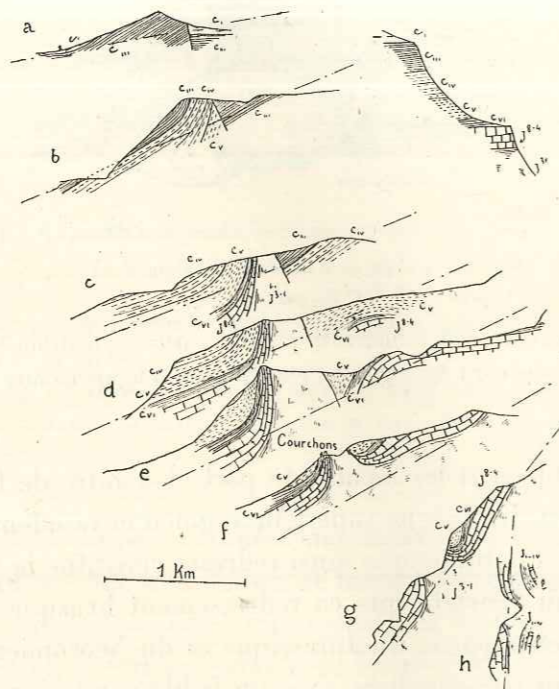


Fig. 26. — Huit coupes à travers l'accident de Courchons, rabattues autour de l'horizontale de 1.000 mètres (en traits mixtes).

La coupe normale de la série est indiquée dans l'angle. Notations générales, avec C_{VI}, Berriasien. diennes beaucoup plus plastiques qu'apparaît une irrégularité. Comme l'indique la figure 25, il semble que la déformation de la faille initiale résulte

d'une poussée transversale postérieure, perpendiculaire à sa direction, donc parallèle à celle qui a formé les rides que nous avons décrites plus au nord. La dissymétrie de terrains non homogènes de part et d'autre de cette faille suffit pour entraîner les déformations observées.

Au même groupe se rattache encore une faille nord-sud de 20 mètres de rejet, visible dans le Jurassique supérieur et le Berriasien au pont de Saint-Julien, sur le Verdon (fig. 24).

Nous ne trouverons pas, plus au sud, l'équivalent de cet ensemble de failles. Elles ont la même direction que les plissements du Nummulitique dans la région située au nord-est et paraissent en rapport avec eux.

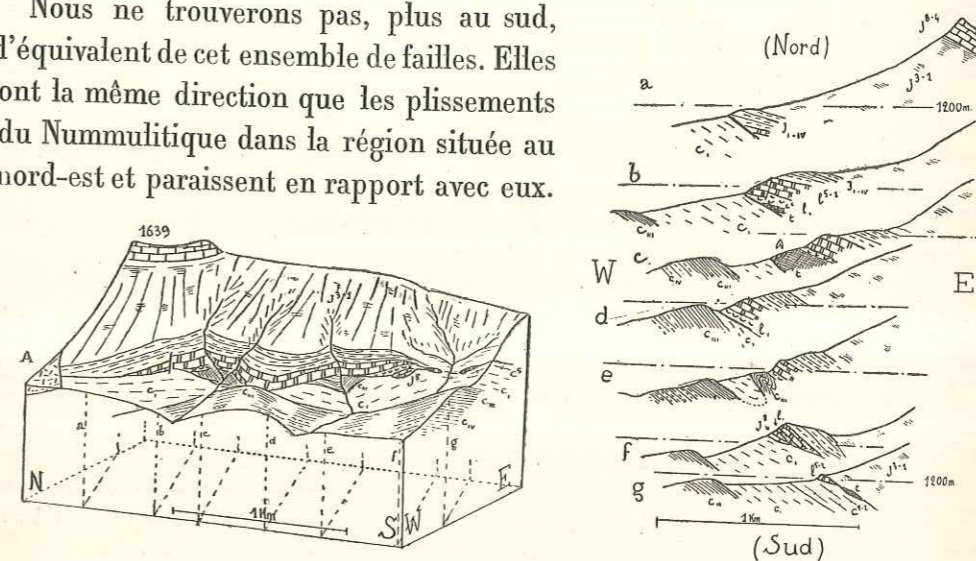


Fig. 27 et 28. — Le Lias à l'est de Lioux.

Fig. 27 : vu de W. 20° S., pente 1/5. — Fig. 28 : sept coupes placées à leur espacement naturel et dont les emplacements sont indiqués sur le stéréogramme.

Notations générales : A, coulée boueuse de Lioux.

Remarquer les lambeaux de flancs inverses entraînés par le chevauchement.

Pour étudier la base du chevauchement de Lauppe, revenons à la figure 23, qui montre l'origine de la série de Lauppe, et ses relations avec l'accident de Gévaudan. Cette figure montre une première faille nord-sud. On remarquera de plus l'absence du Lias à la base de la série. Au-dessus de Lioux, une mince bande de gypse triasique sépare seule les marnes oxfordiennes brunes des marnes aptiennes bleues du substratum (série de la Blache, elle-même chevauchante à peu de distance de là).

La masse calcaire infra-oxfordienne n'apparaît à la base de la série de Lauppe que d'une façon discontinue, le contact se faisant fréquemment entre marnes oxfordiennes et marnes aptiennes avec interposition d'un peu de gypse triasique.

A l'est de Lioux, la série chevauchante se complète (fig. 27 et 28) par les

marno-calcaires bajociens, puis le Lias complet et une grande masse de gypse triasique. Sous le Lias, on voit apparaître des masses de Néocomien et de Jurassique supérieur qui ne peuvent être que des lambeaux de flancs inverses. Au sud, cet ensemble se lamine, et quelques bancs de Lias jalonnent avec le Trias le contact entre marnes oxfordiennes et aptiennes.

Lorsque le Lias et le Bajocien réapparaissent près de la Baume (fig. 29 et 30), ils présentent d'abord une allure en charnière très nette, les marno-calcaires enveloppant complètement le Lias. Plus à l'est (La Baume), les bancs

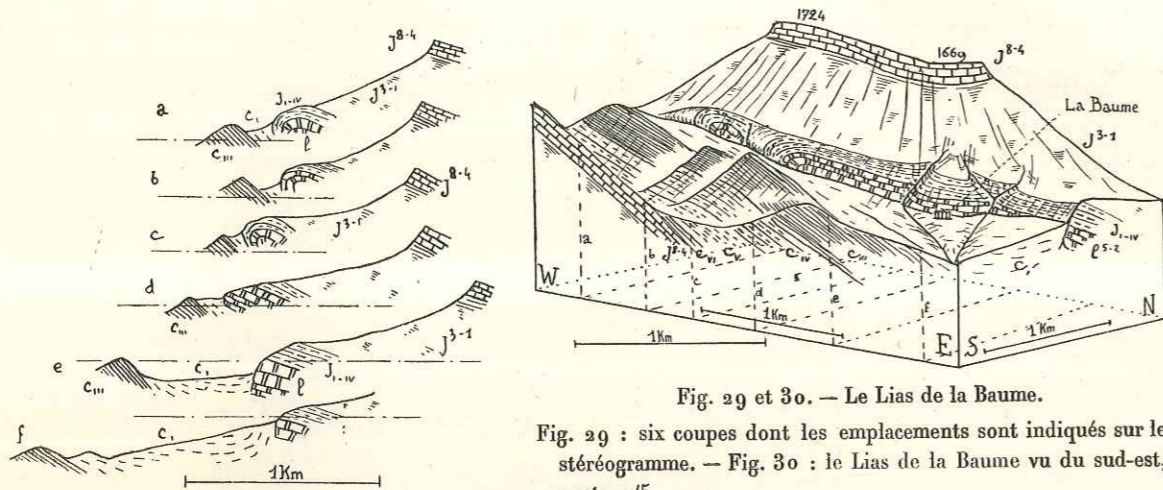


Fig. 29 et 30. — Le Lias de la Baume.

Fig. 29 : six coupes dont les emplacements sont indiqués sur le stéréogramme. — Fig. 30 : le Lias de la Baume vu du sud-est, pente 1/5.

A gauche, sur le stéréogramme, Néocomien de la série de la Blache (ravin du Cheiron); à la Baume, on voit les marnes aptiennes refluer devant le Lias chevauchant. A l'ouest, celui-ci s'enveloppe dans une charnière de marno-calcaire bajocien et bathonien.

restent horizontaux et en succession normale. En voyant disparaître progressivement les termes inférieurs, on a l'impression que les marnes aptiennes ont dû refluer devant le front du Lias, soit au moment de la mise en place tectonique, soit postérieurement, par un mouvement de reflux qui pourrait se poursuivre jusqu'à l'époque actuelle⁽¹⁾. En tout cas, cette disposition locale ne permet pas de mettre en doute, comme le voulait Guébard, la réalité même du chevauchement. La coupe du Verdon (fig. 31) est convaincante à cet égard.

Cette figure montre l'allure du chevauchement à la traversée de la vallée.

⁽¹⁾ Nous avons signalé un reflux analogue de marnes sur la tranche de bancs résistants surincombants, reflux qui n'est certainement pas tectonique. Compte rendu des collaborateurs pour 1932, feuille de Forcalquier (*Bull. Carte Géol. Fr.*, n° 190, p. 150, 1934).

Les marno-calcaires bajociens-bathoniens réapparaissent, avec une charnière très nette, sous Blarons. Le Lias complète la série un peu plus loin.

Sur l'autre rive, l'allure est symétrique, et les marnes oxfordiennes reposent directement sur le Valanginien de l'anticlinal de Castillon (voir chap. IV).

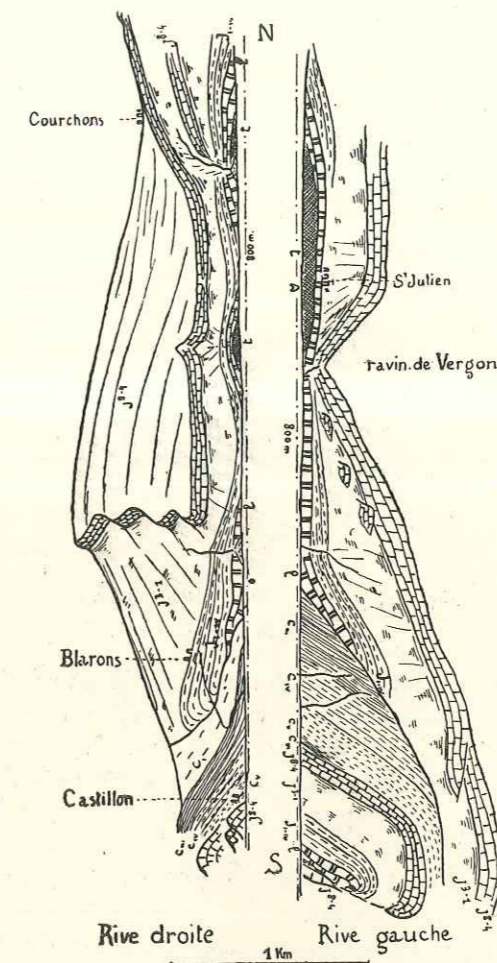


Fig. 31. — Coupe des deux rives du Verdon, à la traversée du chevauchement de Lauppe.

Sur la rive droite, on voit aboutir l'accident de Courchons (cf. fig. 26, coupe h). En face de Saint-Julien, les marno-calcaires et le Lias paraissent étirés au-dessus du gypse triasique. Ils reprennent leur développement normal aux Blarons.

Sur la rive gauche, remarquer trois blocs affaîssés sur la rive gauche du ravin de Vergons. Au-dessus de l'anticlinal de Castillon, un pan de Jurassique supérieur s'est également affaîssé par faille. Le Lias et les marno-calcaires bajociens et bathoniens semblent avoir été arrêtés par la saillie de l'anticlinal de Castillon.

On a signalé depuis longtemps l'énorme accumulation de gypse triasique de Saint-Julien. Il semble que, sur la rive droite, en face de Saint-Julien, le Lias et les marno-calcaires soient étirés. Le Trias semble s'être accumulé en arrière, tandis que les terrains plus récents poursuivaient leur chevauchement vers le sud. La région de Demandolx va nous donner un nouvel exemple de l'irrégularité avec laquelle la base de la série jurassique participe à ce chevauchement (fig. 32-33).

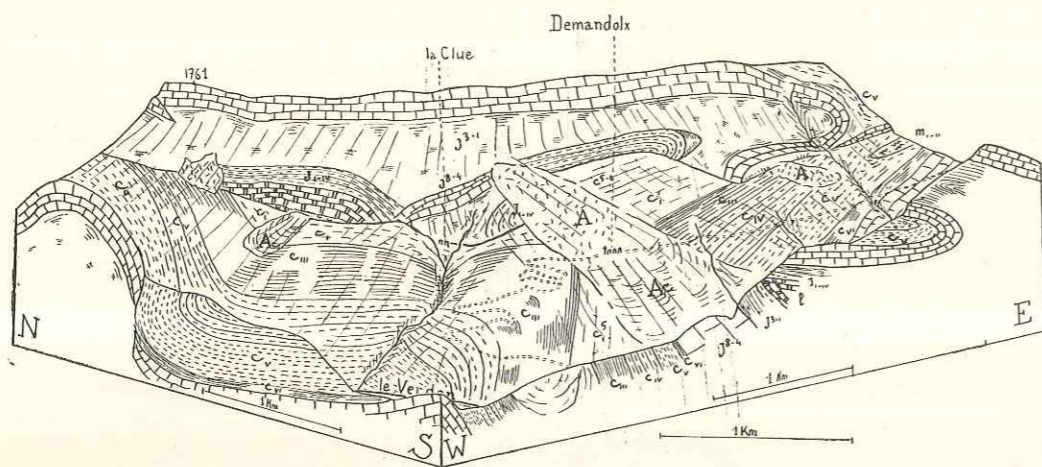


Fig. 32. — Environs de Demandolx.
Vue prise du sud-ouest, pente 1/4.

A titre de repère, on a figuré la route de Demandolx et Soleilhas; notations générales.

La série chevauchante occupe le fond de la figure; à gauche, elle comprend du Lias à sa base. Au milieu de la figure, au-dessus de la Clue, une série jurassique presque complète affaissée. A droite, la série présente une charnière anticlinale nette et s'enracine.

Le substratum sera étudié plus loin, page 150.

A gauche, anticlinal de Castillon.

Le Crétacé dessine un repli synclinal très accusé sous Demandolx, masqué en partie par des éboulis et, semble-t-il, une coulée boueuse.

A droite et en avant, la limite du stéréogramme coupe le pli de Tombalonne et du Teillon.

Alors que l'Oxfordien repose directement sur l'axe de l'anticlinal de Castillon, Bathonien, Bajocien, Lias et Infralias réapparaissent plus au sud, avec un très beau développement au-dessus des Crottes.

A l'est de «La Clue», on observe une série qui va du Bajocien au Tithonique, en contre-bas de la série principale. Il s'agit vraisemblablement d'un bloc glissé, plutôt que dénivelé par faille (fig. 33 a). Sa partie est disparaît d'ailleurs sous une masse étendue d'éboulis.

Au delà de ces éboulis, on ne voit plus que le Bajocien reposant sur l'Aptien et le Cénomaniens. Bientôt, le Bajocien se replie en charnière, et la partie supérieure du Jurassique apparaît plus au sud, constituant un anticlinal complet qui s'enracine. En même temps, une nouvelle lame jurassique apparaît plus bas, amorçant un chevauchement qui relaie le précédent.

Nous décrirons plus loin (p. 156) la façon assez complexe dont naît cette unité nouvelle, et ses rapports avec l'anticlinal de Cime Bernarde, qui surgit dans la

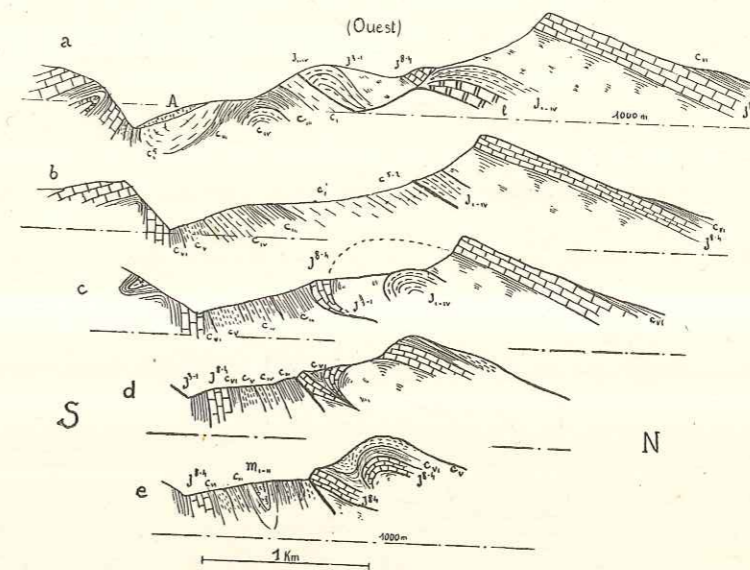


Fig. 33. — Cinq coupes autour de Demandolx (voir les emplacements des coupes, fig. 4); notations générales.

La coupe a traverse la masse affaissée de la Clue.

même région. Disons simplement que l'enracinement de la série de Lauppe-Demandolx ne marque pas la fin de la poussée vers le sud. Au contraire, cette poussée s'exerce à partir de là dans des conditions très complexes.

La poussée alpine ne s'est traduite dans la région qui va de la Bléone à Annot, et où tous les terrains atteignent une grande épaisseur, que par des rides espacées. En allant vers l'est et le sud, c'est-à-dire en nous rapprochant de l'arc de Castellane, nous la voyons produire des effets beaucoup plus énergiques. Toute la série mésozoïque est rompue et chevauche vers l'ouest et le sud. Nous allons décrire maintenant d'autres ruptures qui font suite à celles-ci.

CHAPITRE III.

DES DOORBES AU MOURRE DE CHANIER.

Ayant étudié dans le chapitre précédent la limite nord de notre région, nous arrivons maintenant au faisceau même des plis qui forment l'arc de Castellane. Pour la commodité de l'exposé, nous n'envisageons dans le présent chapitre qu'une première section qui comprend le groupe de plis compris entre le chevauchement des Doorbes au nord, la Palud au sud, Sénez à l'est et le Pontique détritique de Valensole à l'ouest.

Il suffit de jeter les yeux sur notre croquis tectonique (fig. 34) pour remarquer la grande ligne de contact anormal, partant de Chabrières sur l'Asse, qui se poursuit par *Majastres* jusqu'à Châteauneuf, où elle s'infléchit vers l'est jusqu'à Castellane. L'importance de ce chevauchement, suggérée par sa continuité en plan, sera confirmée par d'autres considérations. Ce contact anormal nous fournira une division naturelle pour notre description. Nous décrirons d'abord la région même de Chabrières, où ce contact anormal prend naissance au milieu de dislocations très marquées, qui ont donné lieu à une série d'écailles.

A l'ouest du chevauchement de *Majastres*, nous trouverons une série d'anticlinaux qui se relaient assez rapidement : Signal de Beynes, dôme de la Lubie, anticlinal de Montdenier, Signal de Barbin. Ils ne sont rompus qu'au contact des conglomérats de Valensole, sur lesquels les couches secondaires déferlent parfois avec une grande violence, en particulier autour de Saint-Jurs.

A l'est du chevauchement de *Majastres*, on trouve en quelques points (environs du Poil, de Creisset) des écailles très disloquées emballées dans les marnes oxfordiennes; en dehors du chevauchement de *Majastres*, avec un repli secondaire au nord du Mourre de Chanier, nous n'aurons à faire qu'à l'anticlinal de Vibres, non rompu.

STRATIGRAPHIE.

On a signalé depuis longtemps le brusque crochet vers le nord, en direction de Digne, de la limite des faciès provençaux du Jurassique ⁽¹⁾. Nous avons tracé sur notre carte (fig. 34) la limite sud des [marnes oxfordiennes, limite qui s'écarte peu du contact anormal de Majastres.

Au sud de cette ligne, les faciès du Jurassique supérieur se modifient également. On constate en premier lieu une augmentation considérable d'épaisseur, puis le passage des calcaires gris aux calcaires blancs, à lentilles de dolomie pulvérulente (à partir de Moustiers). Sous les calcaires durs du Portlandien, le Kiméridgien et le Séquanien plus lités donnent des abrupts un peu moins raides. L'Argovien et le Callovien sont à l'état de calcaires grumeleux, plus tendres.

Sous les marno-calcaires bathoniens, très constants comme faciès, on voit apparaître par place un faciès très particulier. C'est un calcaire dolomitique blanchâtre, argenté, assez dur, qui donne une forte saillie; il existe à Chabrières, à Trévans et à Majastres (où il avait été pris par Zurcher pour une duplication du Jurassique supérieur). Il joue un rôle important dans l'anticlinal de Montdenier et réapparaît beaucoup plus à l'est dans l'anticlinal de Cime Bernarde (p. 158) et au sud du Vial (p. 240).

C'est le faciès indiqué par Lanquine ⁽²⁾, mais sa constance et sa régularité dans la région ci-dessus indiquée nous empêchent d'y voir le résultat d'actions tectoniques. Il s'agit bien d'un faciès particulier. Comme Lanquine, nous l'avons rapporté au Bajocien et noté sur nos coupes J₁₁, mais nous ne considérons pas comme établi que ce faciès ne comprend pas une partie du Lias supérieur.

Dans ce passage aux faciès provençaux, le Lias subit rapidement une réduction

⁽¹⁾ COLLOT. — Sur la géologie des environs de Moustiers (*B. S. G. F.*, 3, XIX, p. 550, 1890).

Le crochet vers le nord de la limite des faciès provençaux qu'indique cette note, à la suite d'une observation de Kilian, avait été omis sur la carte du même auteur indiquant l'extension des étages du Crétacé (*B. S. G. F.*, 3, XIX, pl. VI, 1890). Voir également : KILIAN et LANQUINE. — Observations nouvelles sur la structure des chaînons les plus externes des Alpes entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie (B. A.) (*Bull. Carte Géol.*, n° 154, t. XXVII, p. 423, 1922-1923).

⁽²⁾ Le Lias et le Jurassique des chaînons provençaux I. (*Bull. Carte*, n° 173, 1929, p. 269).

tion considérable d'épaisseur. Il ne se compose, dans l'anticlinal de Montdenier, que de quelques mètres de calcaire noir, le Rhétien gardant tout son développement avec les calcaires jaunes et marnes vertes caractéristiques.

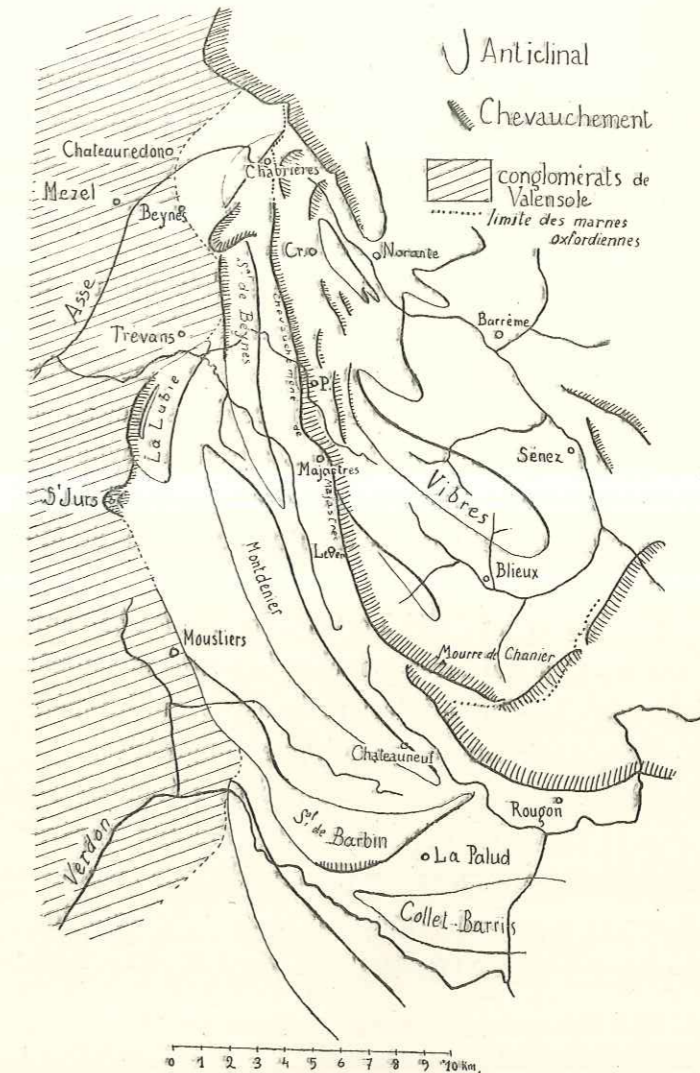


Fig. 34. — Carte tectonique de la région décrite au chapitre III.

Localités indiquées par leurs initiales : Cr. Creisset; P. le Poil.

Le Keuper conserve le même faciès de marnes à gypse avec cargneules. Le Muschelkalk, avec ses calcaires gris caractéristiques, apparaît au-dessus de Beynes, en situation anormale.

Dans le Crétacé inférieur (Néocomien), le passage aux faciès provençaux ne se traduit que par une réduction d'épaisseur vers le sud et l'apparition de

quelques intercalations glauconieuses, dont les premières ont été signalées à la Clue de Chabrières par Kilian⁽¹⁾. Un changement plus important est la disparition de l'Aptien marneux, si développé à Blieux, très réduit à Majastres, et qui manque à la Palud où apparaît au contraire l'Albien glauconieux, fossilifère, mais très réduit comme épaisseur.

De même que sur la rive droite de la Durance, le faciès provençal du Céno-manien (avec orbitolines et *Ostrea columba*) s'étend beaucoup plus au nord. Ici encore, le crochet vers le nord des faciès provençaux est bien marqué.

Pour le Tertiaire, les faciès et les étages représentés ne sont pas les mêmes de part et d'autre du contact anormal de Majastres.

Le Lutétien lacustre (calcaire blanc) existe à Trévans et à Beynes, dernier témoin de l'extension des bassins lacustres autour d'Aix.

Les conglomérats oligocènes (Aquitaniens), plus ou moins cimentés, paraissent avoir recouvert la plus grande partie de la région située à l'ouest du contact anormal de Majastres. Ils existent à Châteauredon-Beynes, près du Pont d'Aiguines et de Chabrières à Majastres et Levens, au pied du chevauchement. On y rapporte de plus un petit lambeau situé au-dessus de Moustiers, et un autre à la Palud.

Le Miocène succède en continuité à cet Aquitaniens à Châteauredon (couches marines et lacustres) et à Majastres (couches lacustres et saumâtres seules⁽²⁾). Au Pont d'Aiguines, le Pontique inférieur lacustre, qui lui-même n'existe que par place, est transgressif sur les poudingues oligocènes.

Si la mer miocène avec ses annexes lagunaires s'étendait en premier lieu jusqu'à Majastres, les dépôts détritiques du Miocène supérieur paraissent n'avoir jamais eu une extension très différente de leur étendue actuelle. Leur épaisseur énorme est un des traits caractéristiques de la tectonique de la région. Nous avons pu montrer⁽³⁾ comment ils s'étaient déposés dans un bassin en

⁽¹⁾ KILIAN. — Sur divers gisements de la région de Castellane (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 896, 1895 [R. E.]).

⁽²⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Stratigraphie des terrains tertiaires de Châteauredon, Beynes et Majastres (*C. R. S. G. F.*, 4 mars 1935, p. 67).

Voir également les discussions sur ces terrains à la réunion extraordinaire de 1895, en particulier : DEPÉRET et DOUXAMI. — Note sur les couches tertiaires de Châteauredon (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 874, 1895).

⁽³⁾ J. G. — Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1520, 15 mai 1933).

— Révision de la feuille de Forcalquier. Comptes rendus des collaborateurs pour 1932 (*Bull. Carte Géol.*, n° 190, t. XXXVIII, p. 150, 1933).

cours d'approfondissement, pendant que se formaient les plis qui bordent ce bassin, et qui ont déferlé en chevauchements fréquents sur les conglomérats eux-mêmes.

A l'est du contact anormal de Majastres, les dépôts tertiaires sont représentés dans le synclinal de Barrême-Sénez et à Blieux par le Lattorien marin auquel fait suite, après une série dont les discordances ont été analysées par Boussac et de Lapparent, la mollasse rouge aquitaniennne. Bien qu'également détritique, le faciès de celle-ci est sensiblement différent des conglomérats de Châteauredon et de Majastres. Le Miocène n'est pas représenté dans cette série, très différente de celle de Châteauredon.

DÔME DE CHÂTEAUREDON.

Nous appelons dôme de Châteauredon la région comprise entre cette localité et Chabrières, et dans laquelle on voit les couches secondaires qui forment le substratum du bassin de Valensole se redresser et apparaître au jour, jusqu'au Jurassique moyen. Ce dôme de Châteauredon est coupé au sud-est par un grand contact anormal, au delà duquel on trouve une région très disloquée et laminée, autour de Chabrières (fig. 35).

Le dôme de Châteauredon est le seul point de la bordure est du bassin de Valensole où l'on puisse étudier le substratum du complexe détritico pontique-pliocène. Le Jurassique ne comporte pas de marnes oxfordiennes, si épaisses dans la série des Doorbes, au nord, ainsi qu'à l'est (jusqu'à Castellane). Le Callovien et l'Argovien fossilifères ne sont représentés que par des marnes calcaires, avec petits bancs de calcaires marneux.

On passe progressivement vers le haut aux calcaires tithoniques, épais de deux cents mètres (c'est-à-dire nettement plus que dans les régions voisines, de faciès franchement dauphinois), mais à cassure grise, en bancs bien lités de 0 m. 80, aucunement récifaux.

Le Berriasien est très net⁽¹⁾. L'ensemble du Néocomien, épais de quatre cents mètres environ, présente un faciès très monotone de marnes calcaires avec des faisceaux de bancs plus calcaires. Seul, le Barrémien, comme toujours, se distingue nettement au point de vue lithologique, avec ses gros bancs de calcaire blanc. Au contact des marnes aptiennes sus-jacentes, on y trouve une

⁽¹⁾ Réunion extraordinaire, 1872 (*B. S. G. F.*).

faune à *Holocodius*, identique à celle de Combepeite dans la Montagne de Lure (Barrémien inférieur).

Les lentilles glauconieuses signalées par Kilian existent à différents niveaux mais n'ont qu'un développement infime.

Les marnes aptiennes, qui reposent sans aucune transition sur les gros bancs corrodés du Barrémien, ne renferment aucun fossile.

Au nord (fig. 36, a-c), le contact anormal qui sépare le dôme de Châteauredon de la région disloquée de Chabrières est sub-vertical, avec interposition

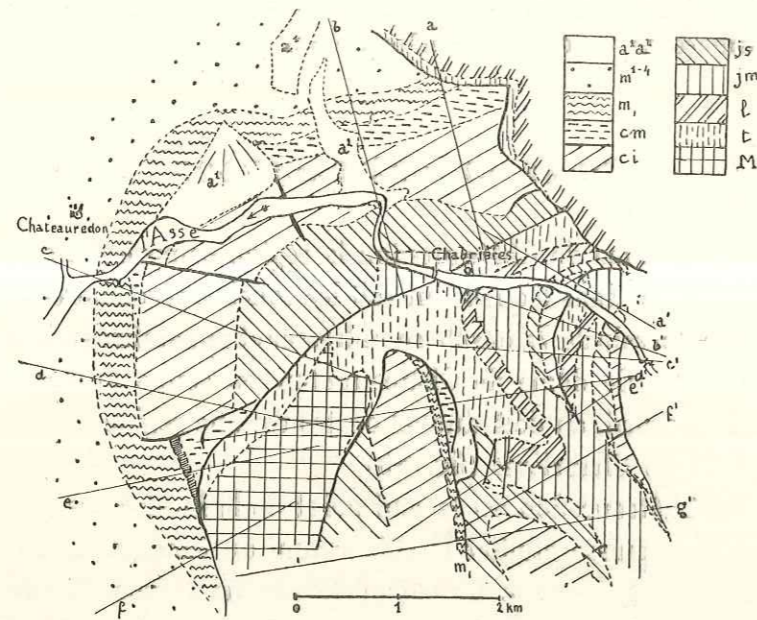


Fig. 35. — Carte géologique de la région de Châteauredon et de Chabrières, avec l'emplacement des coupes des figures 36 et 41 (les lettres accentuées se rapportent à la fig. 41).

a^2 , Alluvions récentes; a^1 , Alluvions anciennes; m^{1-4} , Miocène; m , conglomérat aquitain; (le Lutétien de Beynes, indiqué par des hachures serrées, ne figure pas dans la légende); cm , Aptien et Cénomaniens; ci , Néocomien (Berriasien à Barrémien); js , Jurassique supérieur; jm , Jurassique moyen; l , Lias; t , Keuper; M , Muschelkalk.

par place d'une lame de Lias ou de Bajocien entre le Jurassique de la Cluse et le Trias de Chabrières.

Au sud, au contraire, le Trias vient chevaucher sur la tranche du Jurassique, avec le noyau de Muschelkalk dont nous indiquerons plus loin la situation. Sous le Trias s'interpose (fig. 36, d) un coussinet de Cénomaniens, qui paraît avoir été entraîné par le Trias comme un autre lambeau que nous décrivons ci-après.

La figure 38 montre comment, plus au sud, une série jurassique complète, celle du Signal de Beynes, décollée à sa base, vient chevaucher le Pontique.

Le contact anormal par lequel le Lias de la série des Doorbes chevauche la série qui nous occupe conserve la même régularité que dans la vallée de l'Asse. Le Tertiaire et le Néocomien sont tranchés net sans aucun rebroussement par une surface horizontale très régulière. Seul, le Jurassique de la Cluse comporte,

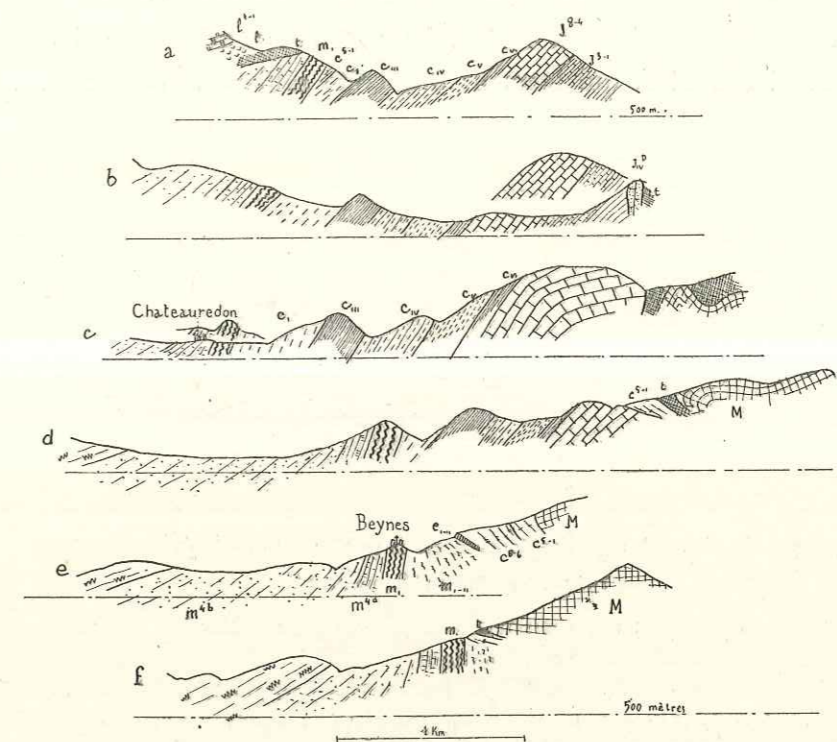


Fig. 36. — Coupes à travers le dôme de Châteauredon (emplacements indiqués par la fig. 35).

Notations générales, avec : M , Muschelkalk; m , conglomérats, Aquitainien et Miocène inférieur; m^u , marnes lacustres; m^s , Pontique, sableux à la base, et formé de conglomérats à sa partie supérieure.

La faille de Beynes passe entre les coupes d et e .

juste en avant du Trias chevauchant, un mamelon en saillie (1056) qui semble avoir été nettement bousculé vers l'ouest (fig. 37), et dont le dérangement contraste avec la régularité de la série située plus bas que le chevauchement. On doit admettre (avec de Lapparent)⁽¹⁾ que le dôme de Chabrières était déjà

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Sur la bordure orientale du bassin tertiaire de Digne (*C. R. S. G. F.*, 20 mars 1933, p. 62).

formé et arasé au moment de l'avancée de la série des Dourbes; le point 1056 était resté en saillie (Monadnock) et a par conséquent seul accroché la masse qui s'avancait sur ce plateau. Le chevauchement des Dourbes s'est donc fait sur la surface même du sol.

Comme à Majastres, à Blieux et dans le synclinal de Barrême, une légère discordance existe entre le Crétacé et le Tertiaire, le Cénomaniens n'apparaissant que tout à fait au nord. La base du Tertiaire est constituée (sauf à Beynes) par une masse de cent à deux cents mètres de conglomérats à galets roulés, très fortement cimentés, qui forment une crête saillante. Ils passent vers le

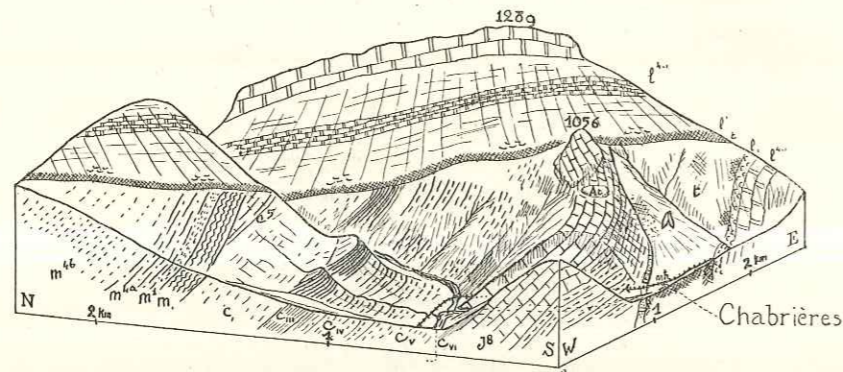


Fig. 37. — Le chevauchement des Dourbes, sur la partie nord du dôme de Châteauredon.
Vue prise de W. 22° S., pente 1/5°.

Notations générales, avec : m_1 , conglomérats aquitaniens; m^1 , Miocène moyen et inférieur; m^2 , marnes et calcaires lacustres; m^3 , Pontique.

Le dôme de Châteauredon est tranché par une surface horizontale régulière, sur laquelle le chevauchement s'est produit sans causer aucun dérangement, sauf celui du bloc jurassique coté 1056.

haut à des sables et grès, marins d'après quelques débris de fossiles (Depéret), représentant vraisemblablement le Miocène inférieur. Au-dessus, on trouve une épaisseur de trente à cent mètres de couches de marnes et calcaires lacustres (Châteauredon), sur lesquels repose la grande masse détritique qui remplit la cuvette de Valensole, sableuse à sa base (300 à 400 m.), puis formée de conglomérats à galets impressionnés (400 m.).

La carte, figure 35, et les coupes, figure 36, indiquent suffisamment l'allure du dôme et la valeur des pendages périphériques. Trois failles le coupent à peu près radialement (voir la carte); aucune d'entre elles n'affecte les conglomérats oligocènes. Les deux septentrionales n'ont que des rejets de cinquante à

cent mètres, et pourraient être post-oligocènes en admettant qu'elles s'amortissent dans les marnes aptiennes.

Il n'en est pas de même de la plus méridionale, plus importante et certainement post-lutétienne et anti-oligocène. Elle tranche le Néocomien et le fait buter contre le Crétacé supérieur et le Lutétien qui paraît en contact normal (renversé) avec lui (voir fig. 38).

Au sud de la faille, les conglomérats oligocènes sont séparés du calcaire lutétien par une grande épaisseur de marnes détritiques avec *Ostrea columba* remaniées extrêmement abondantes. Ces matériaux ont pu provenir de la

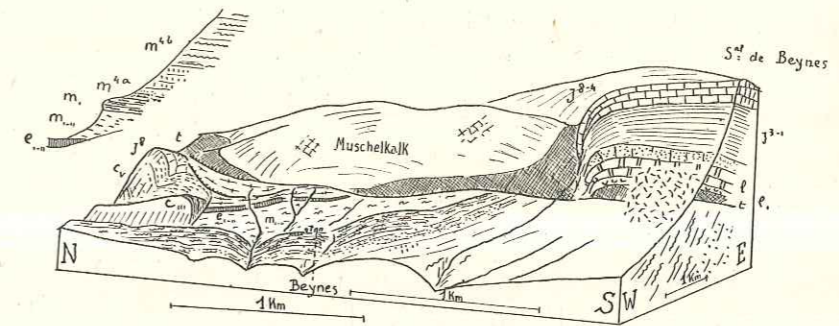


Fig. 38. — La faille de Beynes, le Muschelkalk et le Signal de Beynes.
Vue prise de W. 12° S., pente 1/8.

Notations générales : m_{1-3} , marnes et conglomérats à *Ostrea columba* remaniées; e_{1-11} , calcaire lutétien.

Observer, de gauche à droite : la faille qui fait buter le Néocomien contre le calcaire lutétien, le Muschelkalk chevauchant, avec un coussinet cénomaniens à sa base, le rebroussement des bancs de la série jurassique du Signal de Beynes, qui vont passer sous le Trias.

lèvre surélevée de la faille (nord), où le conglomérat oligocène repose directement sur une faible épaisseur d'Aptien.

Zurcher considérait le dôme de Chabrières comme constituant un anticlinal, dont l'axe passerait par Beynes. En réalité, contrairement à ce que figure sa carte⁽¹⁾, ni le Jurassique, ni le Néocomien ne montrent la moindre amorce de charnière anticlinale, et la crête formée par les conglomérats oligocènes verticaux se poursuit en ligne droite vers le sud-est.

⁽¹⁾ ZURCHER. — Note sur les environs de Chabrières (B. S. G. F. [R. E. 1895], 3, XXIII, p. 982, 1895).

ENVIRONS DE CHABRIÈRES.

Le dôme de Châteauredon n'était autre chose que le bord de la cuvette de Valensole, soulevé très régulièrement. En franchissant le contact anormal qui le limite à l'est, on entre brusquement dans une région très différente (carte, fig. 35).

Cette région de Chabrières est caractérisée en premier lieu par une énorme accumulation de Trias gypseux. Si on remonte la vallée de l'Asse au delà de Chabrières, on remarque ensuite sur la rive gauche, deux crêtes très aiguës coupant toute la vallée, et qui sont formées de Jurassique supérieur. Chacune de ces crêtes fait partie d'une série complète, dont tous les termes, du Trias au Néocomien, sont représentés, bien que laminés; mais chacune de ces séries est isolée, et constitue une véritable écaïlle. Plus en amont, près de la bifurcation du chemin qui monte vers Bédéjun (pont du Couinier), on voit apparaître dans l'axe de la vallée un anticlinal de Lias emballé dans les marnes oxfordiennes (anticlinal de Creisset, qui sera décrit plus loin, page 102).

Si, de Chabrières, nous montons vers le sud, sur la rive gauche de l'Asse, nous verrons apparaître deux ensembles nouveaux qui n'atteignent pas le fond de la vallée : la série monoclinale de Beynes, qui disparaît sous le Trias, et le synclinal de Creisset, qui flotte sur le Trias. Ces deux unités sont séparées par un contact anormal qui n'est autre chose que celui qui passe à Majastres et se poursuit jusqu'à Castellane. La rive droite enfin est uniformément dominée par la série chevauchante des Dourbes.

Le croquis schématique (fig. 39) et la coupe théorique (fig. 40) sont destinés à faire bien saisir les rapports entre les multiples unités qui interviennent ici.

Ces unités présentent des différences de composition stratigraphique marquées. Comme dans le dôme de Chabrières, les marnes oxfordiennes manquent dans la série de Beynes qui présente un pendage très régulier vers l'est et montre, sur le Jurassique, le Valanginien et l'Hauterivien en concordance, et des conglomérats aquitaniens reposant directement sur l'Hauterivien.

Les marnes oxfordiennes existent au contraire plus à l'est avec un grand développement, en particulier dans les écaïlles de la vallée de l'Asse.

Les marno-calcaires bathoniens sont très développés autour de Creisset. Ils se réduisent à dix ou vingt mètres dans la première écaïlle.

Le Lias manque dans cette écaïlle, où le Rhétien à *Avicula contorta* vient au contact de la dolomie bajocienne, de même que dans l'anticlinal situé au nord-ouest de Creisset.

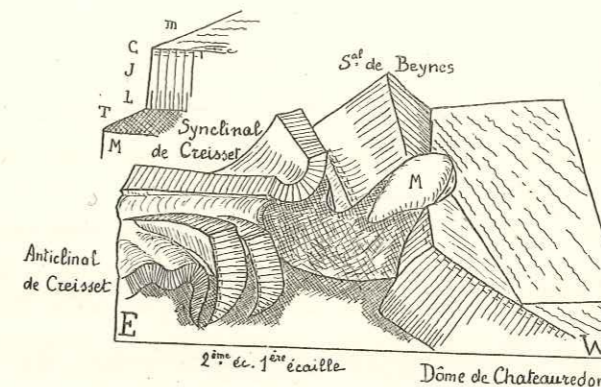


Fig. 39. — Croquis schématique de la région de Chabrières, montrant les rapports des unités. Vue prise du nord.

M, Muschelkalk; T, Keuper, L, Lias; J, Jurassique; C, Crétacé inférieur; c, Cénomaniens; m, Tertiaire.

L'anticlinal de Lias de Creisset est poussé contre les deux écaïlles disloquées, dont la première se relie d'une façon continue au synclinal de Creisset. Une grande masse de Trias est poussée en avant de cet ensemble, dans la région de Chabrières, et comprend même une lentille de Muschelkalk. Le Signal de Beynes et le Dôme de Châteauredon sont les deux flancs disloqués, et se chevauchant mutuellement, d'un même anticlinal (voir fig. 40 à 43).

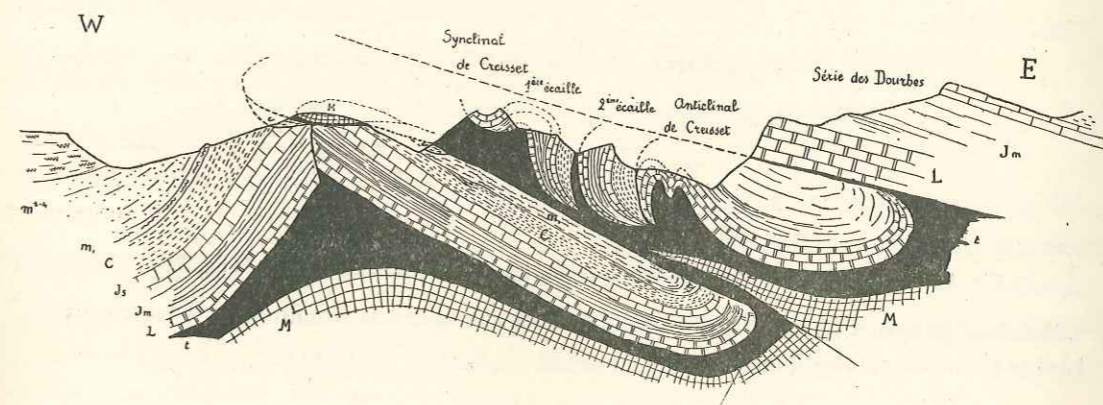


Fig. 40. — Coupe théorique montrant la structure de la région de Chabrières.

M, Muschelkalk; t, Keuper; L, Lias; Jm, Jurassique moyen (du Bajocien à l'Argovien); Js, Jurassique supérieur; C, Crétacé inférieur; c, Cénomaniens; m, conglomérats aquitaniens; m¹⁻⁴, Miocène.

même flanc inverse, ce qui nous conduit à faire sortir le Muschelkalk de Beynes sous le synclinal de Creisset, comme le montre la figure 40.

L'importance que prend ainsi ce contact anormal concorde tout à fait avec sa grande extension en plan, et avec le rôle qu'il joue en tant que limite de faciès, tant pour le Secondaire que pour le Tertiaire. Et cependant, à peu de distance vers le sud, le contact anormal se fait entre le Jurassique supérieur et les conglomérats aquitaniens, et prend alors l'apparence d'une simple faille subverticale (voir fig. 45, coupes *a*, *b*, *c*). Tant au nord qu'au sud de ce point, le chevauchement est cependant postérieur, pour la plus grande part, à l'Aquitaniens et même au Miocène.

La figure 42 montre comment le synclinal de Creisset se termine en l'air, flottant sur le Trias. Lias et Jurassique moyen manquent à l'ouest, supprimés par étirement. L'affaissement de la chapelle Saint-Étienne les masque en partie, puis ils apparaissent à l'est, formant un anticlinal très régulier qui se relie à la première écaille.

Les deux écaïlles sont redressées à la verticale et incurvées, tournant leur concavité vers l'est, et emboîtées comme deux verres de montre. Leur duplication est très limitée en direction — moins de deux kilomètres. La première comprend un Jurassique supérieur étiré, en particulier sur la rive droite où il se poursuit jusqu'au chevauchement des Dourbes. La deuxième est beaucoup moins développée sur la rive droite, où le Jurassique supérieur n'est représenté que par un petit lambeau emballé dans les marnes oxfordiennes (fig. 41, coupe *a*).

Vers le sud, les bancs de Jurassique supérieur de la deuxième écaille, verticaux mais aucunement broyés, font soudainement place à une bande de calcaires broyés, réduite au tiers de leur épaisseur normale (voir fig. 61). Dans cette masse apparaissent en tous sens des plans de glissement et des brèches mécaniques. Il y a une discontinuité parfaite entre les deux parties de la même bande. Il semble qu'aussitôt que le broyage a commencé à se produire, il se soit poursuivi beaucoup plus facilement que dans la masse restée intacte. Contre le Néocomien de la deuxième écaille s'appuie le Lias de l'anticlinal de Creisset.

La violente poussée dont témoigne l'empilement de ces écaïlles a dû chasser en avant le Trias accumulé autour de Chabrières, et en particulier la masse de Muschelkalk venue en recouvrement sur la série de Beynes et le dôme de Châteauredon, d'ailleurs très limitée en direction. Il est évident que la cause de cette poussée a été le chevauchement de la série des Dourbes. On a vu que

cette série ne présente, du Cousson à Norante, aucune trace d'accident frontal. On peut en déduire qu'elle s'étendait encore à une certaine distance du front conservé, et par conséquent, qu'elle recouvrait la région de Chabrières. La direction est-ouest de la charnière de Norante conduit à la même conclusion.

L'identité de composition stratigraphique nous conduit à considérer le dôme de Châteauredon et la série de Beynes comme les deux flancs d'un même anticlinal, cet anticlinal étant arasé et recouvert par le Trias, tant de la

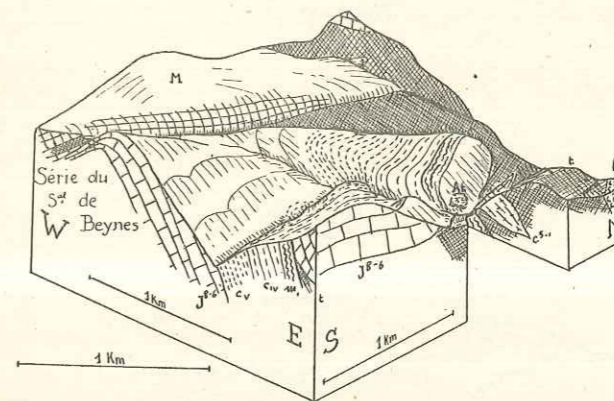


Fig. 43. — La disparition de la série du Signal de Beynes sous le Trias.
Vue prise de S. 42° E., pente 1/2.

Un bloc est supposé enlevé pour montrer le lambeau cénomaniens du flanc inverse, entraîné à la base du Trias chevauchant.

série des Dourbes (Dôme) que de Chabrières (série de Beynes). Peut-être par suite de la moindre résistance de la partie axiale arasée, les deux flancs de l'anticlinal ont été disloqués et la série du Signal de Beynes poussée vraisemblablement vers le sud-ouest. Au cours de ce mouvement, elle a chevauché (par son Trias décollé) les poudingues au-dessus de Palus, des terrains variés à Trévans. En particulier, on verra que le rocher de la chapelle Saint-André correspond au flanc inverse de la série de Beynes, laquelle le chevauche par son Trias au nord-est. Nous avons là la preuve directe d'une composante sud, et non seulement ouest, dans la poussée du Signal de Beynes.

À L'OUEST DU CHEVAUCHEMENT DE MAJASTRES.

Nous avons vu apparaître cette ligne de contact anormal dans la région tourmentée de Chabrières. Nous allons décrire maintenant la région comprise

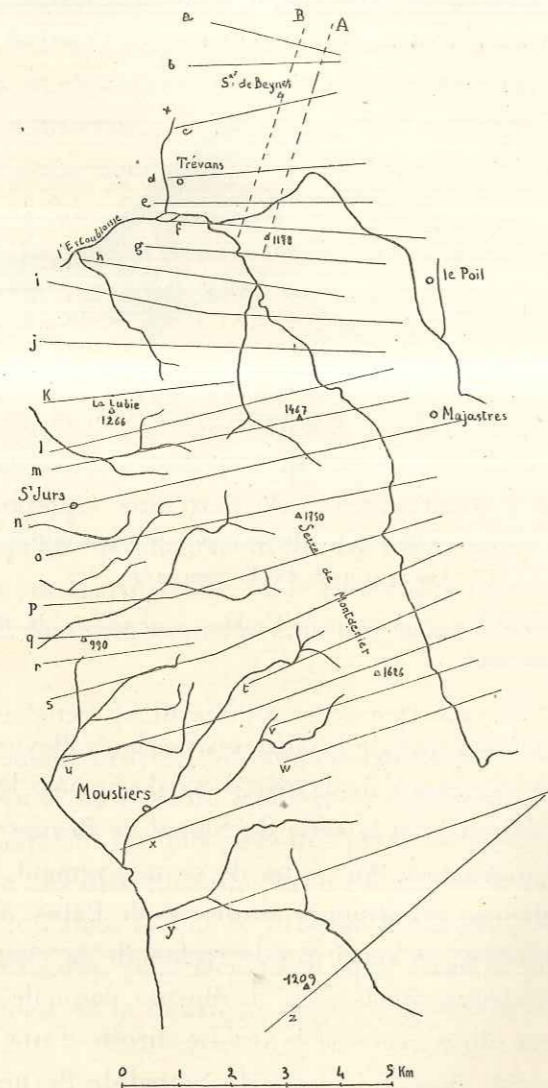


Fig. 44. — Carte de la région comprise entre Majastres et le plateau de Valensole, avec l'emplacement des coupes des figures 45 et 50.

entre elle et le bassin de Valensole, formé de conglomérats pontiques (ou en partie pliocènes) horizontaux.

La figure 45 donne une série de vingt-six coupes à travers cette région. Elle montre des anticlinaux réguliers, avec seulement quelques laminages et aucun chevauchement en dehors de la bordure du bassin pontique. Cette bordure est marquée par un chevauchement jusqu'à Saint-Jurs. Plus au sud, du côté de Moustiers, elle prend au contraire le caractère d'une faille d'affaissement.

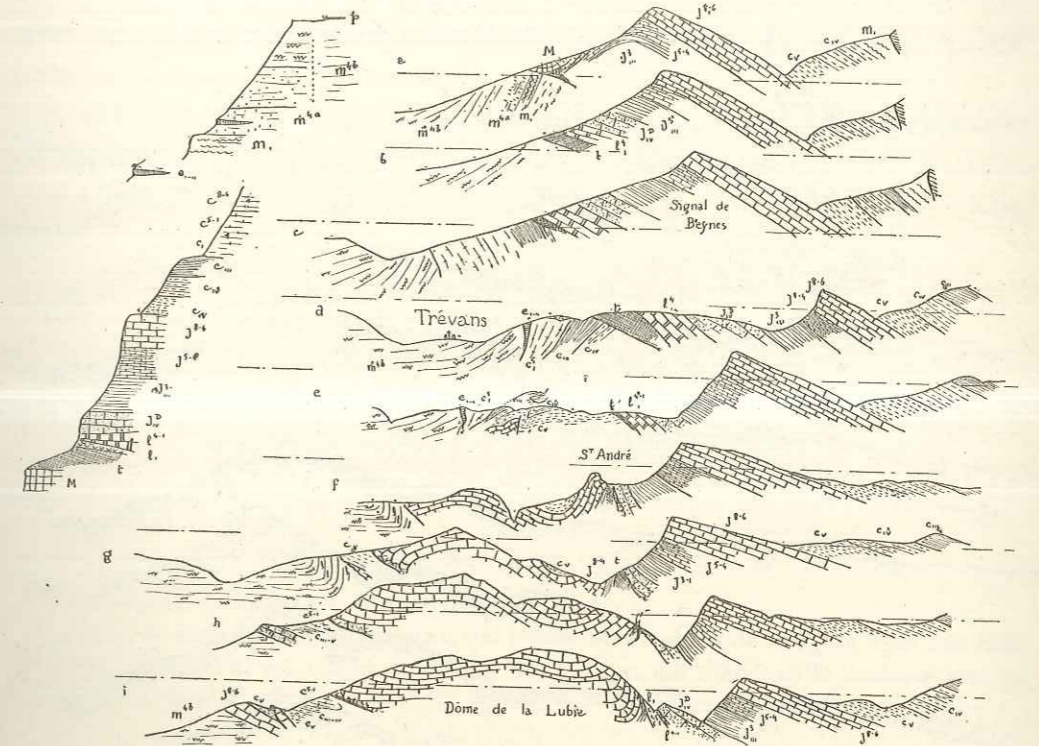


Fig. 45 a. — Série de coupes entre Majastres et le plateau de Valensole.

L'horizontale de 1.000 mètres est figurée en trait mixte sur chaque coupe.

Pour la signification des figurés, se reporter à la coupe normale, indiquée dans l'angle supérieur gauche : M, Muschelkalk; t, Keuper; I, Infralias; I¹⁻¹, calcaires noirs du Lias; J¹⁻², dolomie blanche du Bajocien; J³, calcaires marneux; J³⁻⁴, Séquanien et Rauracien; J⁵⁻⁶, Kimméridgien-Portlandien (le faciès calcaire blanc apparaît dans les gorges de Trévans et surtout au sud de Moustiers); c_v, Valanginien; c_v, Hauterivien; c_m, Barrémien; c_i, marnes aptiennes; c⁵⁻¹, Cénomaniens; c⁸⁻⁶, Sénonien-Turonien; e₁₋₁₁, calcaire lutétien; m₁, conglomérats aquitaniens; m⁴, marnes et calcaires lacustres; m^{4b}, Pontique détritique; p, tuf pliocène (nord de Moustiers). Voir la suite à la page suivante.

Nous allons commenter la série de coupes de la figure 45, en insistant au passage sur les points remarquables.

La coupe a montre la fin du Muschelkalk de Beynes (voir ci-dessus), puis la série du Signal de Beynes chevauche sur le bord du bassin tertiaire (b).

Cette série est caractérisée par la présence d'un conglomérat aquitanien analogue à celui de Châteauredon. Près de Majastres, sur ce conglomérat

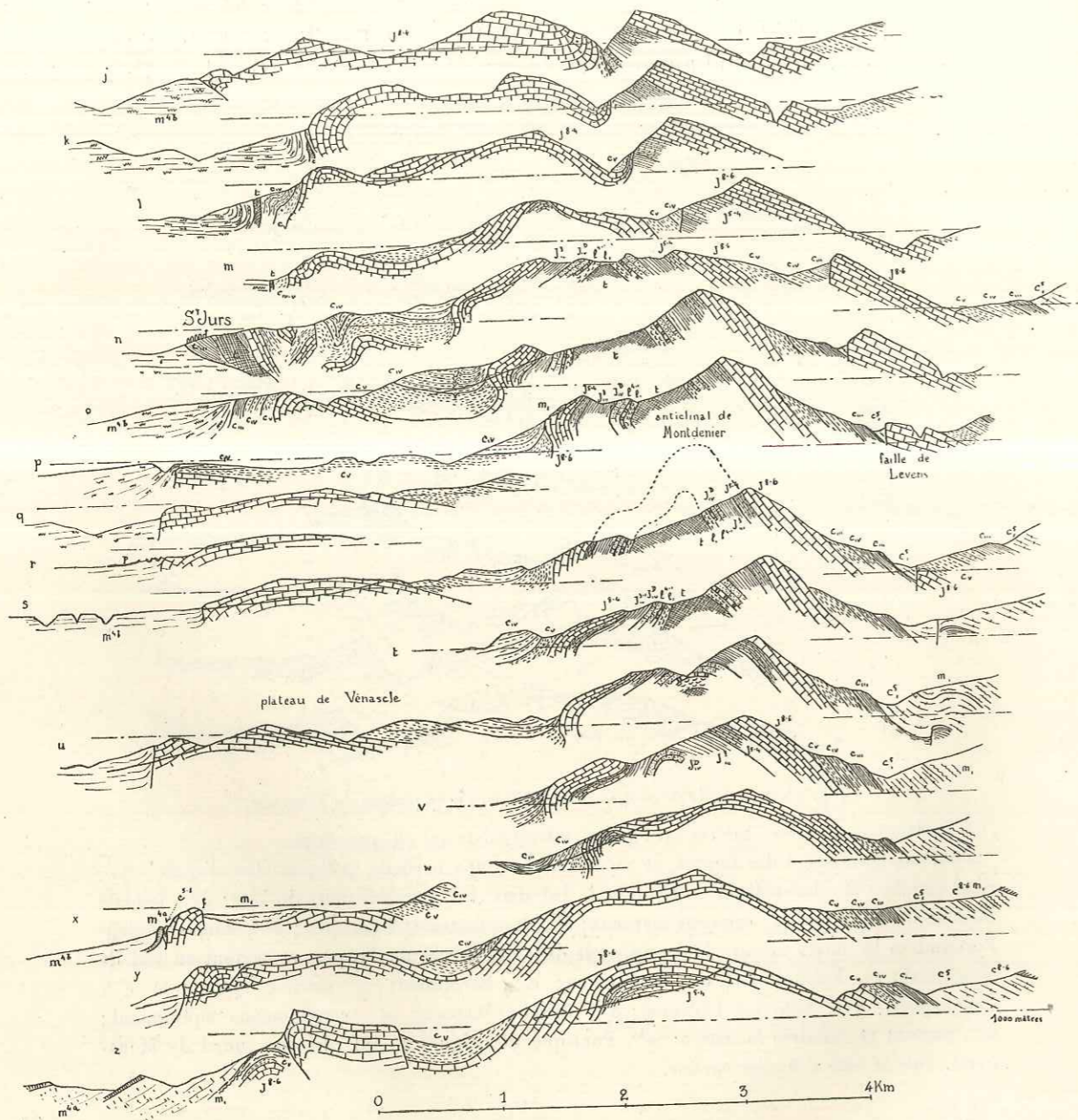


Fig. 45 b.

(Suite de la page précédente, fig. 45 a.)

apparaissent des marnes calcaires avec fossiles lacustres et saumâtres qui appartiennent au Miocène.

Ce Tertiaire repose sur les couches crétacées avec une légère discordance : le Barrémien paraît manquer au nord, le Cénomaniens n'apparaît qu'un peu au nord de Majastres, et le Crétacé supérieur beaucoup plus au sud.

Le Néocomien, épais, assez marneux, peu fossilifère, repose par un Berriasien bien caractérisé sur la série jurassique qui constitue la crête du Signal de Beynes, de la cote 1178 et de la Maline Montagne, et le versant ouest de cette crête. Le versant est parfaitement régulier, sans aucun accident jusqu'à la faille de Levens.

Sous les calcaires du Jurassique supérieur, très épais, on trouve des calcaires plus lités et moins compacts, puis des marno-calcaires, et une dolomie bajocienne très développée. Les calcaires noirs du Lias sont très reconnaissables,

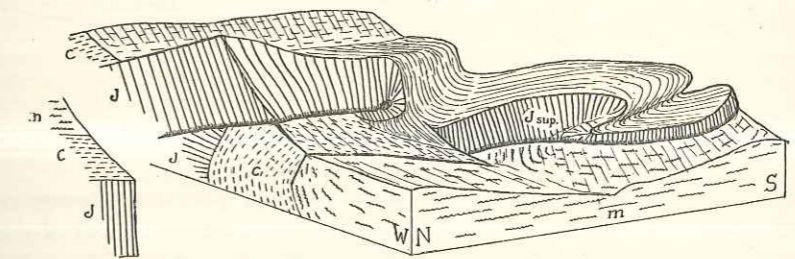


Fig. 46. — Schéma tectonique de la région de Trévans.

J, Jurassique; C, Crétacé; m, Tertiaire.

A gauche, la série du Signal de Beynes, qui s'enracine au milieu de la figure. Puis une faille fait surgir, en avant de cet anticlinal, le dôme de la Lubie, qui chevauche le Pontique avec un repli synclinal frontal.

L'Infralias typique apparaît en quelques points, et le Trias avec cargneules et dolomies est assez développé.

Sous cette série apparaît, près de Trévans, une série crétacée surmontée de calcaire éocène. Cette série, très froissée, se redresse et laisse apparaître son substratum jurassique, qui n'est autre chose que le flanc inverse de la série de Beynes (e, f).

Insistons un peu plus sur ce mouvement très remarquable, qui nous fait assister à l'enracinement d'une série chevauchante suivant un mécanisme que nous ne retrouverons nulle part. La figure 46 en donne une interprétation schématique, tandis que les figures 47, 48 et 49 représentent l'état réel des choses vu sous différents angles. Deux coupes nord-sud (fig. 50) font saisir l'abaissement rapide de la série du Signal de Beynes, vers le sud.

Le rocher qui porte la chapelle Saint-André représente le flanc inverse de

l'anticlinal dont le flanc normal est à la cote 1178. Le prolongement des bancs vers le sud ne permet pas d'en douter, et le synclinal valanginien qui se trouve immédiatement à l'ouest de Saint-André souligne ce mouvement.

Et cependant, les bancs qui constituent ce rocher disparaissent, sur la

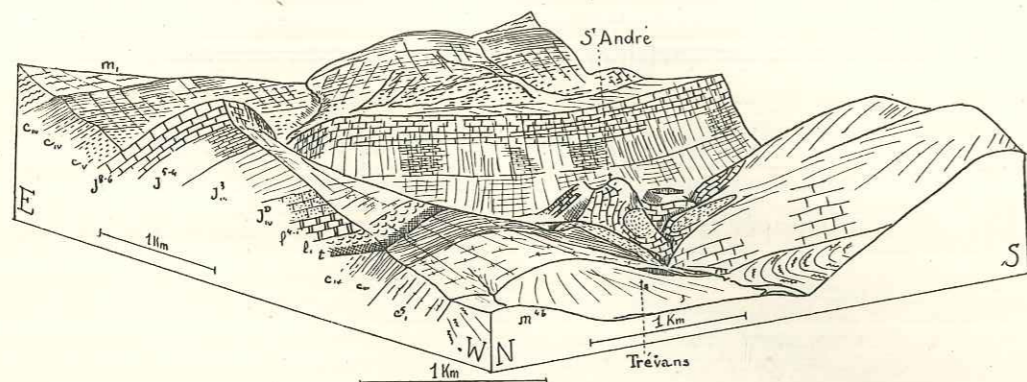


Fig. 47. — La région de Trévans.
Vue de W. 40° N., pente 1/4 (voir légende fig. 45).

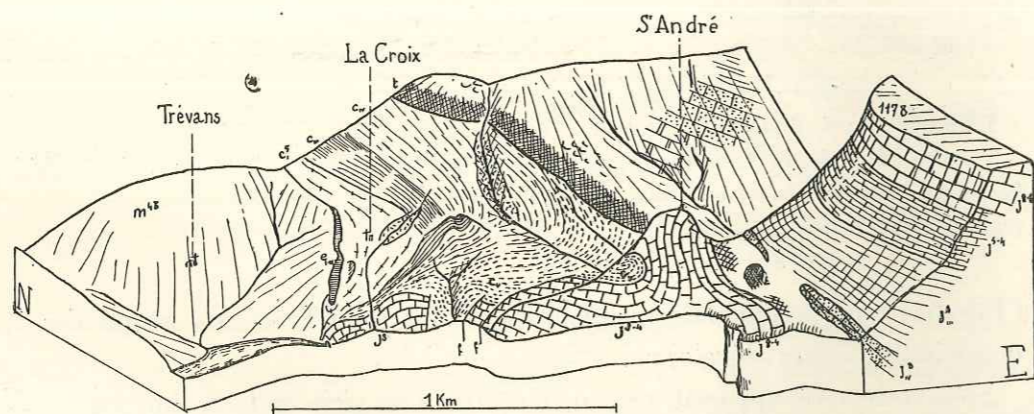


Fig. 48. — Même région.
Vue prise de S. 25° W., pente 1/4 (la rive gauche de l'Estoublaise de Majastres est supposée enlevée).

rive droite de la branche nord de l'Estoublaise, sous le Trias qui constitue la base de la série du flanc normal.

Donc, la série de Beynes s'enracine : le flanc inverse sort de sous la série chevauchante à la chapelle Saint-André, et se raccorde au flanc normal (la charnière ayant été enlevée par l'érosion), constituant un anticlinal complet qui s'atténue et disparaît plus loin.

En face de cet enracinement, aucun chevauchement ne permet la contrac-

tion régionale, l'avancée d'ensemble de la région orientale par rapport au bassin de Valensole. Il en résulte que la série crétacée-éocène qui repose sur

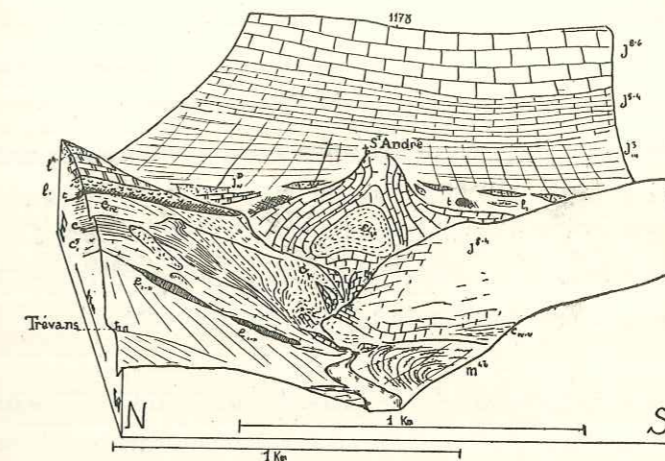


Fig. 49. — Même région.
Vue prise de W. 5° N., pente 1/4.

Ces trois figures montrent la façon dont le flanc inverse de la série de Beynes surgit progressivement sous le Trias chevauchant, et donnent le détail des dislocations et laminages que subit le Crétacé de ce flanc inverse au contact du Pontique.

Remarquer la charnière très nette des conglomérats pontiques. Par suite de déformations perspectives, il faut se reporter à la figure 45, coupes *f*, *g* pour avoir l'allure réelle de cette charnière.

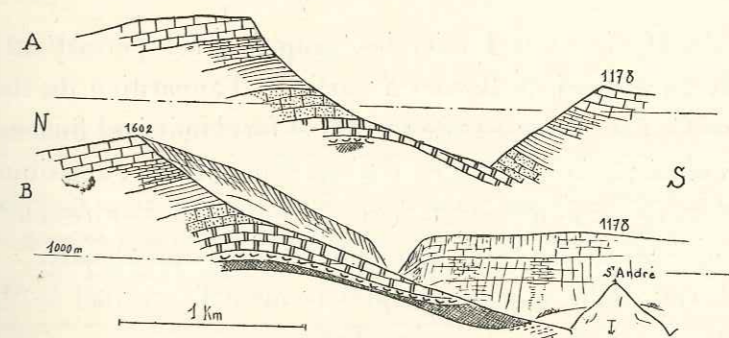


Fig. 50. — Deux coupes nord-sud de la série de Beynes dans la région de son enracinement.
(Voir leur emplacement fig. 44.)

Ces coupes montrent le très fort abaissement de cette série dans la région où elle s'enracine.

le flanc occidental (inverse) de l'anticlinal a été fortement broyée au contact des conglomérats. On y observe des étirements de couches très marqués, dont la figure 48 donne le détail.

Mais une faille de décrochement passe sur la rive gauche de l'Estoublaisse (voir fig. 49). Au delà de cette faille, le régime est tout différent et on trouve, en avant du synclinal valanginien de Saint-André, un anticlinal nouveau (Dôme de la Lubie), lui-même divisé en deux par un synclinal couché crétacé, et qui chevauche très nettement les conglomérats pontiques, qui dessinent une belle charnière sur la rive gauche de l'Estoublaisse.

La complication des environs de Trévans résulte donc de ce que c'est une région de transition entre deux chevauchements sur le Pontique, qui se relaient.

Le synclinal valanginien prolonge la série crétacée de La Croix, mais, à partir de la faille de décrochement, il est limité à l'ouest par le Dôme de la Lubie. Il passe sur la rive gauche de l'Estoublaisse, mais son axe s'élève rapidement (fig. 47).

Les coupes *g, h, i* de la figure 45 montrent l'allure du chevauchement de la Lubie, en réalité double, car le synclinal crétacé intermédiaire est nettement chevauché par la masse calcaire de Jurassique supérieur qui le domine à l'est. La coupe *i* montre de plus une écaïlle qui perce le fond du synclinal. Enfin, le chevauchement sur le Pontique se fait par le Jurassique supérieur seul, extrêmement broyé. Il ne s'agit donc pas, comme pour le Signal de Beynes plus au nord, du chevauchement de toute une série décollée. Cependant, le Trias gypseux apparaît bientôt (coupes *k, l*), injecté dans le contact entre le Néocomien et le Pontique. Il annonce la série d'écaïlles qui constitue la colline de Saint-Jurs.

A l'ouest du Dôme de la Lubie, les coupes *g* à *l* permettent de suivre l'évolution de l'anticlinal de Beynes à partir de l'apparition du flanc inverse à Saint-André. Ce flanc inverse reste vertical et fort laminé, et finalement l'anticlinal est remplacé par une faille franche qui fait buter le Jurassique contre le Néocomien et coupe obliquement la série. La figure 51 montre comment, dans les terrains meubles du Crétacé, cette faille passe à une flexure.

A l'ouest de cette faille, apparaît progressivement l'anticlinal de Montdenier, bientôt éventré par l'érosion jusqu'au Trias.

Au-dessus du Trias, le flanc de cet anticlinal montre un Rhétien très net, avec marnes vertes et calcaires jaunes, et lumachelles à *Avicula contorta*; le Lias est représenté par quelques mètres de calcaire noir. La dolomie bajocienne atteint 50 mètres d'épaisseur; on y trouve par place quelques entroques. Sur cette dolomie repose un ensemble de calcaires marneux dont la partie supérieure, très fossilifère, appartient à l'Argovien.

Le Jurassique supérieur est formé de calcaires durs qui donnent deux crêtes

saillantes; la plus orientale, rectiligne et très régulière, constitue le Serre de Montdenier. L'autre est morcelée par les ravins qui drainent la dépression anticlinale. Dans la partie méridionale, où le noyau n'apparaît pas, le Jurassique supérieur donne lieu à tout un karst typique avec de nombreuses dolines.

L'anticlinal a une forme bilobée. On peut aussi dire que le flanc ouest d'un anticlinal droit présente un renflement ⁽¹⁾. Les seuls laminages de couches s'observent dans le Néocomien, au contact de ce renflement, dont le Jurassique arrive à toucher l'Hauterivien par places.

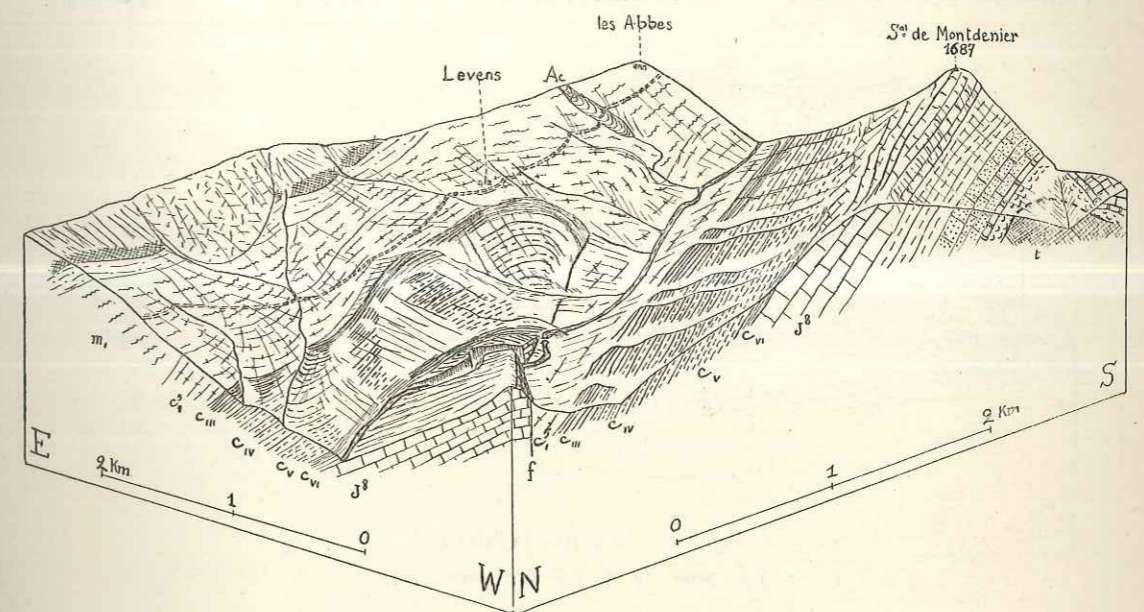


Fig. 51. — La faille de Levens.
Vue du N. 42° W., pente 1/3.

On voit l'extrémité de la faille, qui prend le caractère d'une flexure dans le Crétacé meuble. La vue, étant presque cylindrique, donne l'allure exacte, en coupe, de cette flexure.

Remarquer, entre Levens et les Abbes, une coulée boueuse *Ac* chargée de gypse triasique, qui coupe la route.

Reprenons la région située à l'ouest de cet anticlinal, à partir du dôme de la Lubie (coupes *g* à *k*, fig. 45). Ce bombement s'abaisse vers le sud, sauf dans la direction de l'anticlinal de Montdenier, et forme ainsi une cuvette néocomienne (fig. 45 *m, n, o*). Mais le contact avec le plateau pontique de

⁽¹⁾ C'est à ce renflement qu'il faut attribuer l'erreur de Zurcher qui a figuré un synclinal néocomien entre deux anticlinaux jurassiques à la place d'un anticlinal à noyau de Trias.

Valensole se complique beaucoup. Les coupes *k* et *l* montrent déjà l'injection du Trias gypseux dans le contact entre Pontique et Néocomien, en avant de la partie sud du Dôme de la Lubie. Dans la colline qui porte le village de Saint-Jurs, cette injection de Trias gypseux se développe encore beaucoup plus, et entraîne des écaïlles de Néocomien et de Jurassique supérieur extrêmement broyées.

Nous avons cherché à préciser le dessin de l'ensemble d'écaïlles enchevêtrées de Trias, de calcaire du Jurassique supérieur et de Néocomien qui constitue la colline de Saint-Jurs, et qui avait été représenté par Zurcher (carte)

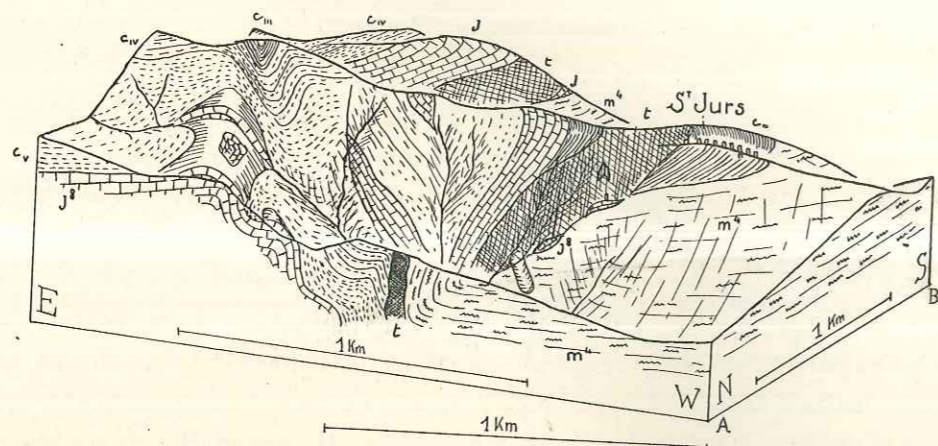


Fig. 52. — La colline de Saint-Jurs.
Vue prise de N. 20° W., pente 1/4.

et Kilian⁽¹⁾ d'une façon plus schématique; mais l'enchevêtrement des écaïlles souvent broyées est tel que nos figures (52, 53 et 45, *n*) ne peuvent prétendre à en donner tous les détails.

Les points essentiels sont la présence du gypse du Trias qui surgit en pointements multiples, et l'absence complète de tous autres terrains antérieurs au calcaire du Jurassique supérieur. Le Trias est donc extravasé, sous forme diapir et joue certainement un rôle fondamental dans la dislocation des terrains plus récents.

Le second point fondamental est la superposition de tout cet ensemble sur le Pontique horizontal. La seule comparaison des contours géologiques et du

⁽¹⁾ KILIAN et LANQUINE. — Observations nouvelles sur la structure des chaînons les plus externes des Alpes entre Digne et Moustiers-Sainte-Marie (*Bull. Carte Géol.*, n° 154, t. XXVII, p. 423, 1922-1923).

relief suffit à le montrer. Le fait est particulièrement frappant dans la croupe située 750 mètres sud-est de Saint-Jurs, où l'on voit le Jurassique en bancs horizontaux reposer sur le Pontique, également horizontal (bien visible fig. 53).

La région située à l'est de Saint-Jurs forme une large cuvette synclinale très tranquille. Venant de là, on trouve d'abord des plis aigus, visibles tant dans le Néocomien que dans le Jurassique, puis une faille (voir fig. 52), après

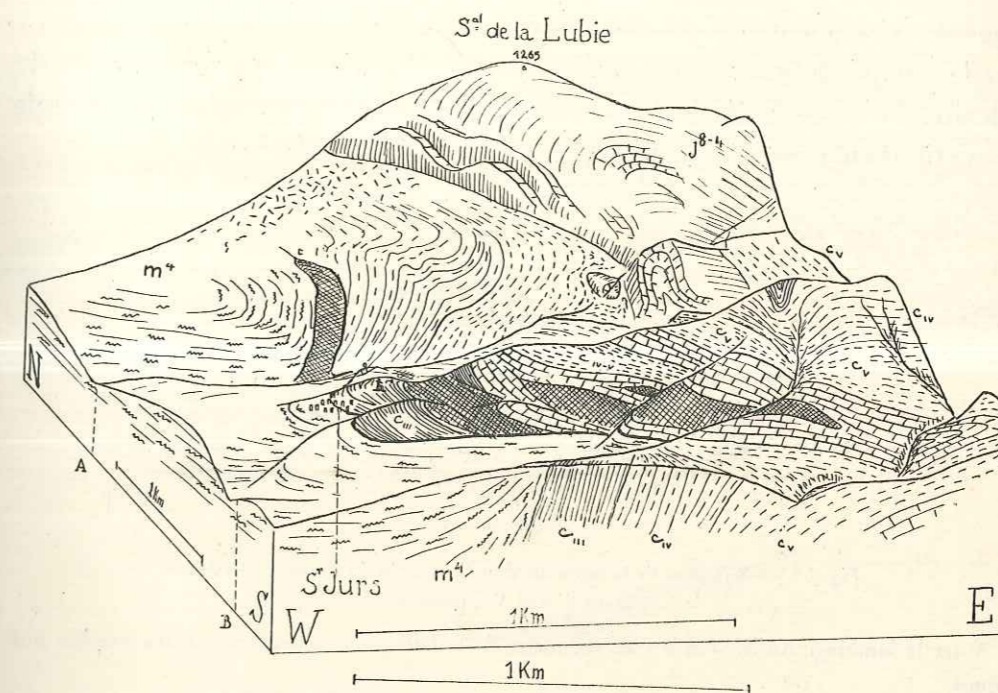


Fig. 53. — Colline de Saint-Jurs.
Vue prise du S. 13° W., pente 1/4 (en AB, on a indiqué la zone couverte par la fig. 52); notations et figurés habituels.

Ces deux figures, prises sous des angles opposés, montrent l'enchevêtrement des écaïlles de Saint-Jurs. Cet enchevêtrement est tel, avec des laminages si irréguliers, que l'on devra considérer le détail comme plus compliqué encore que nos figures ne peuvent l'indiquer.

Remarquer la superposition évidente de la colline de Saint-Jurs sur le Pontique horizontal. Les figures montrent clairement la façon dont se fait le raccord, au nord avec le Dôme de la Lubie, au sud avec une région où la superposition du Pontique sur le Néocomien est normale (fig. 53).

laquelle on trouve les écaïlles désordonnées et injectées de Trias que nous avons décrites.

Au sud de Saint-Jurs, comme à l'est, on trouve des régions beaucoup plus tranquilles. La coupe *o* passe par une petite région où il n'y a pas de contact

anormal entre le Secondaire et le Tertiaire⁽¹⁾. Les dislocations de Saint-Jurs apparaissent donc comme un fait isolé, lié à un jaillissement de Trias diapir et s'étendent sur une distance inférieure à 2 kilomètres, du nord au sud.

Le contact entre Secondaire et Tertiaire ne reste normal que sur une petite distance, et bientôt une faille apparaît entre le Pontique très épais et le Jurassique qui se relève brusquement.

La figure 54 montre l'apparition de cette faille, qui s'accompagne d'un laminage du Néocomien et d'une flexure brusque du Pontique. On la suit (fig. 45) sur les coupes *p, q, r, s, u, x, y*. Au sud de Moustiers, on voit apparaître les calcaires lacustres de la base du Pontique, ployés et redressés à la verticale. De petits lambeaux cénomaniens sont pincés dans la faille.

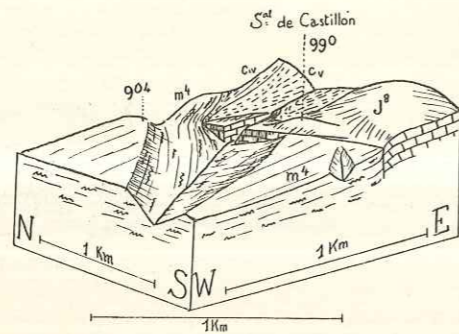


Fig. 54. — Naissance de la faille de Moustiers, près du Signal de Castillon. Vue du S. 40° W., pente 1/3.

Noter le laminage du Néocomien au voisinage de la faille et le redressement des couches pontiques.

Le plateau de Vénasclé qui domine Moustiers, au pied de l'anticlinal de Montdenier comprend, à l'ouest un large bombement jurassique, à l'est un synclinal néocomien, et un lambeau de conglomérats transgressifs qu'on peut rapporter à l'Aquitainien, par analogie avec ceux du Pont d'Aiguines. Mais toute cette région, au point de vue morphologique, est très nettement arasée à un niveau qui prolonge la surface terminale du Pontique de Valensole. La faille est donc antérieure au dépôt des dernières couches de conglomérats. Elle est postérieure au dépôt des premières, et représente donc une des modalités de l'affaissement général du bassin au cours du dépôt des conglomérats de Valensole.

⁽¹⁾ C'est là que passe la coupe que nous avons publiée dans : J. G. — Sur le rôle tectonique des Poudingues de Valensole (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1520, 15 mai 1933).

Vers le sud, elle perd son caractère de simple faille d'affaissement. A partir de Moustiers, les bancs jurassiques ne sont plus tranchés normalement, mais s'infléchissent au contact de la faille; la coupe *z* montre nettement un pli poussé sur le Pontique, lequel se soulève d'ailleurs par suite de l'apparition d'un anticlinal nouveau que nous suivrons vers Aiguines (Chap. v).

Le pli en lequel se transforme la faille de Moustiers tourne vers l'est, comme

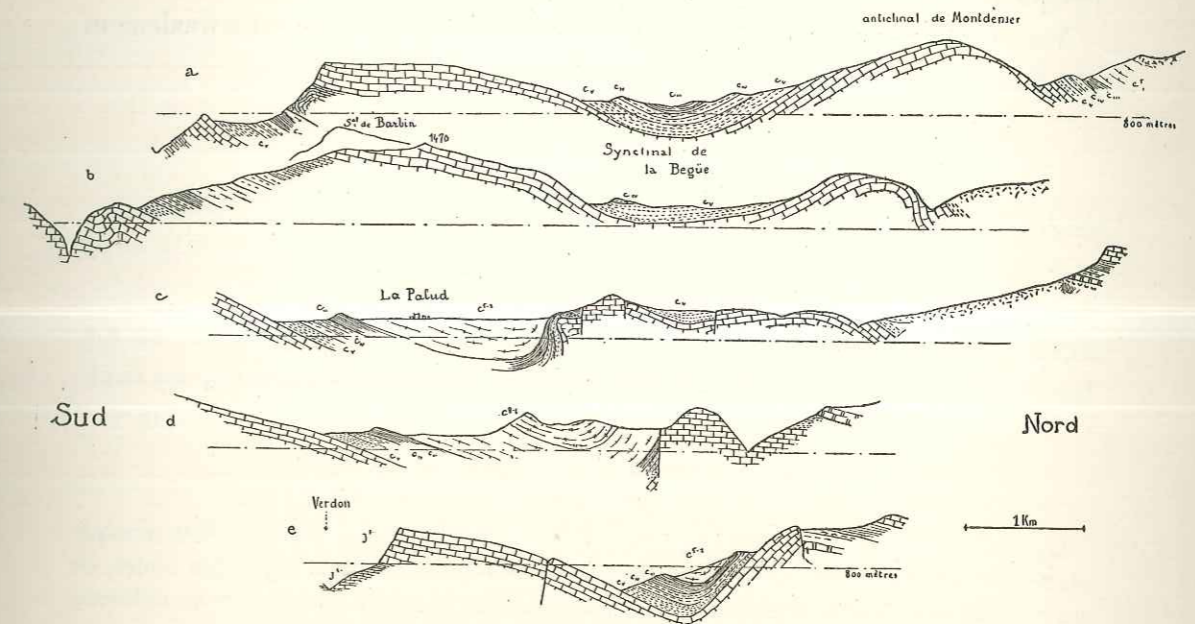


Fig. 55. — Cinq coupes à travers le synclinal de la Bégüe, l'anticlinal de Barbin et le synclinal de la Palud.

Notations générales. Orientation des coupes : *a*, N. 20° E.; *b*, N. 15° E.; *c, d, e*, sensiblement N.-S.

A gauche et, dans les dernières coupes, au milieu, synclinal de la Palud, dominé par l'anticlinal de Barbin, qui s'atténue considérablement et se réduit à une faille sur la coupe *d*. Le synclinal de la Bégüe et l'anticlinal de Montdenier ne sont visibles que sur les premières coupes et s'atténuent rapidement. A droite, sur les trois dernières coupes, bord de la série chevauchante du Mourre de Chanier.

la fin de l'anticlinal de Montdenier et va passer au nord de La Palud (carte, fig. 34), en culminant au Signal de Barbin.

Les coupes de la figure 55, qui lui sont perpendiculaires, ont donc une allure rayonnante en plan. Elles montrent, entre l'anticlinal de Barbin et celui de

Montdenier, le synclinal néocomien très régulier de la Bégüe, célèbre par ses fossiles hauteriviens étudiés par Kilian ⁽¹⁾.

La figure 56 montre comment le synclinal de Vénasclé et celui de la Bégüe sont séparés par une faille qui décroche leurs axes de plus d'un kilomètre (cette faille apparaît fig. 45, coupe z).

La figure 57 montre le seul accident de ce synclinal, un coin effondré entre failles sur le flanc sud, amenant le Barrémien au contact du Jurassique; aucune irrégularité ne s'observe dans son prolongement méridional.

Vers l'est, le synclinal s'atténue beaucoup, et le Valanginien bute finalement par faille contre le Jurassique de Châteauneuf.

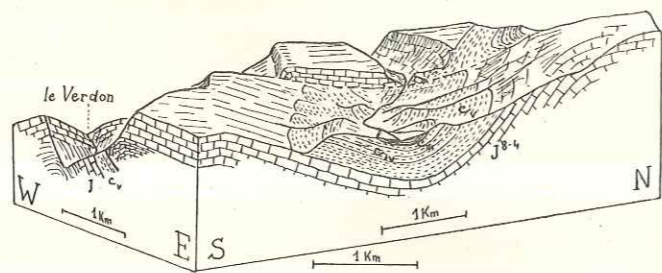


Fig. 56. — Le décrochement des synclinaux de Vénasclé et de la Bégüe.
Vue prise de E. 35° S., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Le synclinal de Vénasclé (au fond, à droite), d'axe N.-N.-W., est coupé par une faille presque exactement méridienne, au delà de laquelle commence le synclinal de la Bégüe (au centre, en avant), axialement décalé par rapport à lui, et de direction E. S. E.-W. N. W., avec les différents termes du Néocomien.

A gauche, l'anticlinal de Barbin chevauchant l'anticlinal d'Aiguines, éventré par les gorges du Verdon.

L'anticlinal du Signal de Barbin apparaît, figure 45, coupe z, figure 55, coupes a, b, c, sur la figure 56, sur la figure 114 et surtout sur la figure 58.

Il a, de l'ouest à l'est, trois manières d'être différentes, qui sont représentées par les coupes a, b et c de la figure 55, et dont les relations sont indiquées par la figure 58.

A l'ouest on a affaire à un pli dont le flanc inverse est très laminé, mais dont la charnière existe. Au centre, il n'y a plus trace de charnière, la série est décollée, et chevauche le Crétacé ou le Tertiaire des environs de la Palud par

⁽¹⁾ KILIAN et REBOUL. — Contribution à l'étude des faunes paléo-crétacées du sud-est de la France; II. Sur quelques ammonites de l'Hauterivien de la Bégude (*Mém. Carte Géol.*, Paris, 1915). Voir également le mémoire de 1920, paru sous le même titre général.

sa base. A l'est, au contraire, l'anticlinal redevient normal; le Néocomien, supprimé par étirement sur la plus grande partie du contact, existe cependant par place et l'anticlinal passe finalement à une simple faille (fig. 55,d). Ce qu'il

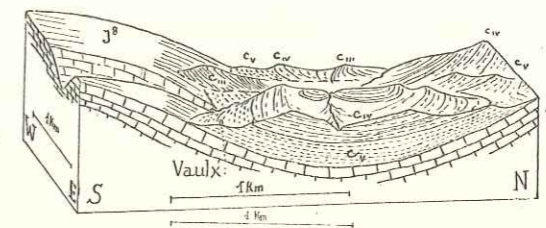


Fig. 57. — Le coin barrémien effondré du synclinal de la Bégüe.
Vue prise de l'E. 10° S., pente 1/4.

Deux failles, convergeant vers le sud, font buter le Barrémien c_{III} contre le Jurassique, le Valanginien c_v et l'Hauterivien c_{IV} du côté sud du synclinal.

Il y a de remarquable, et que la figure 58 montre très nettement, c'est la façon dont on passe, sans aucune transition, d'une forme à l'autre de l'anticlinal, par des failles de décrochement.

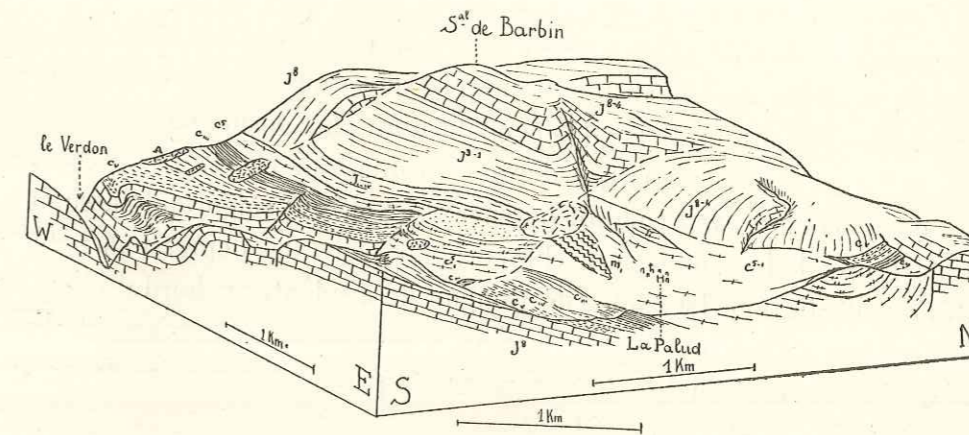


Fig. 58. — Le Signal de Barbin.
Vue prise de E. 28° S., pente 1/4; notations générales.

On voit nettement comment des failles de décrochement — indiquées par des tirets — séparent les trois parties de l'anticlinal, avec charnière à gauche, avec décollé et chevauchement au centre, passant à une faille à droite.

Au centre, dans le substratum, on distingue le coin affaissé qui figure plus clairement sur la figure 115.



Une particularité morphologique assez curieuse de cet anticlinal apparaît, quoique peu nettement, sur les figures 56 et 114. C'est l'existence à la partie supérieure, sur le Jurassique, d'un vaste plateau tout à fait horizontal qui s'étend sur plusieurs kilomètres, de part et d'autre de la faille qui décroche les synclinaux.

La région de Rougon sera étudiée dans un chapitre ultérieur, avec la région des gorges du Verdon. Nous allons simplement indiquer ici comment la faille à laquelle se réduit l'anticlinal de Barbin disparaît sous la masse chevauchante qui se poursuit, à l'est de la région que nous venons de décrire, depuis Majastres et Chabrières (fig. 117).

Le synclinal de la Palud se complète, un peu plus à l'est, par un flanc nord comprenant le Jurassique supérieur (qui forme la grande dalle située à l'ouest de Rougon) et le Néocomien en partie laminé (fig. 55, e). Le grand chevauchement de Majastres ne passe pas par-dessus ce flanc nord, mais au contraire bute contre lui. A Rougon, le synclinal de la Palud est haché par une série de failles nord-sud (voir ci-après, p. 177) et aucun synclinal n'apparaît plus dans son prolongement.

De la base du chevauchement qui domine Rougon partent des coulées boueuses chargées de gypse, extrêmement développées. L'une passe à l'ouest de la dalle qui constitue le flanc nord du synclinal, l'autre à l'est du village de Rougon, et descend jusqu'au Verdon (voir fig. 117). A la traversée de cette coulée, la route ne montre aucune fissure, ce qui prouve que son mouvement est complètement arrêté. Il s'agit cependant d'un phénomène récent et superficiel, qui s'est produit dans une dépression due à l'érosion. La méconnaissance de ces coulées avait conduit Zurcher⁽¹⁾ à voir une importante accumulation de Trias à la base de la série chevauchante, dans des dépressions préexistantes du substratum. La coulée de Rougon descendant, au bord du Verdon, à 400 mètres en dessous de son origine, ces dépressions auraient été d'une extrême importance. En fait, la surface sur laquelle s'est fait le chevauchement semble avoir été peu accidentée.

⁽¹⁾ ZURCHER. — Réunion extraordinaire de la S. G. (B. S. G. F., 3, XXV, p. 922, 25 septembre 1895).

ANTICLINAL DE CREISSET ET ÉCAILLES DU POIL.

Nous allons reprendre maintenant, à partir de Chabrières, la description de la région située à l'est du chevauchement de Majastres.



Fig. 59. — Croquis oro-hydrographique de la région comprise entre Chabrières et le Mourre de Chanier, avec l'emplacement des coupes.

a^1 à s^1 , figure 60; a^2 à r^2 , figure 65; a^3 à n^3 , figure 72; b^1 à f^1 , figure 8; f'' à z'' , figure 45; a''' à e''' , figure 55.

Sur les coupes de Chabrières, on avait vu apparaître (fig. 41, a, b), en arrière de la deuxième écaïlle et en contact anormal avec sa partie supérieure, un anticlinal de Lias, que nous avons appelé anticlinal de Creisset, du nom du village (aujourd'hui complètement abandonné) qui le domine.

Sur une longueur de 5 kilomètres, cet anticlinal forme la rive gauche de l'Asse. Vers le sud, il se complique et apparaît formé de plusieurs branches très aiguës et parfois rompues (fig. 60, a à k), qui se terminent périclinalement en face de Norante. La terminaison périclinale est très large et régulière dans les marnes bajociennes-bathonniennes.

Le Lias, moins développé que dans la barre des Dourbes, est encore épais de près d'une centaine de mètres, avec une constitution analogue. On voit déjà cependant apparaître les dolomies mentionnées page 72.

La deuxième écaïlle de Chabrières, qui le borde à l'ouest, s'étire brusquement, puis disparaît au sein des marnes oxfordiennes, comme on le voit sur la figure 61, qui montre plus spécialement la coulée boueuse de Creisset, l'une des plus importantes de la région. Longue d'un kilomètre avec une dénivellation de 400 mètres, elle présente avec une netteté admirable les différentes parties que l'on a l'habitude de distinguer dans un torrent : un entonnoir de glissement dans les marnes oxfordiennes au nord de Creisset, un lit encaissé dans une gorge qui traverse l'anticlinal du Lias et un cône de déjection dans la vallée de l'Asse. La section du lit montre une allure très constante dans les coulées analogues : deux crêtes assez aiguës, analogues à des vallums morainiques, longent les rives, encadrant une région déprimée. Il semble que les parties marginales, peut-être drainées latéralement, soient freinées, pendant que la partie centrale continue sa progression et se déprime. Le cône a dévié l'Asse de son cours rectiligne et l'a forcée à affouiller profondément sa rive droite, où se sont produits de nouveaux mouvements de terrains, qui ont entraîné des fissurations dans le tunnel de la voie ferrée et menacent la route chaque hiver. Le recul du versant s'est fait sentir à une hauteur assez considérable (100 à 200 m.). Cette coulée nécessite des soins constants de la part de l'Administration des Eaux et Forêts, qui cherche à en consolider la base par reboisement et à reporter latéralement vers l'aval, les ruisseaux qui la sillonnent.

Revenons aux environs de Chabrières. Nous y avons vu naître, à la chapelle Saint-Étienne (fig. 42), un synclinal valanginien que nous appellerons synclinal de Creisset, faute d'autre localité dans cette région abandonnée.

A Creisset, la coupe paraît normale entre le synclinal valanginien et l'anti-

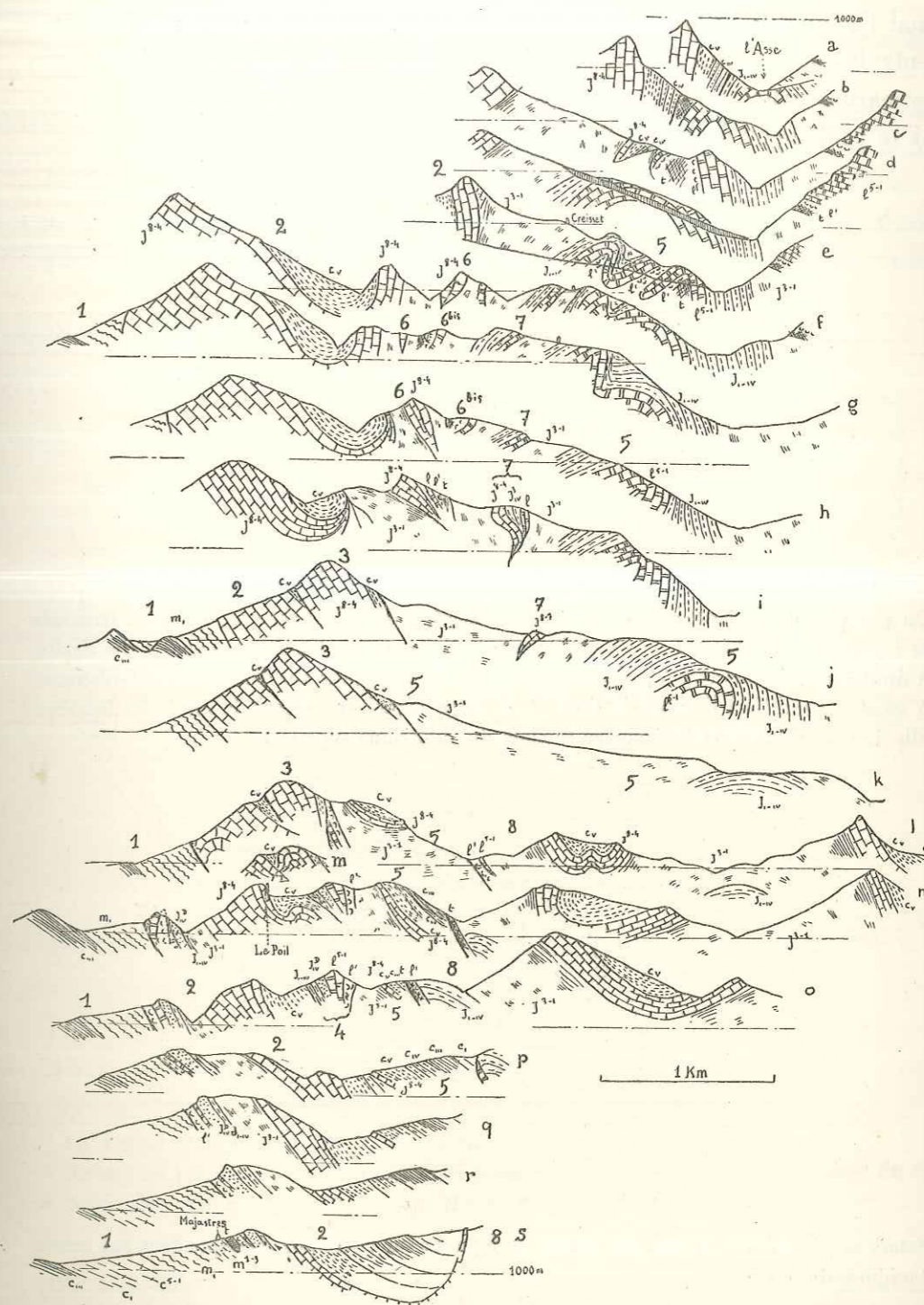


Fig. 60. — Série de coupes à travers l'anticlinal de Creisset et la région du Poil.

Notations générales. L'emplacement des coupes est indiqué par la figure 59.

Les chiffres arabes désignent des unités tectoniques qui sont énumérées dans le texte.

clinal liasique, peut-être seulement faute de pouvoir reconnaître les mouvements des marnes oxfordiennes. Mais au sud de Creisset apparaissent, au sein des marnes oxfordiennes, une série d'écaïlles, tant normales que renversées, qui se prolongent jusqu'au Poil.

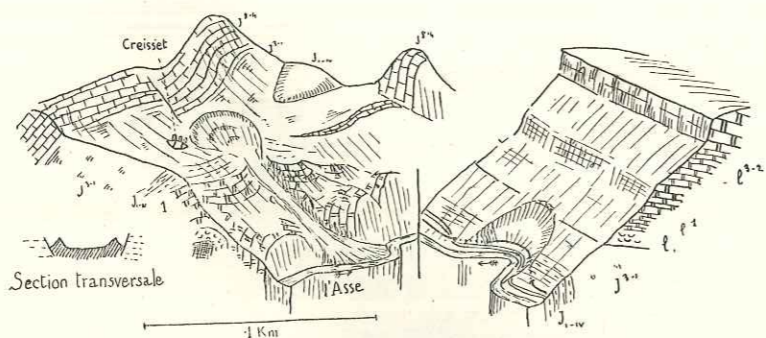


Fig. 61. — La coulée boueuse de Creisset.

Vue prise avec une pente 1/4, de E. 30° S. pour la rive gauche, du sud pour la rive droite.

On voit près de Creisset, les surfaces d'arrachement, puis le lit même de la coulée, encaissée dans un ravin, et le cône qui s'épanouit dans le lit de la rivière, laquelle a sappé sa rive droite. A droite, la série chevauchante des Dourbes dont le Lias repose sur des marnes oxfordiennes. A gauche, l'anticlinal liasique de Creisset, derrière lequel on aperçoit la fin de la deuxième écaïlle de Chabrières, avec le laminage soudain du Jurassique supérieur.

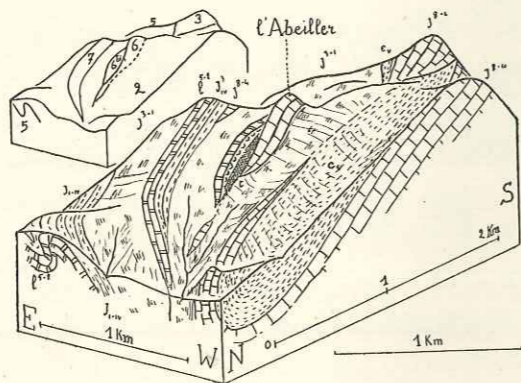


Fig. 62. — Région de l'Abeiller.

Vue prise de N. 37° W., pente 1/3.

Notations générales : Les chiffres arabes qui figurent sur le croquis correspondent aux unités tectoniques du texte.

On suivra l'énumération de ces écaïlles sur les figures 62 et 63, où elles sont désignées par des chiffres arabes qui figurent également sur la figure 60.

2 est la série qui chevauche, par le contact anormal de Majastres, la région 1. Vers le nord, 2 forme le synclinal de Creisset, dont le flanc est se lamine. Le synclinal disparaît sous une écaïlle 3, qui culmine au Signal du Poil. Cette écaïlle ne comprend que le Jurassique supérieur, et quelques bancs de la base du Crétacé sur son flanc est (fig. 62). Elle est donc en position normale. Au nord, elle disparaît très soudainement entre l'Oxfordien et le Valanginien, qui sont en contact direct par suite du laminage du flanc ouest du synclinal

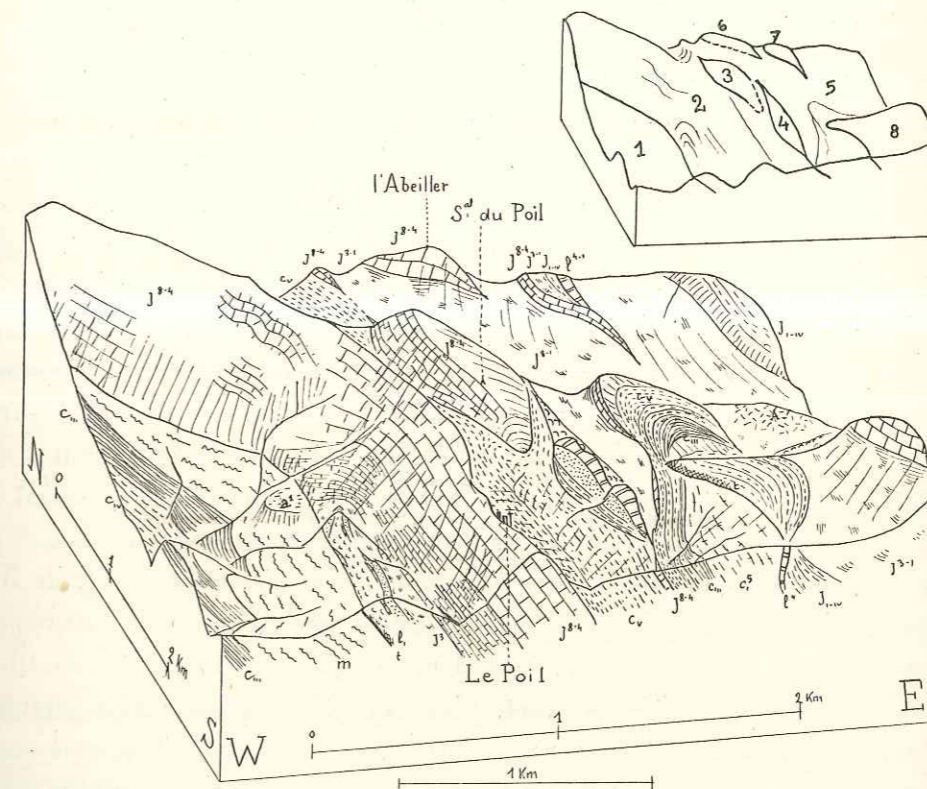


Fig. 63. — La région du Poil et de l'Abeiller.

Vue prise de S. 13° W., pente 1/3, notations générales.

Le croquis situé dans l'angle désigne les unités tectoniques.

Remarquer que la vue est sensiblement cylindrante pour la charnière située à l'ouest du Poil, et représentée par la figure 64.

(fig. 62). Elle ne peut prolonger ce flanc ouest puisqu'elle est de sens inverse.

Au sud, elle se termine périclinalement dans les marnes valanginiennes; lorsqu'on suit celles-ci au-dessus du Poil, on les voit se laminer entre les deux séries jurassiques 2 et 3 (fig. 60, m et n, et fig. 63).

L'écaïlle 4, située près du Poil, est de sens inverse, nous dirions, renversée, si elle n'était subverticale. Elle comprend des marnes du Bajocien et du Bathonien (à *Lytoceras tripartitum*), en contact avec le Valanginien du Poil, de faciès très analogue, la dolomie bajocienne, le Lias calcaire et le Rhétien très net. Tout cet ensemble se poursuit sur 1 kilomètre et s'effile à ses deux extrémités.

Nous avons désigné par 5, l'anticlinal de Creisset et son enveloppe de marnes oxfordiennes, qui vient en contact avec la partie supérieure de 3 et la base de 4, et le Jurassique supérieur et le Néocomien de la même série qui existent près du Poil (fig. 63).

C'est au sein des marnes oxfordiennes de 5 qu'apparaissent les écaïlles 6 (Abeiller), formées de Jurassique supérieur de sens normal pendant vers l'est, 6 bis, paquet de Lias et Trias plaqué contre la partie supérieure de 6, et 7, qui comprend toute la série jurassique, naturellement très laminée.

Enfin, nous avons désigné par 8 l'origine de l'anticlinal de Vibres (voir plus loin, p. 114); cet anticlinal forme une série continue avec l'anticlinal de Creisset (5), mais un contact anormal, injecté de Trias et de Rhétien, apparaît entre les marnes oxfordiennes, puis les marno-calcaires bajociens-bathoniens de la série 8 et le Jurassique supérieur, puis le Crétacé de la série 5. Ce Crétacé et le Jurassique supérieur qui le supporte sont par place extrêmement laminés (fig. 63). A peu de distance au sud du Poil, les séries 2 et 5 viennent en contact, et ce contact se fait d'une façon très remarquable (fig. 60, coupes p, q). Le Jurassique de la série supérieure se réduit à une simple lame, de 3 à 4 mètres d'épaisseur, qui sépare le Néocomien de la série supérieure, du Valanginien de la série inférieure. Cette lame paraît absolument interstratifiée au sein des marnes valanginiennes et, n'étaient les *Perisphinctes* très corrodés qu'elle contient, on hésiterait à reconnaître une duplication dans une série d'apparence aussi régulière. Aucun accident ne marque la terminaison de cette lame, et l'on passe vers le sud au Néocomien normal et unique (coupes r, s), simplement haché par quelques failles est-ouest.

Il ne nous paraît pas nécessaire d'insister plus longtemps sur cet ensemble désordonné d'écaïlles très laminées, très amincies et souvent incomplètes, fort peu continues en direction et qui se pressent en tous sens au sein des marnes oxfordiennes, sinon pour souligner le rôle de l'énorme masse plastique de ces dernières, qui a seul permis le transport et le laminage de ces écaïlles.

Nous avons vu plus haut comment la série chevauchante des Dourbes s'est enracinée à Norante, le chevauchement faisant place vers le sud à une série de plis en accordéon. Mais ces plis ont évidemment transmis la poussée d'une

façon beaucoup plus efficace que la série chevauchante, laquelle passait sur son avant-pays, grâce au rôle lubrifiant du Trias, sans causer de grands désordres (dôme de Châteauredon). C'est à cette particularité, semble-t-il, qu'on peut rapporter la série d'écaïlles laminées qui va du Poil à Creisset.

Revenons au contact anormal de Majastres. Nous avons vu qu'à la hauteur de Creisset, et presque jusqu'au Poil, il se présentait sous l'aspect d'une simple faille entre l'Aquitainien et le Jurassique supérieur, apparence qui tranche

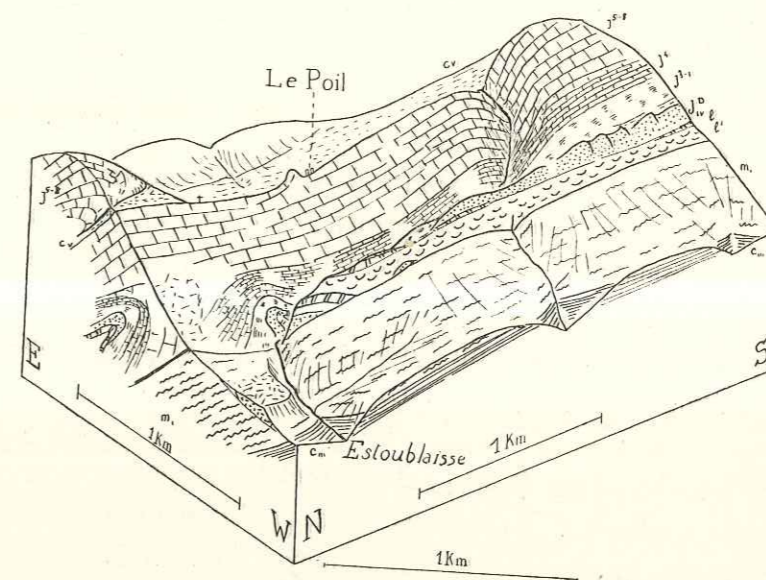


Fig. 64. — Environs du Poil.

Vue prise du nord-ouest, pente 2/3, notations générales.

La gorge de l'Estoublaisse, qui entaille la série chevauchante près du Poil, met en évidence sa charnière.

Remarquer, tout à fait à gauche, l'écaïlle du Signal du Poil (3).

paradoxalement avec toutes les raisons que nous avons de lui accorder une grande importance.

La partie inférieure de la série jurassique, jusqu'au Trias, apparaît en face du Poil comme le montrent les figures 64 et 63. Cette dernière figure est à peu près cylindrique et montre une charnière anticlinale qui rappelle l'origine d'anticlinal rompu du chevauchement.

Ceci permet d'interpréter de la façon suivante le contact direct entre Aquitainien et Jurassique supérieur : il s'agirait de la partie tout à fait antérieure de la masse chevauchante, dont la base est restée plus en arrière. Le synclinal

de Creisset apparaît alors, non pas comme un synclinal ordinaire, mais comme un simple repli de la partie frontale de la masse chevauchante.

Quoi qu'il en soit, il n'y a plus d'anomalie au sud du Poil, et la règle du décollement au sommet du Trias est vérifiée.

MAJASTRES ET LE MOURRE DE CHANIER.

Nous avons vu (fig. 63) les séries 2 et 5 se confondre, tandis qu'une discontinuité les séparait de la série 8. Celle-ci forme l'anticlinal de Vibres, que nous étudierons ultérieurement. Nous allons maintenant suivre vers le sud la série du Poil, qui va constituer l'anticlinal du Mourre de Chanier (1.931 m.). La série des coupes de la figure 65 montre la structure de cette région.

Au-dessus de Majastres, la série est normale, bien que sensiblement réduite par laminage. Comme plus au nord, la dolomie bajocienne, dans laquelle quelques entroques sont parfois reconnaissables, donne des masses rocheuses importantes comparables à celles du Jurassique supérieur (Rocher de la Croix de Majastres), mais moins continues. La confusion avait d'ailleurs été faite par Zurcher.

Au sud de Majastres apparaît un petit accident qui se poursuit sur un kilomètre. C'est une écaïlle de dolomie bajocienne, parfois accompagnée d'un peu de Lias, au sein des marnes du Jurassique moyen (fig. 65 *b, c, d*).

La coupe *d* nous montre un accident complètement indépendant du premier : une faille verticale (tout à fait nette) fait buter le Jurassique supérieur à l'ouest contre les marnes oxfordiennes de la série de Majastres. A peu de distance de là, le Valanginien apparaît sur le Jurassique, mais en même temps la faille passe à une flexure dans laquelle le Jurassique supérieur se rebrousse, vertical et très aminci (coupe *e*). Et l'accident passe à un anticlinal droit, dans l'axe duquel apparaît bientôt le Trias. Les deux flancs sont normaux; on y trouve représentés d'une façon continue tous les termes de la série, mais celle-ci est extrêmement amincie, et on passe en une vingtaine de mètres du Jurassique supérieur au Trias. Une telle série est naturellement impossible à figurer d'une façon complète, que ce soit sur les coupes (fig. 65, *f* à *h* et fig. 66) ou sur la carte.

La figure 66 représente cet anticlinal dont le flanc nord-est constitue le Signal de l'Hautcur. On voit que le versant est de cette cime est accidenté par une faille simple.

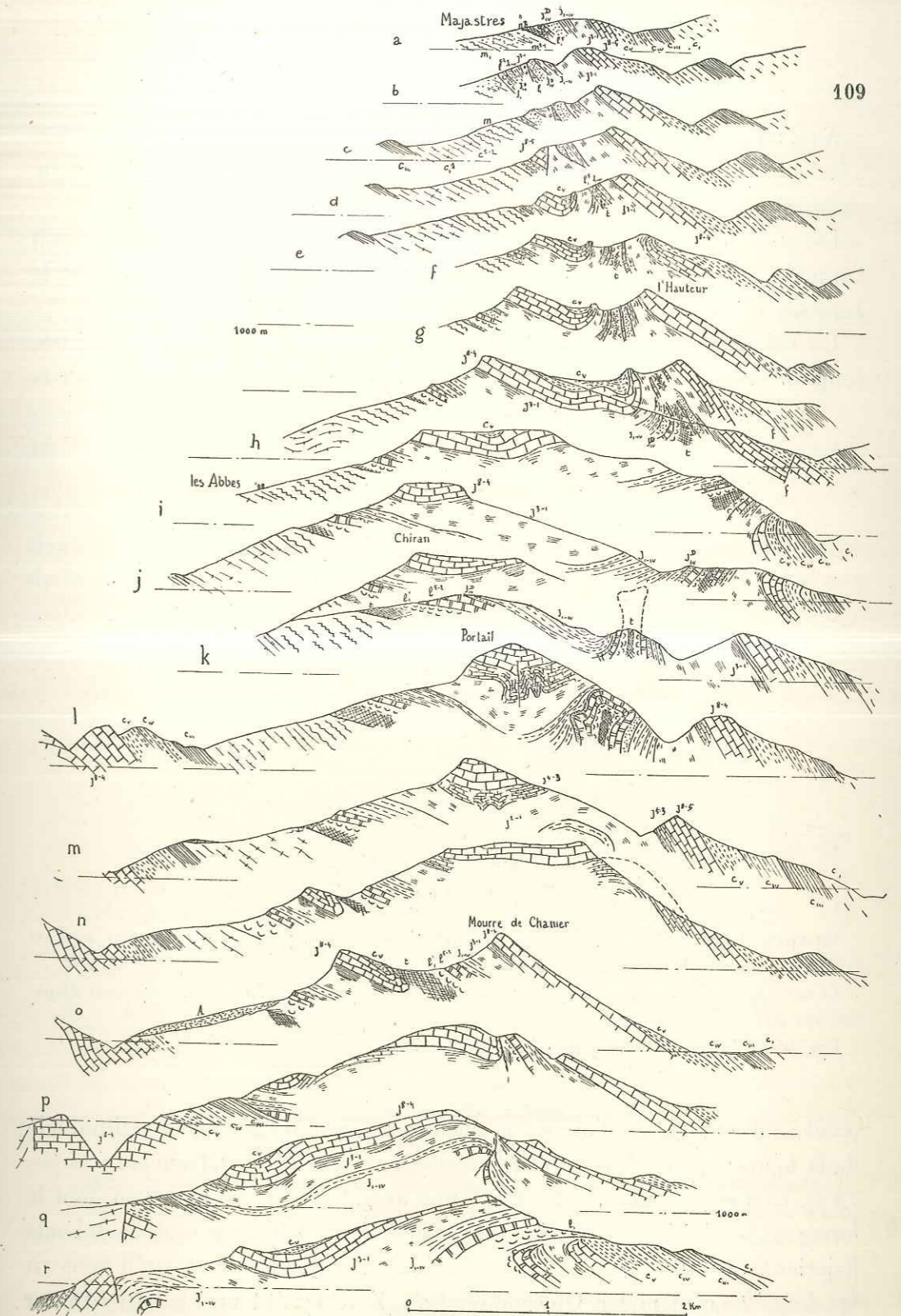


Fig. 65. — Série de coupes, de Majastres au Mourre de Chanier. Voir leurs emplacements à la fig. 59; notations générales.

Au sud-ouest de l'anticlinal, le Jurassique supérieur et le Valanginien s'étalent largement, constituant le Signal de Levens et le Chiran. La série chevauche toujours, par son Trias décollé, le Tertiaire de Majastres.

La coupe *i*, figure 65, et la figure 66 montrent qu'un peu plus au sud, l'anticlinal se déverse au nord-est; le Néocomien est fortement laminé, et le Jurassique supérieur est même supprimé sur une petite distance.

Un col, ouvert jusqu'au Bathonien, sépare le Chiran du Portail (fig. 65, coupe *k* et fig. 68). Ce col n'est pas simplement dû à l'érosion, mais corres-

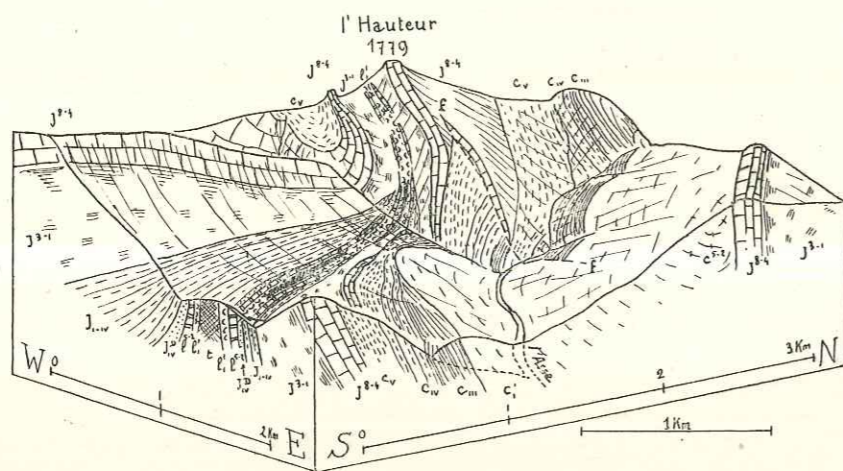


Fig. 66. — L'anticlinal pincé.

Vue prise de E. 37° S., pente 1/4; notations générales.

On aperçoit en avant la coupe de l'anticlinal redressé qui se poursuit vers l'arrière avec un laminage croissant des assises.

Ce laminage n'affecte qu'en un point le Néocomien près duquel le Jurassique supérieur disparaît sur une petite longueur.

Une faille *f* affecte un peu plus loin le Néocomien.

pond à un mouvement d'axe assez sensible, que montre la coupe longitudinale de la figure 67. Au delà du col, l'anticlinal se referme complètement (coupes *l* à *o*). La vue — dont la figure 68 donne une idée — de cet anticlinal dont la forme est soulignée par les teintes vives du Trias, du Rhétien et de la dolomie bajocienne, est un des spectacles géologiques les plus frappants qu'il nous ait été donné de contempler. On comprend que Zurcher ait tenu à le faire admirer à la Société Géologique, lors de la réunion extraordinaire de 1895. Mais la montée assez longue par une chaleur accablante semble avoir empêché les

membres de cette réunion d'apprécier comme il convenait la netteté avec laquelle apparaît le rôle du Trias qui constitue le noyau du pli.

Reprenons l'étude du contact anormal de Majastres. Sous le Mourre de Chanier qui fait suite au Portail, on voit apparaître sous la série que nous suivons

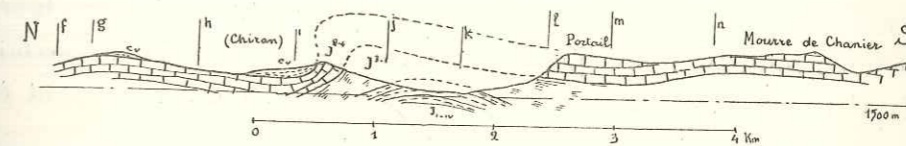


Fig. 67. — Coupe longitudinale de la chaîne du Mourre de Chanier montrant le redressement des assises du Chiran au-dessus du col du Portail. (Les traces des coupes de la fig. 65 sont indiquées.)

depuis Chabrières, une deuxième série qui chevauche également le Crétacé de Majastres, ou plutôt son prolongement. La figure 69 montre la façon très

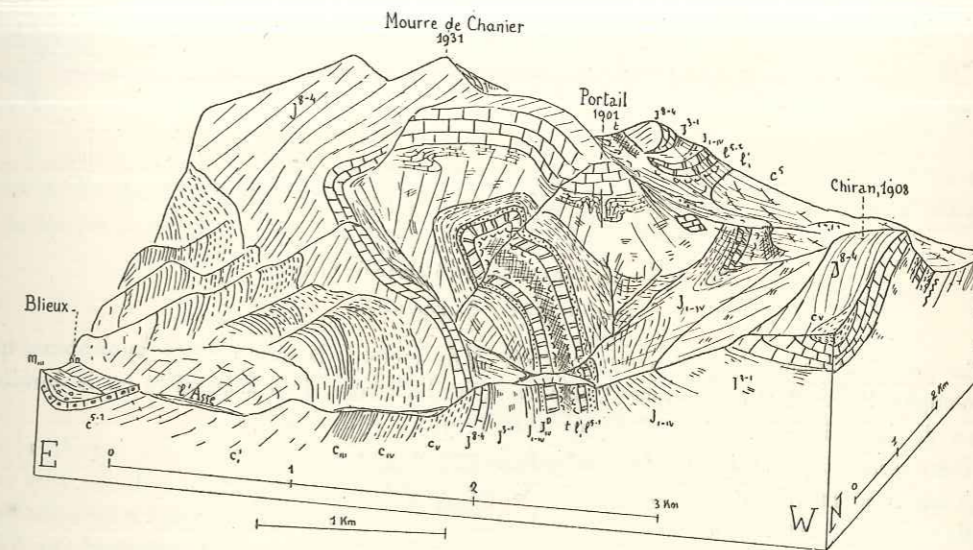


Fig. 68. — Le Portail et la fin de l'anticlinal pincé.

Vu de N. 11° W., pente 1/4.

A gauche, la série régulière de Blieux, puis l'anticlinal pincé qui s'amortit rapidement.

A droite, on aperçoit à travers le large col qui sépare le Portail du Chiran, le début de la série inférieure du Mourre de Chanier, qui chevauche le Crétacé de la vallée de Majastres-Levens.

rapide dont elle apparaît dans le contact anormal. Une particularité assez curieuse est le petit synclinal valanginien (fig. 65, coupe *o*) qui souligne l'allure relative des deux séries.

Mais plus curieuse encore est la façon dont disparaît la série supérieure du Mourre de Chanier (fig. 70 et 71). Le Crétacé et le Tertiaire de Blieux, qui reposent normalement sur cette série, sont chevauchés au sud-est par la série du Berbéné et du Pioulet, poussée vers le nord-ouest, disposition tout à fait exceptionnelle sur laquelle nous reviendrons plus loin (p. 137).

Sur le Néocomien, le chevauchement est tout à fait net. Au contraire, la série semble buter contre le Jurassique. Elle se recourbe, s'abaisse et va se raccorder avec la série inférieure du Mourre de Chanier. Ce raccordement peut être

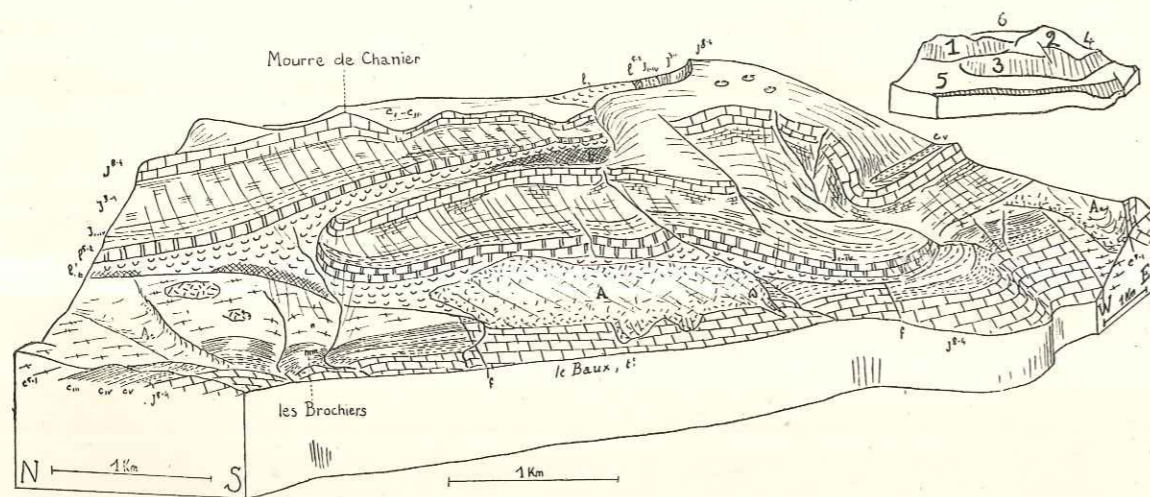


Fig. 69. — Les deux séries du Mourre de Chanier.
Vues de W. 17° S., pente 1/4.

La partie inférieure de la figure montre (en 5 du croquis) la série crétacée autochtone, qui prolonge celle de Majastres-Levens. Quelques failles l'affectent, dont la dernière est la dernière trace de l'anticlinal de Barbin (voir plus haut, p. 99).

Cette série est chevauchée par la série de Majastres-Mourre de Chanier (1), sous laquelle apparaît une série nouvelle 3, qui s'insère dans le contact anormal. Cette série se redresse, avec une faille et un repli anticlinal de signification absolument locale, pour se raccorder à la série du Berbéné-Pioulet (2) dans laquelle apparaît la première amorce du synclinal de Chasteuil (4). Vers l'est, le chevauchement au sud se poursuit jusqu'au Signal de Robion, où il s'enracine.

Au fond, en 6, on aperçoit le bassin crétacé et tertiaire de Blieux, qui repose sur la série du Mourre de Chanier (1), tout en étant chevauché par la série du Berbéné-Pioulet.

constaté d'une façon tout à fait nette. Le repli anticlinal, accompagné d'une faille, qui affecte la série un peu plus au sud (fig. 69), ne joue qu'un rôle tout local.

La figure 71 schématise cette disposition paradoxale de deux séries qui se chevauchent mutuellement suivant les points. Le chevauchement de la série

inférieure vers le sud se poursuit jusqu'à Castellane. Il se termine par le plus bel enracinement périclinal qui se puisse voir, au Signal de Robion.

Nous verrons plus loin l'origine du chevauchement vers le nord-ouest du Berbéné et du Pioulet, et nous comprendrons par suite de quel pivotement

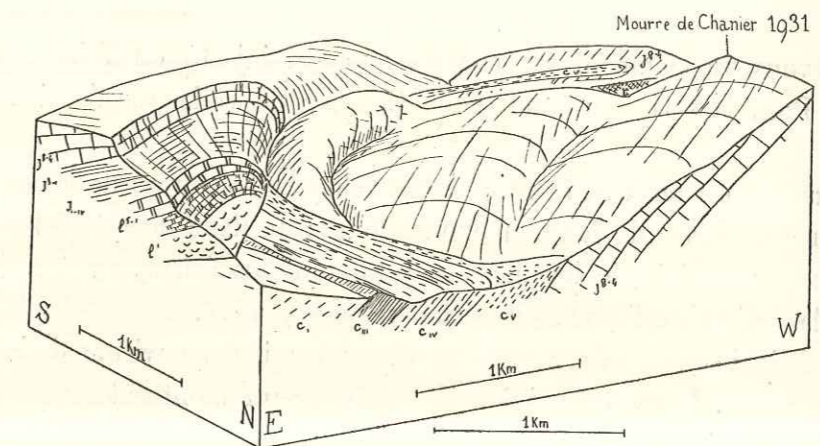


Fig. 70. — Raccord entre la série du Berbéné-Pioulet et celle du Mourre de Chanier.
Vu du N. 33° E., pente 0,3.

A gauche, la série du Berbéné-Pioulet, qui chevauche très nettement le Crétacé de la série du Mourre de Chanier mais bute contre le Jurassique, s'infléchit et se raccorde à la série inférieure du Mourre de Chanier visible au fond avec son petit synclinal valanginien.

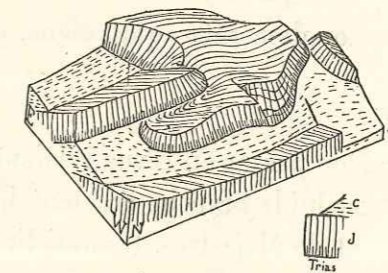


Fig. 71. — Schéma illustrant les relations entre les séries du Mourre de Chanier et du Berbéné-Pioulet.
(Vue du nord-ouest.)

Comparer aux figures 69 et 70 : J, Jurassique ; C, Crétacé ; en avant : autochtone ; à gauche : série du Mourre de Chanier ; au fond : série du Berbéné-Pioulet.

autour du point qui nous intéresse a pu se produire cette disposition. Il est vraisemblable de plus que le chevauchement du Mourre de Chanier n'a pas dû se faire normalement à sa direction, mais admettre une composante oblique vers le sud assez importante.

ANTICLINAL DE VIBRES.

Nous avons vu comment un contact anormal injecté de Trias séparait, près du Poil, la série du Mourre de Chanier de celle de l'anticlinal de Vibres.

La forme de cet anticlinal résulte suffisamment des coupes de la figure 72 pour nous dispenser de longues explications : le flanc ouest est laminé et jalonné par une série de lentilles de Jurassique supérieur. La terminaison périclinale, à l'est de Blieux, est parfaitement régulière.

Cet anticlinal se raccorde, vers le nord, aux replis des environs de Barrême décrits page 45. Les coupes *b* à *d* de la figure 72 montrent en particulier comment l'anticlinal de la Barre disparaît.

On remarquera sur ces coupes la discordance du Lattorfien sur le Crétacé. A Sénez, le Lattorfien comprend une masse de grès, le Grès de Sénez (fig. 72), intercalé à la partie supérieure des marnes. A.-F. de Lapparent a montré⁽¹⁾ comment une éaille barrémienne surgissait dans cette masse (coupe *h*, *i*), poussée sous elle par la série chevauchante de la Blache (p. 123). La masse de Crétacé supérieur qui domine la rive droite de l'Asse, au Bois de Leye, est également poussée sur les conglomérats aquitaniens, eux-mêmes discordants sur le Lattorfien.

Les plis que nous venons de passer en revue relaient le chevauchement des Dourbes, pour constituer avec lui la branche occidentale de l'arc de Castellane. En dehors du chevauchement de Majastres, les anticlinaux sont peu continus. Ils ne sont généralement pas rompus, ou du moins pas complètement, sauf de Chabrières au Poil où de nombreuses éailles étirées se sont insérées dans les marnes oxfordiennes.

Le bord du bassin de Valensole est marqué par une série de ruptures et de chevauchements, aussi bien devant les plis que nous venons de décrire que plus au nord, devant les Dourbes. Non seulement les conglomérats et leur substratum

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (Albert-F.). — Les terrains tertiaires de Barrême et de Sénez (*C. R. S. G. F.*, n° 15, p. 218, 3 décembre 1934).

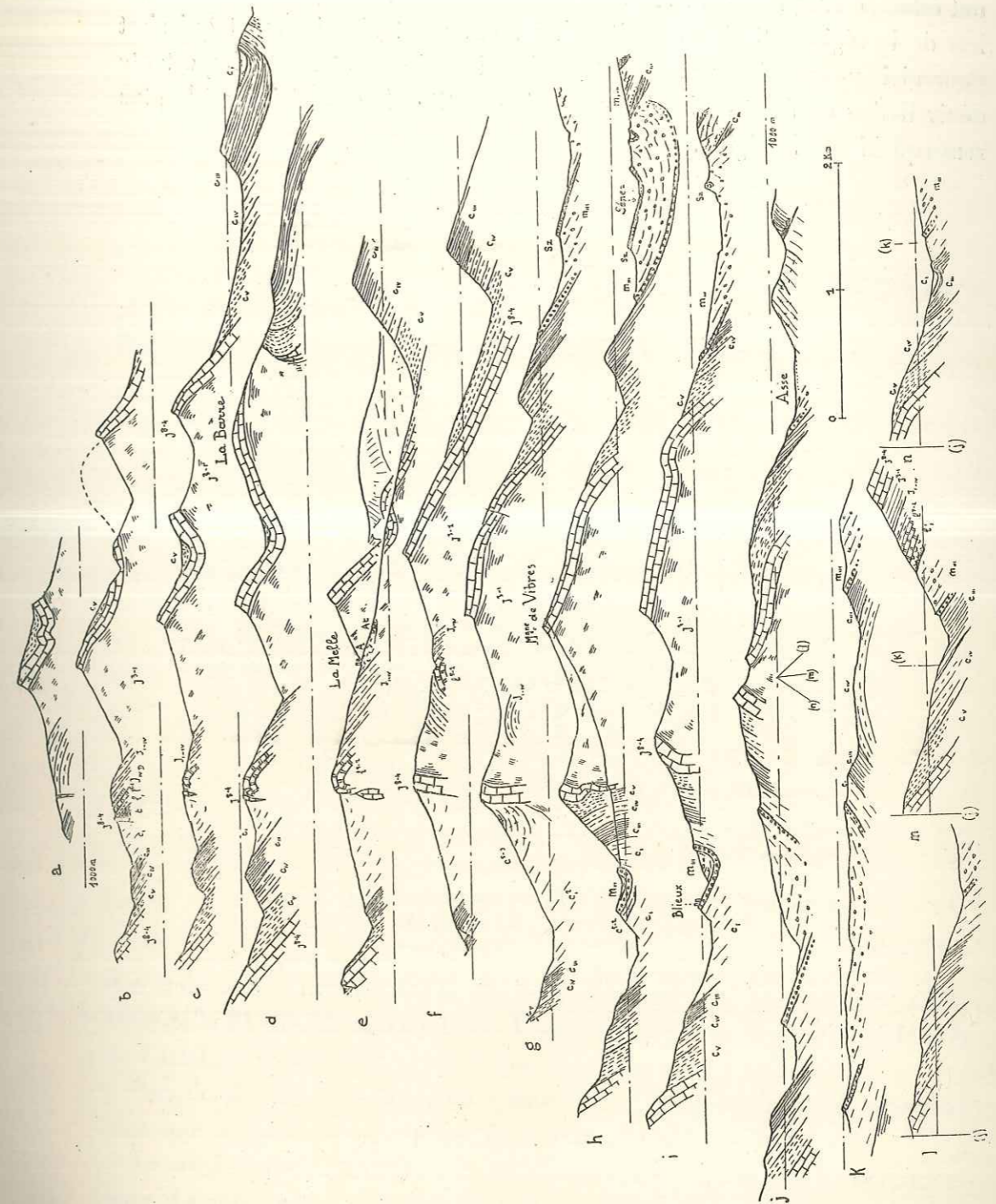


Fig. 72. — Série de coupes à travers l'anticlinal de Vibres. (Voir leurs emplacements fig. 59.)
Notations générales, avec : Sz pour le grès de Sénez, faciès des marnes nummulitiques lattorfiennes $m_{m, r}$, conglomérats de la molasse rouge.

ont échappé aux plissements, mais ils se sont trouvés très fortement en contre-bas de la région plissée par suite d'un mouvement d'abaissement qui s'est poursuivi au cours de leur dépôt et pendant les plissements. Cette importante dénivellation au front de la région plissée constitue la caractéristique la plus remarquable de la région.

CHAPITRE IV.

ENVIRONS DE CASTELLANE.

Les environs immédiats de Castellane sont la partie la plus compliquée de la région que nous étudions. Ils sont situés au sud du chevauchement Lauppe-Demandolx étudié précédemment (p. 58). En partant de là, la première unité

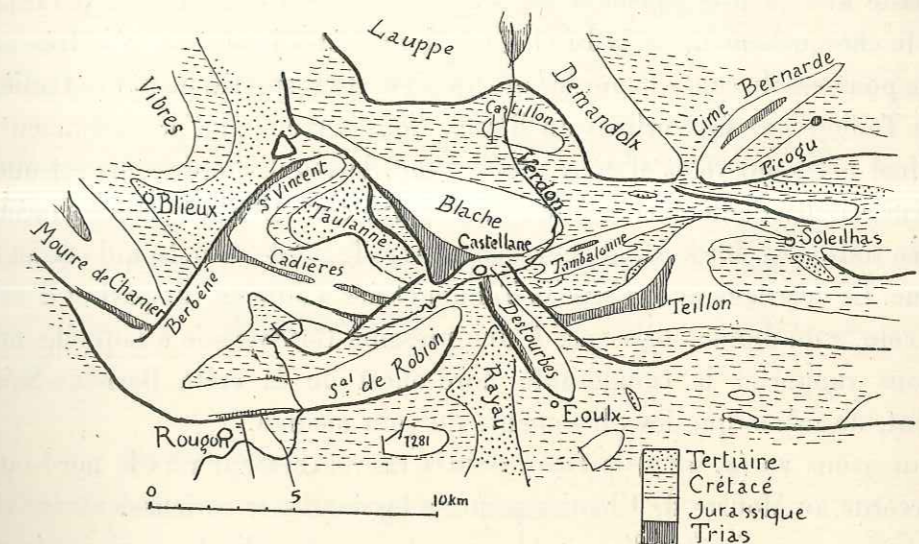


Fig. 73. — Carte géologique sommaire des environs de Castellane avec la désignation des principales unités.

que nous rencontrerons (à part le petit anticlinal isolé de Castillon) est la série de la Blanche, chevauchant vers le sud par son Trias largement étalé près de Castellane, et qui s'enracine à l'est à la Jaby (fig. 73).

Vers l'ouest, la série se poursuit — mais avec un chevauchement qui ne montre plus que le Crétacé — jusqu'au Trias extravasé de Gévaudan.

Au sud de cette série, nous trouvons deux massifs très complexes, mais curieusement symétriques : à l'ouest les Cadières, formées de plis compliqués, avec en particulier un pli couché vers le nord à flanc inverse conservé. La particularité la plus curieuse est la façon dont, vers le sud-est, tous ces plis sont

coupés transversalement par une surface de contact anormal, au delà de laquelle on trouve une série crétacée régulière.

A l'est, le massif du Teillon fait pendant à celui des Cadières : plis assez complexes avec le même pli couché vers le nord à flanc inverse conservé, et même coupure transversale au sud-ouest, par une ligne de contact anormal jalonnée de Trias qui va disparaître au nord-ouest sous la série de la Blache; cette importante discontinuité sépare les plis du Teillon de la série crétacée tout à fait normale qui recouvre le Roc de Castellane et Destourbes.

Dans le coin compris entre ces deux contacts anormaux, les plis affectent une forme rayonnante : Signal de Robion, synclinal du Rayau, Montagne de Destourbes. Malgré l'enracinement périantidinal du Signal de Robion, qui contraste avec le prolongement de la Montagne de Destourbes disparaissant sous le chevauchement de la Blache, ces deux crêtes jouent un rôle très analogue, poussées du contact anormal qui les séparent respectivement des Cadières et du Teillon vers le synclinal du Rayau. Nous verrons plus loin comment ce synclinal nord-sud vient altérer, plus au sud, la régularité des plis est-ouest.

Le massif des Cadières se relie à l'ouest à une crête (Berbéné-Saint-Vincent,) dirigée sud-ouest-nord-est, et chevauchant vers le nord-ouest, ce qui est un cas unique. Le déferlement des plis du Teillon et des Cadières, de part et d'autre d'un coin, a dû donner naissance à une pression transversale à laquelle nous pouvons rapporter la composante nord-ouest de la crête Berbéné-Saint-Vincent, de même que les plissements du coin médian.

Nous avons vu (p. 112) la façon dont ce chevauchement vers le nord-ouest se raccorde au Mourre de Chanier par une torsion assez curieuse.

Malgré sa complication, l'ensemble constitué par les plis des environs immédiats de Castellane présente donc une allure très systématique. Nous y joindrons, dans le présent chapitre, l'étude de la Cime Bernarde, du Picogu et de l'anticlinal situé au nord de Soleilhas, qui présentent un lien évident avec le massif du Teillon en même temps qu'avec la région de Demandolx (p. 69).

Au milieu de ces contacts anormaux orientés en tous sens, on peut se demander si une interprétation ne serait pas possible qui distinguerait des lambeaux de nappes repris dans des plis ultérieurs, et des tentatives ont été faites dans ce sens. Une coupe comme celle de la figure 92 appelle une telle explication, mais en regardant les choses dans leur ensemble, on voit suffisamment de raccords certains, de terminaisons périclinales nettes pour pouvoir rejeter sans hésitation cette hypothèse.

Énumérons-les : l'enracinement de la Blache vers l'est, à la Jaby, raccorde à la région située au nord le Massif du Teillon. En allant jusqu'à Saint-Auban, on voit l'enracinement de la crête qui le prolonge, montrant le raccord entre le Teillon et la région située au sud, en particulier la Montagne de Destourbes. En contournant celle-ci par le sud assez loin pour éviter les complications d'Eouls on vérifie son enracinement, évident d'ailleurs lorsqu'on observe un lambeau de flanc inverse conservé (Guébbard).

L'enracinement nord-est du Signal de Robion est le plus net qu'il nous ait été donné d'observer. Il relie à la région située au sud le synclinal crétacé de

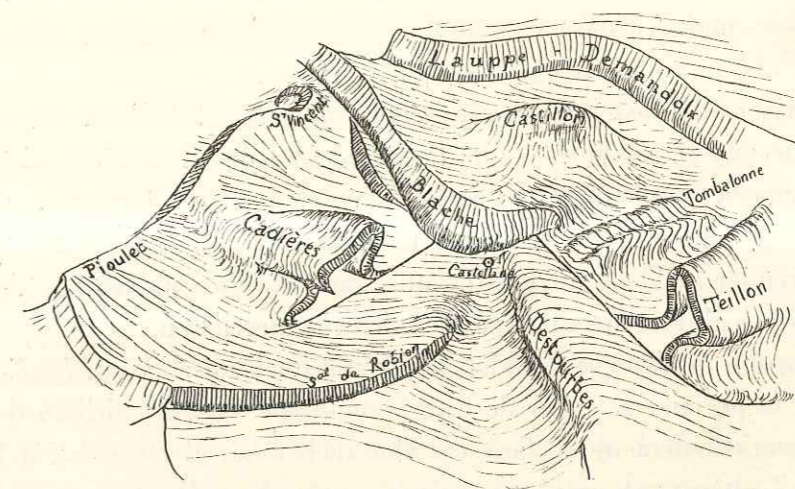


Fig. 74. — Schéma tectonique des environs de Castellane (vus du sud).

La tranche de la série est indiquée par des hachures.

Taloire et Chasteuil, et prouve ainsi notre interprétation de la figure 92. De la même façon, la série de Saint-Étienne se relie au synclinal de Chasteuil. Enfin, l'enracinement du Signal de Saint-Vincent permet le raccord de la région de Taulanne avec celle de Blicux et Sénez.

On voit facilement que tous ces raccords s'opposent absolument à une interprétation qui fasse intervenir des lambeaux de nappes.

Notre description détaillée va prendre les différents éléments dans l'ordre suivant :

1° Série de la Blache, avec l'anticlinal de Castellon. A cette série se rattachent deux écailles de Crétacé supérieur poussées contre le tertiaire de Sénez et de Taulanne.

2° A l'ouest du coin médian : massif des Cadières, crête de Saint-Vincent et du Berbéné, chevauchement de Rougon et raccord avec le Mourre de Chanier.

3° Le coin médian : Signal de Robion et son enracinement, synclinal du Rayau et Montagne de Destourbes, avec les complications de la région d'Eoulx;

4° A l'est du coin médian : Massif du Teillon formé de l'anticlinal double de Tambalonne au nord, et du pli de la Garde au sud, se couchant vers le nord. Puis le massif du Teillon se résout en deux anticlinaux, dont l'un se termine à Soleilhas et l'autre à Saint-Auban;

5° L'anticlinal de Cime Bernarde, le Picogu et le pli droit de Soleilhas forment un ensemble à part.

Les environs de Castellane correspondent au sommet de l'arc. Cette position centrale les met en relation avec toutes les régions que nous avons distinguées. Nous avons dit au chapitre II que le chevauchement de Lauppe-Demandolx, que nous avons décrit avec la région tranquille qu'il limite, n'est autre chose que le premier accident du groupe que nous étudions maintenant.

Les plis du Mourre de Chanier et de Vibres, décrits au chapitre précédent, se prolongent axialement par les accidents que nous allons étudier. Mais alors que le premier se raccorde directement avec eux, l'anticlinal de Vibres s'ennoie périclinalement en face du chevauchement Berbéné-Saint-Vincent. Le pli de Cadières est simplement dans son prolongement.

Au sud, il n'y a plus de ruptures ni de chevauchements. Malgré cette différence, il y a une parenté très nette entre la terminaison périclinale du Signal de Robion et certains dômes situés plus au sud. Et le synclinal du Rayau, qui naît au pied de la montagne de Destourbes, joue un rôle important plus au sud.

A l'est, les prolongements axiaux des anticlinaux de Cime Bernarde et du Picogu vont passer le long du Var, et correspondent au Gourdan et au Vial. La cuvette de Saint-Antonin naît, en fait, au pied du Picogu. Le Teillon se résout vers l'est en deux crêtes dirigées est-ouest, qui annoncent les nombreuses crêtes analogues que longe l'Esteron, ou qui passent plus au sud aux grands chevauchements de la région de Grasse.

STRATIGRAPHIE

Nous retrouvons, comme au chapitre précédent, deux régions de faciès différents. Les marnes oxfordiennes du faciès alpin sont très développées dans la série de la Blache. On n'en trouve que quelques traces dans le massif des Cadières ou dans le Teillon; ces traces mêmes ont été fréquemment chassées des plis par des laminages tectoniques. Au sud de la série de la Blache et de la route de Demandolx, ces marnes sont remplacées par un ensemble de calcaires marneux.

Le Néocomien, très fossilifère, s'amincit un petit peu vers le sud; l'alternance des bancs durs et tendres devient moins régulière; le faciès à ammonites pyriteuses du Valanginien n'existe que tout à fait au nord. Quelques intercalations glauconieuses apparaissent.

Les marnes aptiennes disparaissent vers le sud, et l'Albien vient au contact du Barrémien également glauconieux. Tous ces changements se font sensiblement à partir de la même ligne.

Les dépôts tertiaires ont été étudiés récemment par A.-F. de Lapparent⁽¹⁾, après Boussac et Zurcher. Les grès et les marnes à nummulites du Vit, qui passent latéralement les uns aux autres et à des conglomérats de base, appartiennent au Lattorfien. Il existe, à Taulanne, un calcaire lacustre à *Nystia Duchastelli* qui sépare ce Lattorfien marin des marnes rouges à conglomérats de l'Aquitainien.

A Rayau, des marnes à conglomérats très épaisses étaient rapportées à l'Oligocène par Zurcher. Des fossiles pontiques y ont été trouvés par Guébard et par A.-F. de Lapparent⁽²⁾. A la base de ces marnes existe d'une façon discontinue un calcaire lutétien lacustre.

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (Albert-F.). — Observations sur le synclinal de Taulanne (*C. R. S. G. F.*, 5 mars 1934, p. 71).

⁽²⁾ GUÉBARD. — Sur l'âge des conglomérats supérieurs de la région de Castellane dans ses rapports avec les plissements alpins (*C. R. Ac. Sc.*, t. 162, 20 mai 1916, p. 766).

DE LAPPARENT (Albert-F.). — Le bassin tertiaire d'Eoulx près Castellane (*C. R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 334, 21 janvier 1935).

SÉRIE DE LA BLACHE.

Au sud du chevauchement du Signal de Lauppe, nous en trouverons un autre de style analogue, mais qui n'a qu'une assez faible individualité topographique. Dans la région de Lioux, il ne donne lieu à aucune crête, ne comprenant que du Crétacé. Au nord de Taulanne et de Castellane, plusieurs crêtes correspondent respectivement au Lias et au Jurassique supérieur. Celui-ci constitue le Signal de La Blache (1311).

Au nord de la Blache, un petit anticlinal très court surgit près de Castellon, et fait pointer le Jurassique au milieu du Crétacé. Cet anticlinal qui vient seul

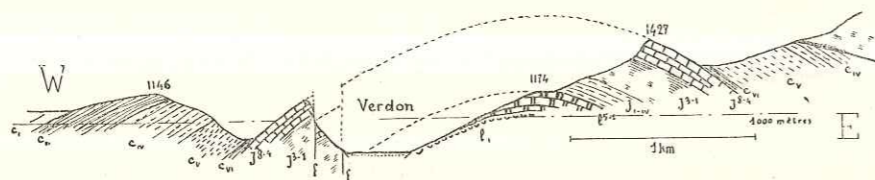


Fig. 75. — Coupe longitudinale de l'anticlinal de Castellon, montrant le fort plongement de l'axe à l'est comme à l'ouest. Notations habituelles.

interrompre la régularité du versant nord de la Blache, avait été figuré d'une façon très inexacte par Zurcher : par suite d'une faille, on trouve dans le prolongement du Lias bien développé sur la rive gauche du Verdon le Jurassique supérieur, ce qui avait amené la confusion de Zurcher, qui a figuré deux anticlinaux emboîtés. Dans sa « note sur la structure de la feuille de Castellane », il avait pris comme exemple la structure assez compliquée à laquelle il était arrivé. La carte de Guébard est ici beaucoup plus exacte.

La coupe (fig. 75) prise suivant l'axe de l'anticlinal montre sa très forte courbure.

La vue cavalière de la rive gauche du Verdon (fig. 76) montre suffisamment l'allure de l'anticlinal. Alors que le flanc nord donne une coupe très complète de la série jurassique avec un beau faciès alpin, le flanc sud est laminé, avec les marnes oxfordiennes réduites par place à trois mètres. Le Jurassique supérieur manque complètement sur une petite longueur. La série néocomienne est complète, bien que présentant des traces évidentes de broyage à hauteur de la route en construction.

Derrière le Sommet de la Colle (1427), on aperçoit la série du Signal de Demandolx qui n'est en rien affectée par l'anticlinal de Castellon. Au contraire, le contact anormal coupe l'anticlinal néocomien, amenant l'Oxfordien à reposer sur le Valanginien dans l'axe, alors que l'Hauterivien existe au nord, et qu'au sud, la série se complète jusqu'à l'Aptien.

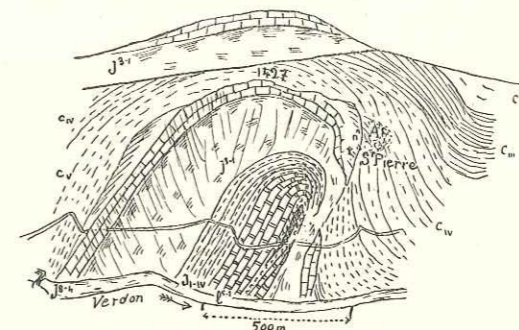


Fig. 76. — Vue cavalière de la rive gauche du Verdon, montrant l'anticlinal de Castellon éventré jusqu'à l'Infralias, avec flanc sud laminé. Au fond, série du Signal de Demandolx, non plissée.

La figure 77 donne une vue cavalière de la rive droite du Verdon. Celui-ci passe, de ce côté, beaucoup plus près de l'ennoyage de l'anticlinal jurassique, si bien que nous n'observons aucun laminage. Par contre, deux failles sensiblement nord-sud viennent couper l'anticlinal tout près de son extrémité, avec

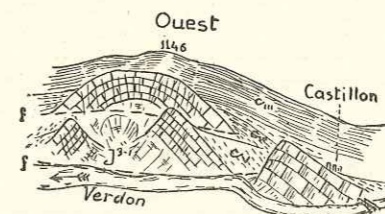


Fig. 77. — Anticlinal de Castellon; vue cavalière de la rive droite du Verdon.

f, Trace des failles à la surface du sol (en tirets); à droite, retombée de l'anticlinal en avant de la faille; à gauche, en avant, partie affaissée de l'anticlinal puis, en arrière, partie non affaissée.

partie médiane affaissée. L'anticlinal néocomien, peu accusé et régulier, disparaît sous les marnes aptiennes à l'ouest de la cote 1146.

Revenons à la série de la Blache proprement dite. Stratigraphiquement, nous retrouvons ici une série analogue à celle de la région de Saint-André, encore nettement géosynclinale et qui comprend une série de gisements clas-

siques : Aptien de Lioux, Néocomien du Cheiron, à faune bathyale, Tithonique mince, marnes callovo-oxfordiennes développées, marno-calcaires du Juras-

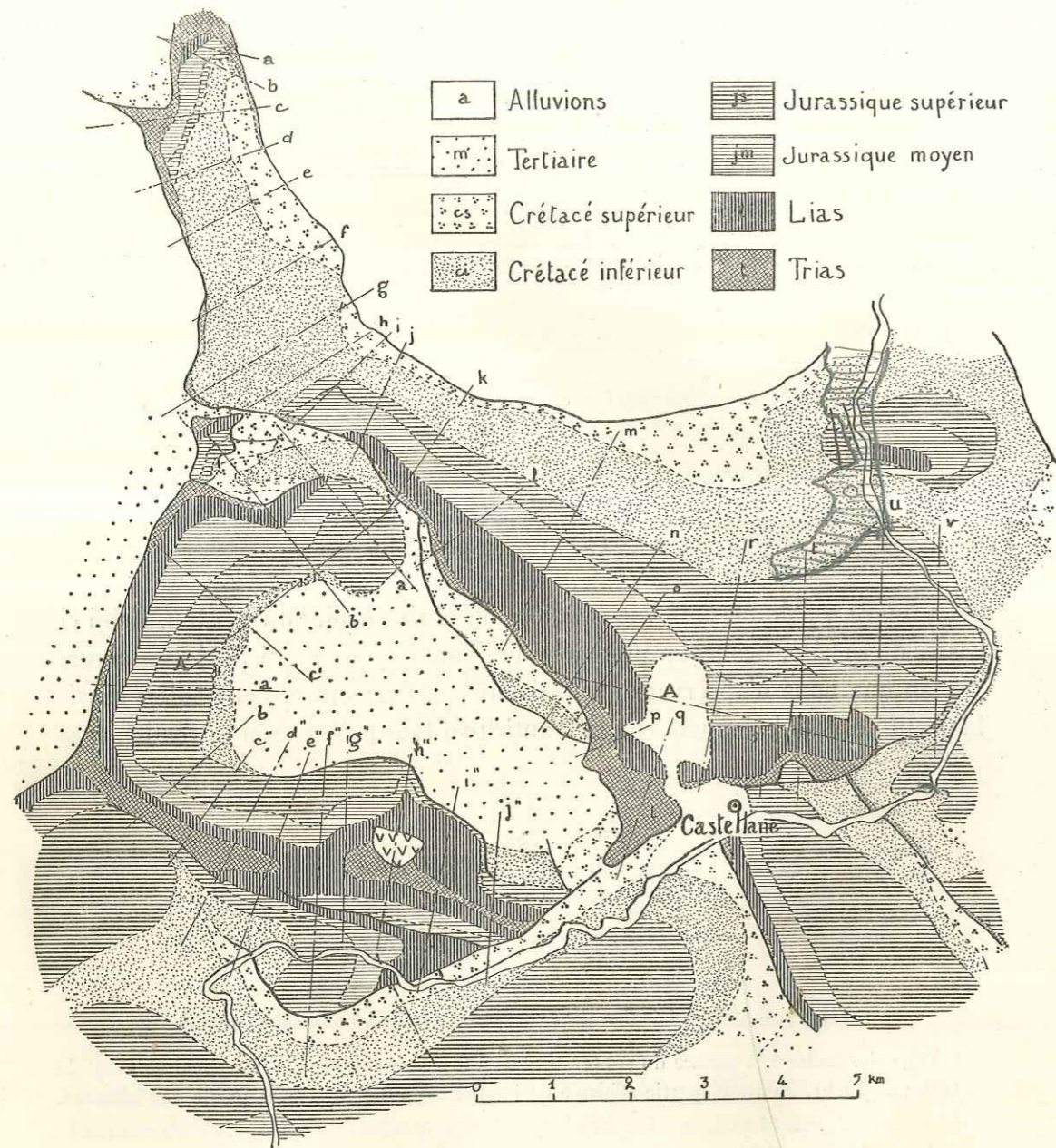


Fig. 78. — Carte géologique de la série de la Blache et du massif des Cadières, avec indication de l'emplacement des coupes des figures : 79 (a à v); 80 (A); 85 (a'' à j''); 90 (a' à c', A'). Le lambeau de Jurassique supérieur glissé est indiqué par des v.

sique moyen fossilifères à la Palud, Lias classique à la Melaou près de Castellane (voir carte fig. 78).

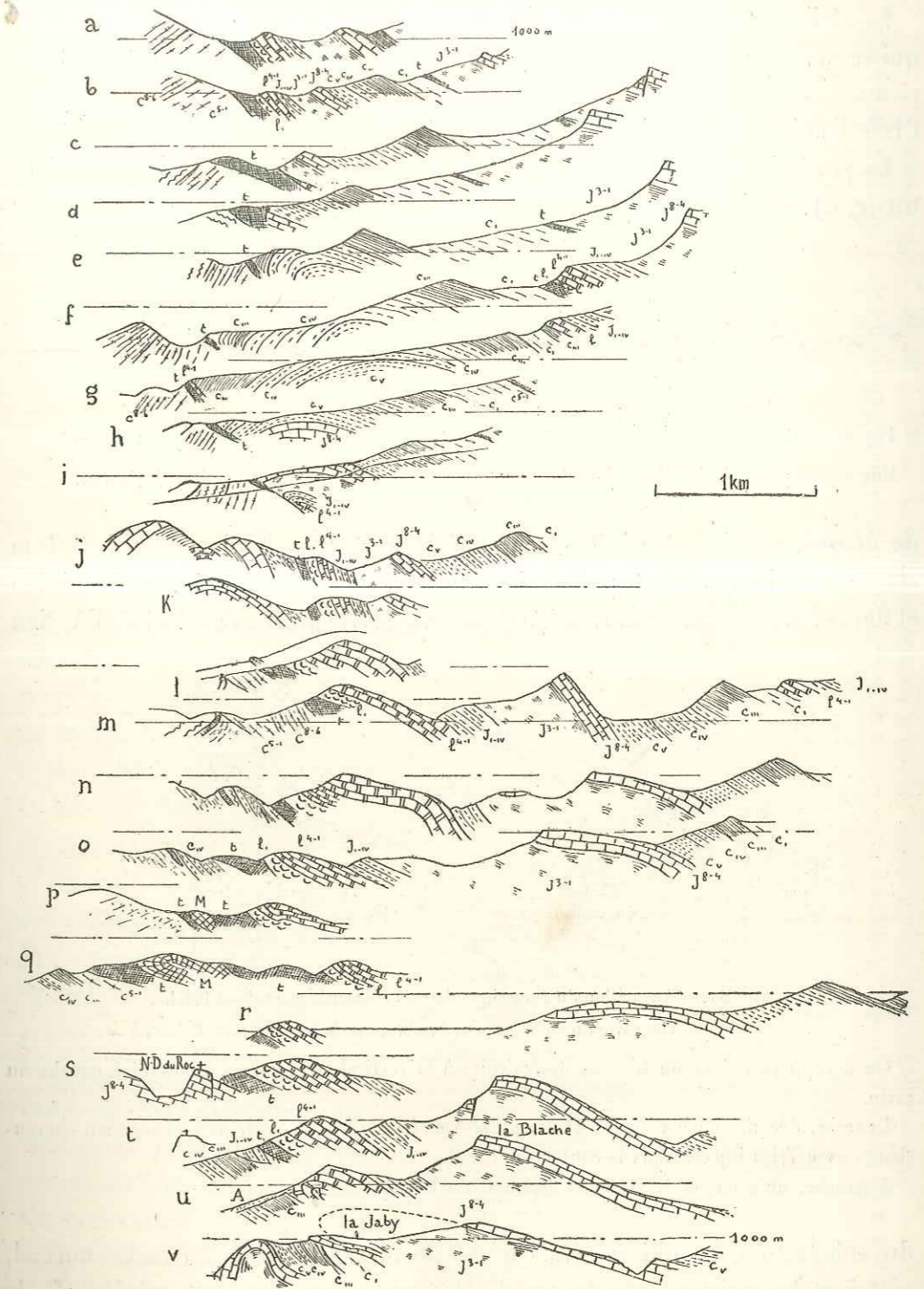


Fig. 79. — Série de coupes à travers la série de la Blache. Les emplacements de ces coupes sont indiqués par la figure 78; notations générales.

La série de la Blache prend naissance sous la masse du Trias de Gévaudan, qui se raccorde à la fois à celui qui constitue sa base et à celui de la série supérieure : on voit sortir de sous cette masse de gypse une série complète, depuis l'Infralias jusqu'à l'Aptien (coupes *a*, *b*, fig. 79).

La partie inférieure de cette série, étirée dès son apparition, disparaît bientôt (*c*, *d*), si bien que le contact anormal, jalonné par d'importantes masses

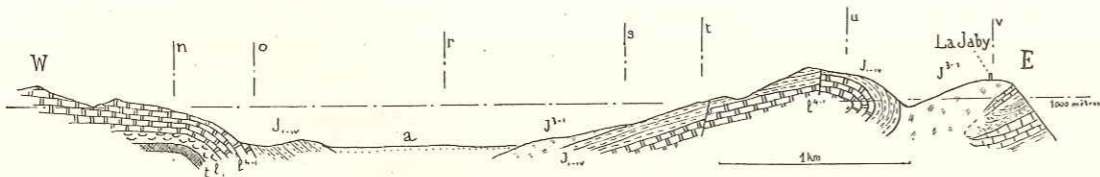


Fig. 80. — Coupe longitudinale de la série de la Blache, montrant l'abaissement du Lias à la Palud.

Une coupe parallèle à celle-ci dans le Néocomien ne montrerait pas trace d'abaissement.

de gypses, se fait entre le Crétacé supérieur ou l'Aquitanien du substratum et le Néocomien. Celui-ci dessine bientôt un anticlinal complet à axe valanginien et flancs barrémiens. Le Barrémien de la série arrive ainsi au contact de l'Aptien

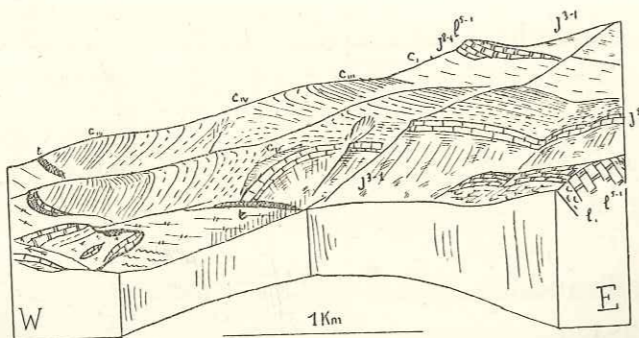


Fig. 81. — Apparition du Jurassique dans le chevauchement de la Blache.

Vue prise du sud, pente 1/3; notations habituelles.

On a supposé enlevé un bloc limité à droite à la verticale du contact anormal, à gauche au ravin.

La série, décollée au niveau du Trias, passe vers le nord à un anticlinal néocomien chevauchant, avec Trias injecté dans le contact anormal.

A gauche, on aperçoit le lambeau anormal de Boades.

du substratum, ce qui pourrait faire considérer le contact comme normal, n'étaient les pointements de gypse. Il semble que dans cette région (*f*), la rupture qui s'est traduite ailleurs par le chevauchement de la série n'ait donné lieu qu'à un cheminement faible et n'ait été marquée que par l'injection de

gypse, en « avance tectonique » sur les terrains environnants. Le même phénomène se produit tout près de là, à la base de la série de Lauppe, où le gypse est injecté entre les marnes callovo-oxfordiennes et les marnes aptiennes de Lioux (*c*, *d*). Nous le retrouverons encore ailleurs. A côté du gypse, on trouve par place (*g*), pincé dans le contact anormal, un banc de calcaire broyé (Lias).

Si on considère le lambeau du torrent de Boades, que nous décrivons plus loin, comme un lambeau de charriage issu du chevauchement de la Blache, on est conduit à voir dans le contact anormal la cicatrice d'une série jurassique complète et broyée.

On voit bientôt apparaître dans l'axe de l'anticlinal le Tithonique, puis toute la série jurassique (*h*, *i*). Le contact anormal, toujours jalonné par le gypse, coupe obliquement toute la retombée ouest de l'anticlinal pour venir se raccorder au Trias axial (fig. 81). On passe ainsi d'un anticlinal faillé au chevauchement franc, dans lequel on ne trouve plus trace de charnière. D'abord presque vertical (*j*, *k*), le Lias

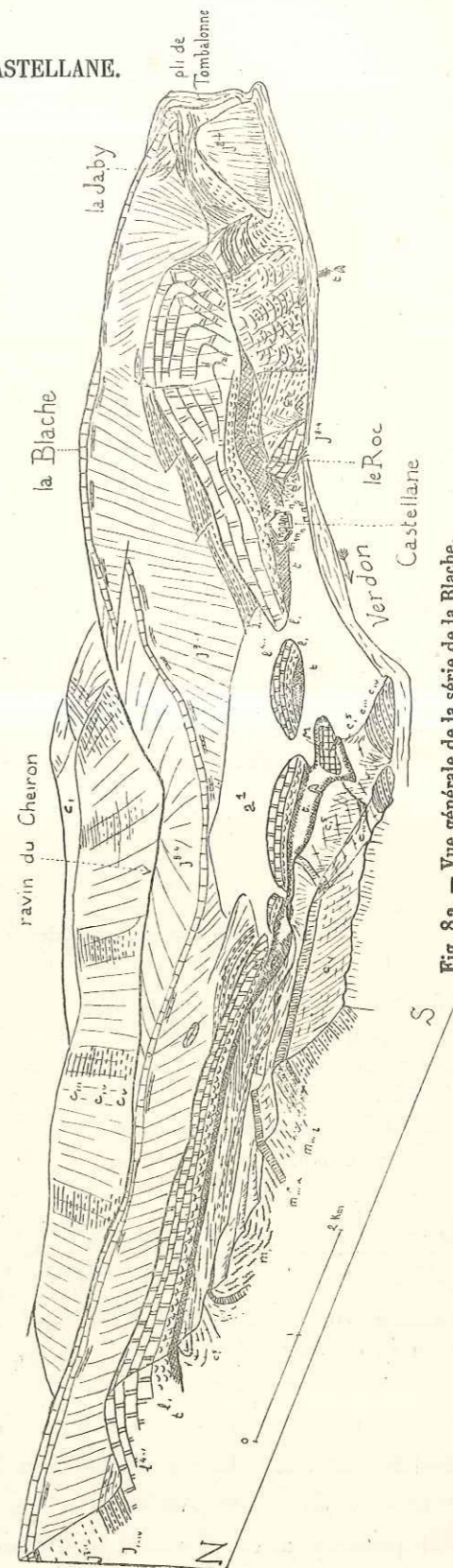


Fig. 82. — Vue générale de la série de la Blache.

Vue du S. 30° W., pente 1/5.

La région est limitée au Verdon. Remarque l'abaissement de la série, occupé par la plaine alluviale de la Palud, le Trias extravasé et l'enracinement à la Jaby. A gauche, synclinal tertiaire de Taulanne, surmonté par une écaille crétacée.

se couche bientôt (*l, m, n*) et on arrive ainsi à la région de la Palud-Castellane (fig. 82). Cette région se caractérise par un affaissement d'ensemble de la série jurassique, et un vaste jaillissement de Trias (avec Muschelkalk), en avant du contact anormal (fig. 82). Ces deux faits sont certainement en relation l'un avec l'autre, et avec le passage de la série de la Blache sur le coin médian compris entre les plis complexes des Cadières et du Teillon.

Zurcher avait été frappé de l'abaissement du Tithonique qui se traduit par le col emprunté par la route de Castellane à Saint-André, et qui contraste avec la régularité de la série néocomienne du Cheiron. Il hésitait entre un affaissement local récent et un phénomène tectonique. Cette dernière interprétation doit être retenue, le même abaissement étant très net dans le Lias, où il se traduit par une série de failles (fig. 80).

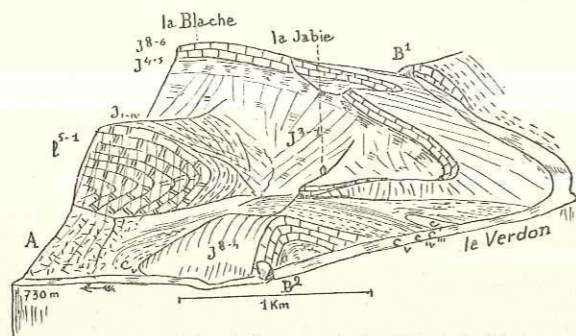


Fig. 83. — L'enracinement de la série de la Blache.
Vue prise du S.-S.-E.; notations générales.

On a figuré en B¹ et B², terminés, les deux barrages sur le Verdon dont la construction est actuellement interrompue.

B² s'appuie sur l'anticlinal de Tambalonne; l'anticlinal de la Blache s'enracine périclinalement dans le coude du Verdon.

Le noyau liasique se termine exactement comme à Norante, au sein des marnes oxfordiennes, mais chevauche sur du Néocomien.

Le jaillissement du Trias est aussi tout à fait classique. Sur plus d'un kilomètre de distance, une masse de gypse ayant entraîné des écailles de Muschelkalk s'étale sur le Cénomaniens du substratum et le Tertiaire du synclinal de Taulanne (fig. 79, *p, q*).

Le chevauchement se poursuit sur la terminaison de la Montagne de Des-tourbes (Roc de Castellane) et le Néocomien qui le surmonte. Dans le ravin situé à l'est du Roc, Zurcher a signalé un lambeau de marno-calcaires du Jurassique moyen (fossilifère), associé à des marnes oxfordiennes (et non aptiennes) et qui ne peut représenter qu'un lambeau de flanc inverse (fig. 79).

La présence de ce lambeau est d'autant plus naturelle qu'à un kilomètre de là le Lias s'enracine, et un peu plus loin, le Jurassique supérieur, à la Jaby⁽¹⁾.

Nous avons représenté cette terminaison en perspective (fig. 82 et 83 et coupes *u, v*, fig. 79). Dans le substratum apparaît un anticlinal très aigu de Jurassique supérieur (anticlinal nord de Tambalonne) relevant le Néocomien sur lequel se fait le chevauchement.

La terminaison du Lias est presque identique à celle de Norante, dans la série des Dourbes. La direction de la charnière subhorizontale suivant laquelle se courbent les bancs de Lias est ici N. 10° W.

Sur la rive gauche du ravin apparaît un flanc inverse de Tithonique; le pli couché, ainsi complété, se redresse et plonge rapidement sous le Néocomien.

Nous avons indiqué, à propos de l'anticlinal de Vibres (p 114.) comment une série de petites écailles crétacées étaient, dans la région de Senez, poussées sous la série de la Blache.

Un peu plus loin, la route de Taulanne coupe, en bas de la montée, un lambeau dont l'origine est assez énigmatique. Zurcher avait figuré là trois lambeaux de Lias inférieur, considérés comme provenant de l'un des chevauchements voisins.

Tous ces lambeaux se coordonnent en réalité en une série unique, partagée en deux par les alluvions du torrent de Boades. Cette série va du Trias au nord-ouest, au Barrémien au sud-est (fig. 84). Malgré quelques irrégularités, comme une écaille de Lias dans les marno-calcaires du Jurassique moyen et une duplication du Jurassique supérieur, la continuité de l'ensemble ne peut être mise en doute. On peut envisager, pour l'origine de ce lambeau, une série d'hypothèses, le faisant venir d'un des chevauchements environnants ou l'enracinant sur place. Nous allons les examiner successivement.

Plusieurs raisons militent contre l'attribution à la série de Saint-Vincent-Pré Chauvin. Les faciès du Jurassique sont sensiblement différents, les marnes oxfordiennes étant bien développées dans le lambeau. De plus, le Trias de cette série vient reposer sur le lambeau, qui lui fait face par ses couches les plus récentes. L'hypothèse d'un glissement d'un seul bloc depuis la crête actuelle n'est pas non plus admissible.

⁽¹⁾ Une première interprétation de cette région avait été donnée par ZURCHER. (Sur divers points de la feuille de Castellane [*Bull. Carte*, n° 18, p. 16, 1891]). Cet auteur y a renoncé au cours de la réunion extraordinaire, et a adopté l'interprétation proposée par Collot, et conforme à la nôtre. Course du 26 septembre 1895 (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 932, 1895).

Les faciès de la série de Lioux-La Blache sont plus voisins de ceux que nous observons dans le lambeau, mais ici, précisément, la série ne comprend que du Néocomien et du Trias et par place un peu de Lias broyé. Rattacher le lambeau à cette série nous obligera donc à donner une interprétation plus complexe du contact anormal. Le lambeau n'est pas simplement un témoin de l'ancienne extension du chevauchement, isolé par l'érosion, mais une véritable écaille autonome, ayant cheminé le long du contact anormal.

Je ne cite que pour mémoire la série de Lauppe, située à deux kilomètres.

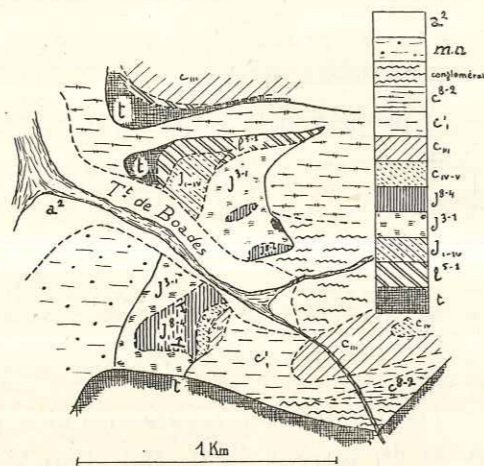


Fig. 84. - Carte géologique du lambeau de Boades.

Au sud, la série de Saint-Vincent-Pré Chauvin.

Au nord, la série de la Blache.

Notations : a^2 , alluvions; mn , marnes nummulitiques; *conglomérat* aquitainien; c^{8-2} , Crétacé supérieur et Cénomaniens; c_1 , marnes aptiennes; c_{i-v} , Hauterivien-Valanginiens; J^{8-4} , Tithonique; J^{3-1} , marnes oxfordiennes; J_{i-v} , Bajocien-Bathonien; l^{5-1} , Lias; t , Trias (gypseux).

Nous n'avons aucune raison de lui rapporter ce lambeau.

L'enracinement sur place avait été proposé par Guébard (qui niait d'ailleurs tous mouvements horizontaux). On aurait affaire à une écaille poussée vers le nord-ouest, comme la série de Saint-Vincent qui la domine. Sur une petite longueur, le Barrémien de notre lambeau se raccorde assez bien à la région située en arrière. Le Crétacé supérieur qui le borde au nord et au nord-est pourrait fort bien être poussé sur le lambeau, comme les écailles analogues de Sénézet et du col des Lèques (voir ci-après), et masquer par conséquent son prolongement septentrional.

Deux hypothèses restent donc en présence, celle de l'enracinement sur place

et celle d'un lambeau de la série de la Blache. Nous n'osons pas, en fin de compte, conclure formellement.

Entre Taulanne et Castellane, une écaille crétacée a été entraînée à la base du chevauchement, et vient reposer sur le synclinal tertiaire. Cette écaille comprend du Crétacé supérieur et, à l'est, un lambeau néocomien.

Près de Taulanne, les choses se compliquent par suite de la transgression de la mollasse rouge sur le Lattorfien marin (A.-F. de Lapparent), qui masque la partie nord du synclinal. Un peu à l'est du col, le calcaire lacustre du flanc

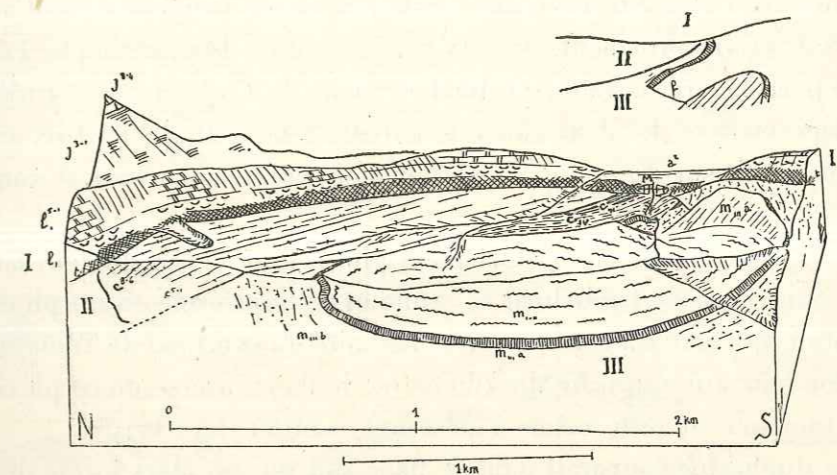


Fig. 85. - L'écaille crétacée du Col des Lèques.

Vue prise de W. 6° S., pente 1/3.

Notations générales avec : m_b marnes et grès lattorfien; m_a , calcaire lacustre; m_{con} conglomérats aquitainiens; M, Muschelkalk. L'angle sud-ouest a été enlevé pour plus de clarté.

On a désigné par I, la série de la Blache; II, l'écaille crétacée; III, le synclinal de Taulanne, sur un croquis précisant les rapports de ces séries et l'allure du calcaire lacustre, sur la droite du synclinal.

Le synclinal tertiaire, accidenté par une petite faille secondaire au sud (f), disparaît dans son ensemble sous l'écaille crétacée et sous la série surincombante de la Blache.

nord du synclinal disparaît sous l'écaille crétacée, après avoir été disloqué et rebroussé sur une petite distance (fig. 85). Plus à l'est, le Néocomien chevauche le calcaire lacustre du bord sud qui est coupé à l'est de la cote 1105 par une faille nord-sud. Un peu plus loin, le calcaire lacustre est laminé et il n'en subsiste que des lentilles.

L'entraînement d'une écaille crétacée à la base d'un chevauchement apparaît donc comme un phénomène fréquent.

MASSIF DES CADIÈRES.

Nous étudierons d'abord ce massif complexe, situé à l'ouest de Castellane, puis la crête de Saint-Vincent et du Berbéné, poussée vers le nord-ouest, à laquelle il se raccorde.

Considérons, figure 86, la coupe *b*. Elle représente l'anticlinal des Cadières tout près de ce raccordement, dans la partie où il est le plus simple. Le flanc nord qui porte la large cuvette synclinale tertiaire de Taulanne est normal, avec un pendage modéré. Le flanc sud est redressé à la verticale et étiré, mais le Jurassique supérieur du moins est parfaitement continu. La série se complète d'ailleurs vers l'est.

Cette coupe va se compliquer fortement plus à l'est, et ceci de deux façons :

1° Le flanc nord de l'anticlinal se renfle et se transforme en un pli couché vers le nord, qui arrive à reposer sur le Tertiaire du synclinal de Taulanne sur une profondeur qui approche du kilomètre; le flanc inverse de ce pli couché subsiste toujours, et reste même à peu près continu (fig. 87);

2° Une duplication apparaît dans le flanc sud qui est alors formé de deux séries accolées, verticales ou légèrement renversées. La plus méridionale des deux se recourbe en synclinal et un chevauchement apparaît au sud de ce synclinal (Saint-Étienne).

Enfin, cet ensemble est coupé obliquement par une grande ligne de discontinuité qui va disparaître sous le Trias de la Blache et qui sépare le pli des Cadières d'une série crétacée tout à fait régulière.

Nous étudierons successivement ces trois points, puis nous dirons un mot de certains glissements qui ont donné au massif sa physionomie actuelle.

Nos coupes montrent (*d* à *g*) comment le Jurassique du flanc nord se redresse à la verticale. Jusqu'au signal de Lacombe, il est impossible de se rendre compte dans quelle mesure s'amorce déjà le pli couché, dont le flanc supérieur est conservé. Ce n'est qu'à partir de ce point qu'il a été enlevé par l'érosion, ce qui fait apparaître en coupe la charnière sous le Signal de Lacombe (fig. 88). On n'observe plus ensuite que le flanc inverse, avec le Lias, une petite épaisseur de Jurassique moyen très laminé et le Jurassique supérieur renversé et aminci.

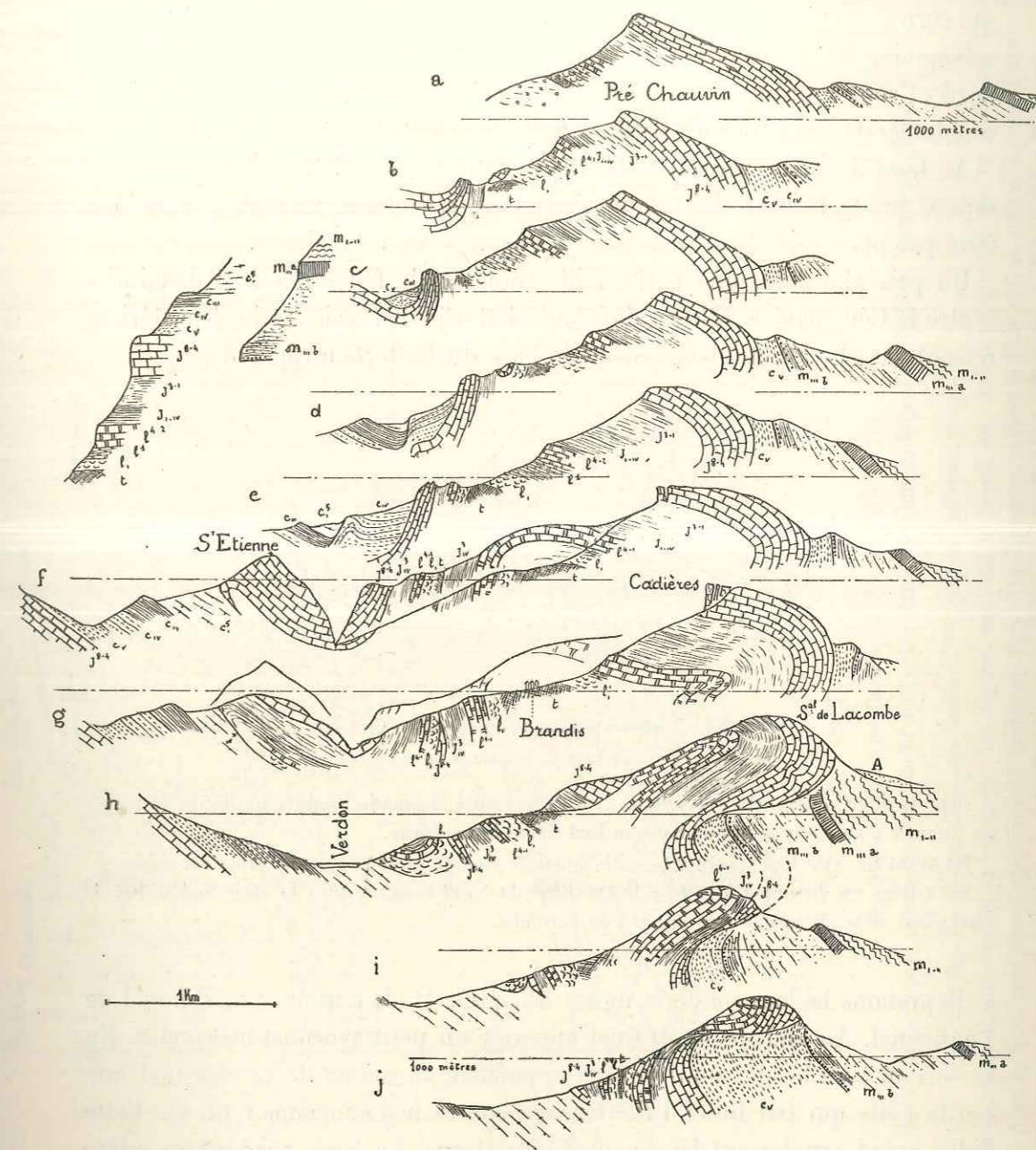


Fig. 86. — Série de coupes à travers le massif des Cadières.
(Voir leurs emplacements fig. 78.)

Notations générales; pour le tertiaire, $m_{m,b}$, Lattorfien marin, avec un conglomérat à la base, puis des grès et des marnes qui passent latéralement l'un à l'autre; $m_{m,a}$, calcaire lacustre silicifié à *Nagstia Duchastelli*; $m_{t,m}$, conglomérats aquitaniens.

Le ravin de Brayals donne de cette partie du pli couché une coupe très nette, qui correspond à la coupe *j* de la figure 86. Ce ravin est creusé dans les marnes valanginiennes qui reposent au sud sur le Jurassique supérieur à pendage nord et sont couronnées au nord, à peu près en concordance, par les grès et conglomérats de la base du Lattorfien.

Au fond du ravin, on voit le Jurassique s'incurver et le flanc inverse du pli repose sur la tranche du Valanginien et du Lattorfien. Ce flanc inverse est étiré par place et le Lias vient alors au contact du Valanginien.

Un peu plus loin, une petite faille transversale fait buter le Valanginien contre le Cénomaniens. Elle est donc anté-lattorfienne, mais a rejoué postérieurement car elle affecte notablement la base du Lattorfien (fig. 88).

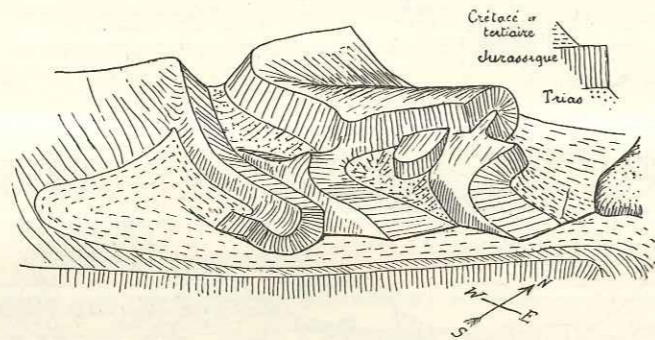


Fig. 87. — Schéma tectonique du massif des Cadières.
(Vue prise du S. E. comme la fig. 88.)

Pour faciliter la distinction des séries, on a représenté la grande coupure qui limite le massif au premier plan par une ligne brisée au lieu d'une ligne droite.

En avant de cette ligne, Jurassique du Signal de Robion et sa couverture crétacée.

En arrière on distingue à gauche le synclinal de Saint-Étienne, puis la série redoublée, le bloc glissé et le pli couché vers le nord de Lacombe.

Reprenons la coupe *c* de la figure 86, pour étudier le flanc méridional de l'anticlinal. Au sud de l'anticlinal apparaît un petit synclinal néocomien. En le suivant vers le sud, nous voyons apparaître au milieu de ce synclinal une petite faille qui fait buter l'Hauterivien contre le Cénomaniens (*d, e*). Cette faille prend rapidement beaucoup d'importance. La lèvre nord-est se relève fortement, et se recourbe en un synclinal. Le Jurassique supérieur arrive au jour, et constitue le piton de Saint-Étienne, en contact anormal avec le Cénomaniens de Taloire. L'axe de ce synclinal se redresse à un tel point que l'on observe, dans la vallée du Verdon, toute la série jurassique jusqu'au Rhétien (fig. 86, *f, g, h*).

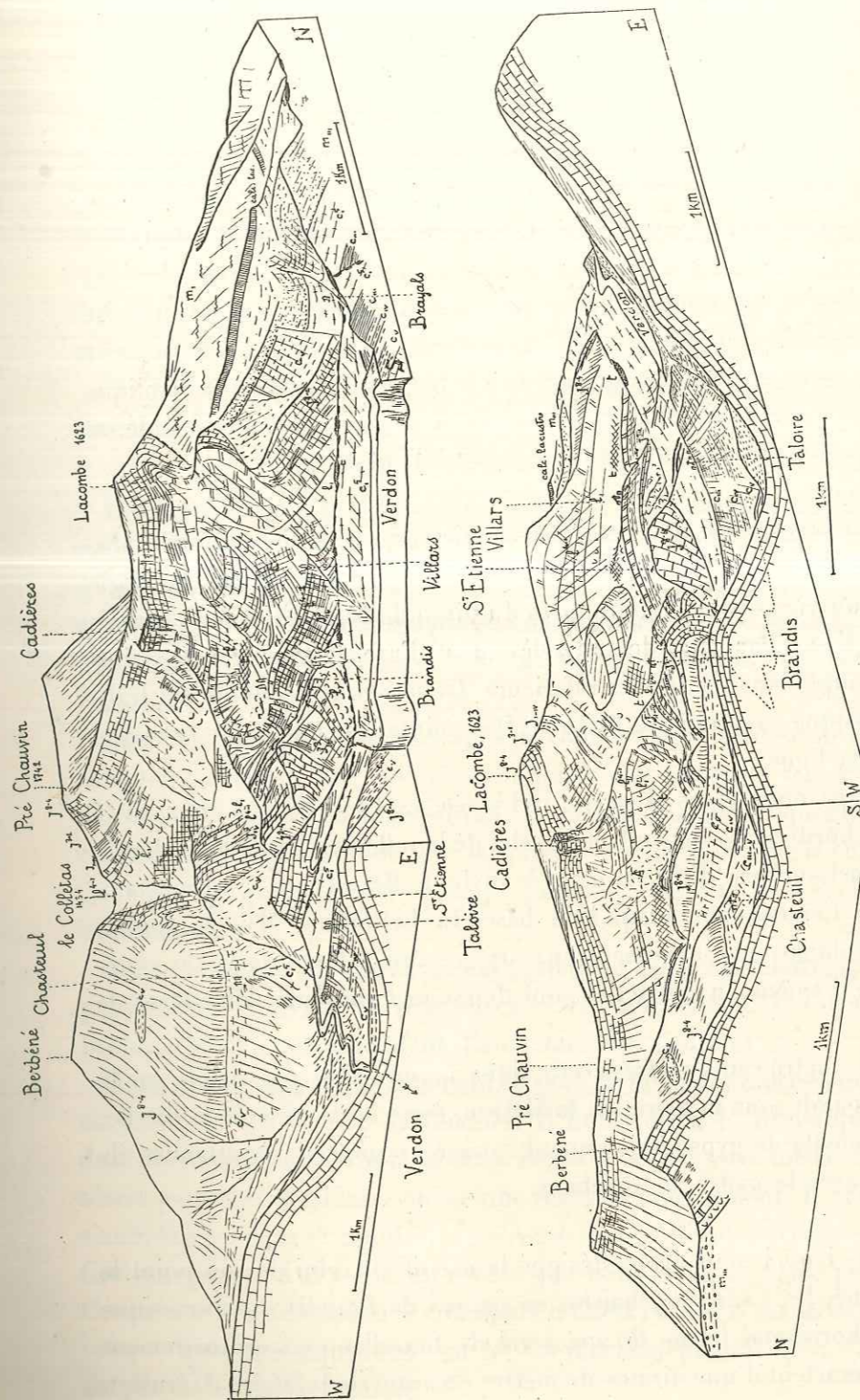


Fig. 88. — Le Massif des Cadières, vu du sud-est, pente 1/5.
Pour plus de clarté, on a supposé enlevée la rive gauche du Verdon dans la région du Signal de Robion. Notations générales.

Fig. 89. — Le Massif des Cadières. Vue prise du sud-ouest, pente 1/5.
Les figures 88 et 89 sont limitées au même rectangle. Ces figures montrent le massif des Cadières constitué par un anticlinal d'axe nord-ouest-sud-est, dont le flanc nord forme un pli couché visible au Signal de Lacombe, et dont le flanc sud se redouble entre Brandis et Saint-Étienne. Cet anticlinal est coupé par une grande faille de décrochement courant de Taloire à Brayals parallèlement au Verdon.

En même temps, une seconde série apparaît sous la première, verticale comme elle ou légèrement renversée. Ses termes inférieurs apparaissent les premiers, et elle se complète progressivement jusqu'au sommet du Jurassique, qui paraît donc coupé en biseau par la série supérieure.

La continuité des affleurements du noyau triasique du pli est interrompue à l'ouest de Brandis, par une croupe le long de laquelle la voûte liasique est conservée (fig. 86 *f*) et raccorde la série nouvelle au flanc nord du pli.

L'interprétation de ce redoublement n'est pas douteuse : il s'agit de deux écaillés d'une même série qui ont joué, se sont imbriquées et sont venues se plaquer l'une contre l'autre.

Le sens de ces différentes complications est le même : le pli se complique vers l'est et son amplitude augmente. On peut comparer, dans l'ensemble, sa forme à celle d'un cornet dont la pointe serait à l'ouest.

Que devient donc ce pli vers l'est, dans la direction où il se complique progressivement? Il est tranché net le long d'une ligne droite qui fait un angle de 45° avec son axe et va de Taloire, près du piton de Saint-Étienne, à Brayals près de Castellane. Par suite de son relèvement d'axe, le synclinal de Saint-Étienne est coupé dans ses termes inférieurs. La série qui le double est tranchée du Jurassique supérieur au Rhétien. Des pointements de gypse triasique jalonnent cette ligne.

Enfin, le flanc nord, dans la partie redressée, est coupé à son tour, et le Crétacé qui le borde arrive au contact de celui de la vallée du Verdon, qui borde ce grand contact anormal. En remontant le ravin de Brayals, on reste constamment dans le Cénomaniens, jusqu'à la base du Lattorfien. Mais le contact anormal se prolonge nécessairement et coupe ce ravin. Les formations cénomaniennes qu'il amène en contact se sont déposées à plusieurs kilomètres de distance.

Au bout de quatre cents mètres, cette ligne — qui n'est pas visible sur le terrain — disparaît sous le gypse de la Melaou, base de la série de la Blache. Si des pointements de gypse la jalonnent comme on pourrait s'y attendre, ils se confondent avec le gypse chevauchant.

Le nom sous lequel nous avons désigné le massif est celui de son point le plus pittoresque, les Cadières (chaises, en patois) de Brandis. Le Jurassique supérieur subhorizontal forme là une série de tourelles extraordinairement élancées qui s'écartent d'une dizaine de mètres en avant de la falaise. L'érosion

ne saurait rendre compte du vide ainsi créé : ce sont les couches marneuses sur lesquelles repose le Jurassique supérieur qui ont légèrement glissé, entraînant un certain nombre de prismes du calcaire dur supérieur qui se sont écartés de la masse (coupe *f*).

Un peu plus à l'est, un phénomène analogue s'est produit pour une masse étendue de Jurassique supérieur qui a glissé sur la pente, venant se placer à mi-distance de Villars et du Signal de Lacombe (fig. 86 coupe *h*, fig. 88 et 89). Ces figures montrent immédiatement l'importance de cette masse, que Zurcher avait prise pour une série tectonique supplémentaire. En examinant attentivement son pourtour, nous avons pu nous convaincre qu'il n'en est rien.

Enfin, une coulée boueuse issue du Trias occupe le fond d'un ravin près de Brandis.

Le massif des Cadières se raccorde à l'ouest à une crête de direction nord-est-sud-ouest poussée vers le nord-ouest. L'axe anticlinal des Cadières correspond à une échancrure de la crête — le Colletas — et ses deux flancs se raccordent à celle-ci, par une torsion très progressive au nord, à Pré-Chauvin et vers Saint-Vincent, par une torsion beaucoup plus brusque au sud, vers le Berbéné et le Pioulet.

Avant de décrire les deux sections de cette crête, il convient de souligner son caractère anormal. Elle est très nettement chevauchante vers le nord-ouest, décollée au sommet du Trias suivant un mécanisme très fréquent. Mais elle est exactement à angle droit de tous les plis de la région, comme le chevauchement de la Blache, qui passe plus au nord. La série s'enracine juste à côté de ce chevauchement.

L'axe anticlinal de Vibres lui est également perpendiculaire, mais il plonge périclinalement avant de rencontrer ce chevauchement. Il est situé dans le prolongement approximatif de l'anticlinal des Cadières.

Nous avons vu (p. 112) comment le sens de notre chevauchement se renverse au voisinage du Mourre de Chanier. Il bute contre le Jurassique de la série dont il chevauchait le Crétacé, et se raccorde à une série inférieure. Ce mécanisme peut être considéré comme une sorte d'enracinement; le chevauchement s'annule à ses deux extrémités, et présente une amplitude maxima en son centre. Ceci correspond à la forme en cornet que nous avons signalée pour le pli des Cadières avec une amplitude croissante d'ouest en est. Il est facile de se rendre compte que, théoriquement, un tel chevauchement doit bien s'accompagner de plis de la partie centrale.

Il est surprenant, à première vue, de rencontrer une poussée à angle droit de la poussée générale qu'indiquent tous les plis de la région, et qui ne se manifeste par aucun autre symptôme. Nous avons indiqué ci-dessus comment le déferlement des plis sur les deux flancs du « coin médian » de Castellane avait pu produire une pression latérale à laquelle nous avons rapporté le chevauchement Berbéné-Saint-Vincent.

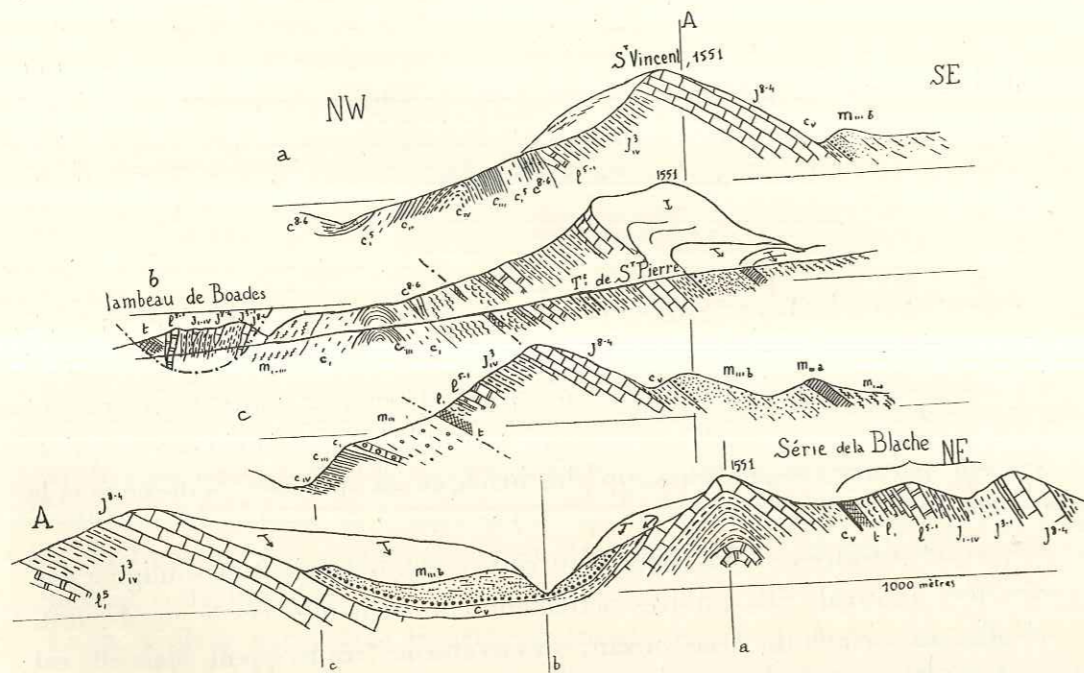


Fig. 90. — Quatre coupes dans la région de Saint-Vincent.

a, b, c, du nord-ouest au sud-est; *A*, du sud-ouest au nord-est (voir fig. 78). Notations générales, avec, pour le Tertiaire : m_m , marnes nummulitiques avec calcaire de base de Blioux; m_b , grès et marnes du synclinal de Taulanne (Lattorien); m_a , calcaire lacustre; m_n , conglomérats aquitaniens.

Dans la série chevauchante, le Signal de Saint-Etienne correspond à un repli, à la suite duquel elle s'enracine. Dans le substratum, l'anticlinal visible sur les coupes *a* et *b* manifeste également l'influence de la poussée vers le nord-ouest.

Examinons maintenant la section nord de cette crête, et en particulier son enrachement à Saint-Vincent.

La coupe *a*, figure 86, donne la coupe au voisinage de Pré-Chauvin. La série y chevauche par son Trias sur les marnes nummulitiques.

La coupe *c*, figure 90, est très analogue. Cette coupe est prise sur la rive gauche du ravin de Saint-Pierre par lequel le torrent de Boades, issu de Taulanne, coupe la crête.

A partir de là, les figures 90 et 91 montrent comment la série s'enracine, après un repli qui correspond au Signal de Saint-Vincent, et qu'on pourrait considérer comme un petit anticlinal nord-ouest-sud-est, parallèle à la direction générale des plis de la région. On peut contourner le piton de Saint-Vincent par le nord, en longeant le chevauchement de la Blache, sans cesser de marcher sur le Crétacé inférieur ou les conglomérats tertiaires (Aquitanien) de Taulanne. Ceux-ci passent de l'autre côté du Signal de Saint-Vincent où le substratum autochtone montre un petit anticlinal néocomien, à côté de l'énigmatique lambeau décrit page 129.

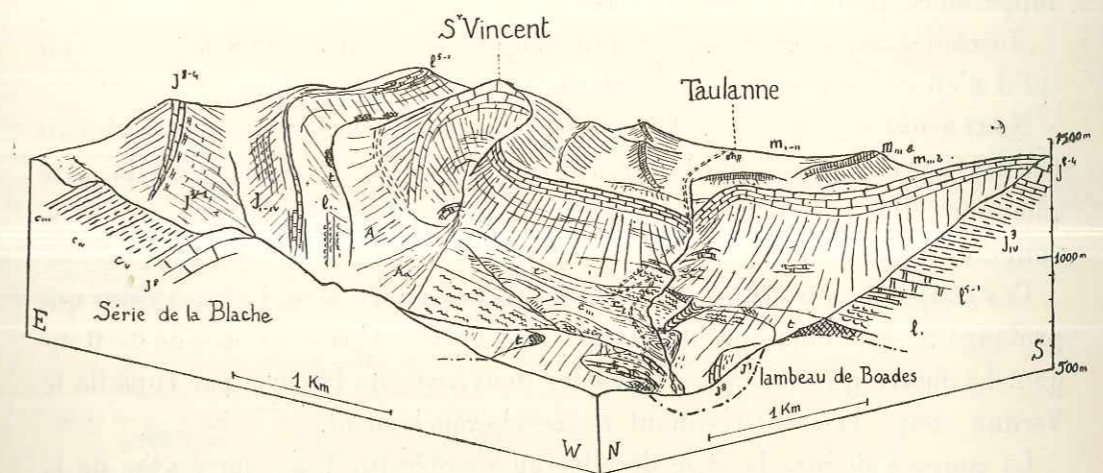


Fig. 91. — Région de Saint-Vincent.
Vue prise du nord-ouest, pente 1/4.

A gauche, la série de la Blache. Au fond, la cuvette de Taulanne, devant laquelle passe la crête de Saint-Vincent poussée vers le nord-ouest, et qui s'enracine à Saint-Vincent.

On distingue, en avant de Saint-Vincent, l'anticlinal barrémien du substratum, et le lambeau anormal de Boades.

Cet anticlinal au moins montre que la poussée nord-ouest s'est fait sentir dans le substratum, là où le chevauchement tendait à s'enraciner. Au contraire, là où le chevauchement s'est fait complètement, le substratum n'a nullement subi la poussée qui a, comme il arrive fréquemment, passé par-dessus.

La figure 91 montre suffisamment comment la partie inférieure de la série jurassique disparaît dans l'axe de l'anticlinal secondaire de Saint-Vincent. Zurcher avait indiqué, sur la première édition de la carte, une sinuosité brusque du contact anormal. Sur la rive gauche, cette sinuosité correspond à une coulée boueuse issue du Trias (fig. 91) qui amène le gypse jusqu'au fond du ravin.

Juste en face, on trouve du gypse reposant sur le Néocomien, au bord de la route. Il ne paraît pas représenter un lambeau de charriage, mais doit avoir une origine accidentelle quelconque.

Revenons au Colletas, et suivons la crête qui comprend les deux sommets du Berbéné et du Pioulet. La figure 92 nous montre cette crête, tout comme la précédente qu'elle prolonge, constituée par une série jurassique complète, plongeant au sud-est, et chevauchant vers le nord-ouest les marnes nummulitiques de Blicux et le Crétacé inférieur. L'Infralias est particulièrement développé alors qu'il n'y a pas de Trias.

Zurcher avait figuré là deux séries superposées; il est très facile de voir qu'il n'en est rien et que la barre inférieure est due au Lias.

Nous avons vu, page 112 (fig. 69 à 71), comment la série du Pioulet butait contre la masse jurassique du Mourre de Chanier et se raccordait à la série inférieure. Il est facile de faire correspondre la coupe *i* de la figure 65 et la coupe *a*, figure 92.

Ces coupes montrent un autre chevauchement vers le sud : c'est celui qui prolonge la série inférieure du Mourre de Chanier et passe au-dessus de Rougon. La figure 92 montre en *b* et *c* les deux rives de la cluse par laquelle le Verdon coupe la crête résultant de ce chevauchement.

La coupe *b* montre la série décollée au sommet du Trias qui repose de la façon la plus nette sur une région à pendage est-nord-est où tout le Crétacé est tranché par une surface subhorizontale, sur laquelle se fait le chevauchement. Il n'est pas possible de mettre en doute que la région n'ait été arasée avant le chevauchement, qui s'est fait à l'air libre et sur la surface du sol sans déranger celui-ci le moins du monde.

On voit en même temps le synclinal de Chasteuil augmenter d'importance. Il passe (fig. 92, *c*) à la série crétacée continue contre laquelle bute le massif des Cadières, série qui s'appuie sur le Signal de Robion, qui apparaît en *c* sur la figure 92.

Les dépôts tertiaires, qui occupent une bande de Barrême à Castellane, reposent dans la région que nous venons de décrire sur des termes variables du Crétacé.

Le Cénomaniens existe à Blicux sous le Lattorfien, mais en général, celui-ci repose sur l'Aptien, assez souvent sur le Barrémien et parfois l'Hauterivien, sur le pourtour de l'anticlinal de Vibres.

Si nous passons dans le synclinal de Taulanne, nous voyons le Lattorfien reposer sur la base du Néocomien, et même à Saint-Vincent sur le sommet du Jurassique. Dans les écaïles situées immédiatement au nord le Crétacé supérieur est largement représenté. On a vu à Brayals (p. 134) une faille anté-lattorfienne, grâce à laquelle ce terrain repose sur le Cénomaniens et le Valanginien, côte à côte.

Un point remarquable est la différence de faciès entre les marnes de Blicux et les grès de Taulanne. Il est vrai que ceux-ci sont très variables et que des grès apparaissent plus au nord, vers Sénez et Barrême.

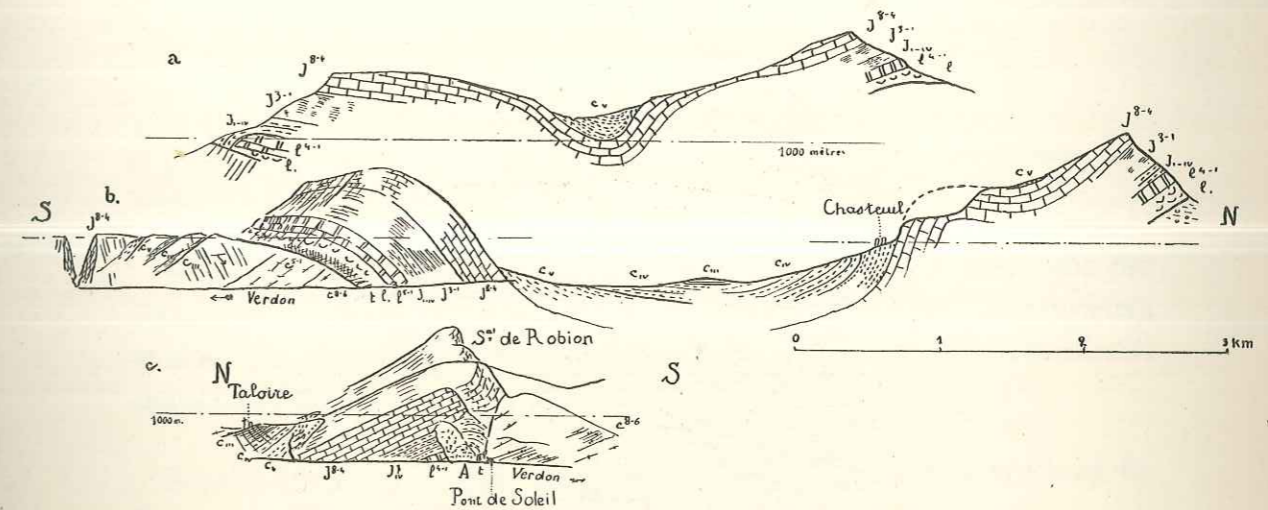


Fig. 92. — La série du Berbéné-Pioulet et le synclinal de Chasteuil.

b, la rive droite de la Clue de Soleil, prolongée par une coupe passant par Chasteuil.
a, coupe passant un kilomètre à l'ouest de la précédente.

c, la rive gauche de la Clue du Soleil, disparition de la base de la série jurassique.

Le chevauchement qui passe au nord du synclinal de Chasteuil est celui du Berbéné-Pioulet. Celui qui passe au sud est le chevauchement de Rougon-Signal de Robion, qui s'enracine périclinalement un peu plus à l'est.

Dans la clue de Soleil, le chevauchement se fait sur une surface plane qui tranche toute une série crétacée dont le pendage est oblique par rapport au plan de la figure.

On voit en tout cas qu'avant le Lattorfien, des mouvements d'une certaine amplitude s'étaient produits, à la suite desquels l'érosion avait entamé le Crétacé sur une épaisseur variable. Nous reviendrons ultérieurement sur cette question.

COIN MÉDIAN.

Le Signal de Robion est représenté par les figures 93 et 94. Les figures 92 et 94 montrent que toute la partie inférieure du Jurassique disparaît presque immédiatement sur la rive gauche du Verdon. Le Signal de Robion propre-

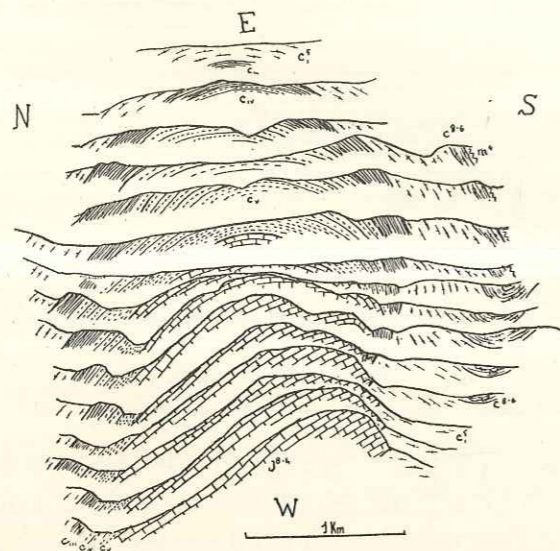


Fig. 93. — L'enracinement périclinal du Signal de Robion.
Série de coupes espacées de 200 mètres et rabattues sur un même plan horizontal.

ment dit est constitué par une masse de Jurassique supérieur en contact anormal avec du Crétacé supérieur vers le sud.

Il prolonge directement, nous venons de le voir, le chevauchement de Rougon et de la série inférieure du Mourre de Chanier, par conséquent si l'on veut le grand contact anormal de Majastres. Mais nous avons vu également qu'il fait partie avec la Montagne de Destourbes du système des plis rayonnants du coin médian.

Le Signal de Robion diffère des anticlinaux rompus que nous avons vus jusqu'à présent en ce que la série n'est pas décollée au sommet du Trias, mais au contraire ne comprend que la masse calcaire dure du Jurassique supérieur. C'est un mécanisme que nous verrons prendre une grande extension dans la région de Saint-Auban et Thorenc, en particulier.

Vers le nord-est, le Signal de Robion s'enracine et se termine périclinalement. Nous verrons bien d'autres exemples d'un tel phénomène, mais aucun ne se présente d'une façon aussi simple, aussi large et aussi régulière. La petite route de Castellane au Bourguet, en particulier, permet de le suivre avec la plus grande netteté. La figure 93 en rend compte mieux qu'une longue description.

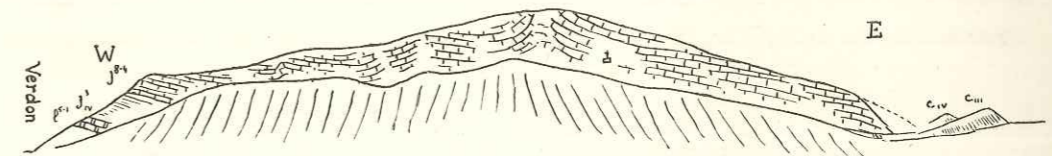


Fig. 94. — Le Signal de Robion.
Vue prise horizontalement, du sud.

A gauche, apparition du Jurassique inférieur et moyen dans la Clue de Soleil; à droite, enracinement périclinal.

Par cette terminaison périclinal, le Signal de Robion se rapproche des dômes qui apparaissent plus au sud (cote 1281, dôme de Châteauvieux), et dans lesquels apparaissent les premières failles qui annoncent les anticlinaux coupés de Jabron.

Nous continuerons l'étude du coin médian en décrivant le synclinal du Rayau et la Montagne de Destourbes.

Le synclinal du Rayau comprend une masse épaisse de marnes blanchâtres avec des bancs de conglomérats, d'âge pontique. On y a exploité jadis du lignite et on y trouve des troncs de palmiers silicifiés atteignant plusieurs mètres.

Il existe par place, en particulier au sud-est, à la base des marnes pontiques, du calcaire lacustre lutétien, qui repose sur le Crétacé supérieur, sensiblement en concordance.

La Montagne de Destourbes est rompue et chevauche vers le synclinal du Rayau. Ce chevauchement se poursuit vers le nord jusque sous le chevauchement de la Blache (Roc de Castellane).

A l'est, le Jurassique de la crête plonge régulièrement, recouvert par le Néocomien et le Cénomaniens, lequel est coupé net par la grande ligne de contact anormal injectée de Trias qui tranche les plis du Teillon. La montagne de Destourbes se termine périclinalement à l'est d'Eoulx; une faille passe un

peu au nord de cette terminaison. Elle accidente légèrement le Néocomien (fig. 97), mais son influence est plus sensible sur le versant sud-ouest.

La coupe *a* de la figure 95 passe sur la rive droite du Verdon. Elle montre le Roc de Castellane, isolé à l'est par suite de la dolomitisation du Jurassique

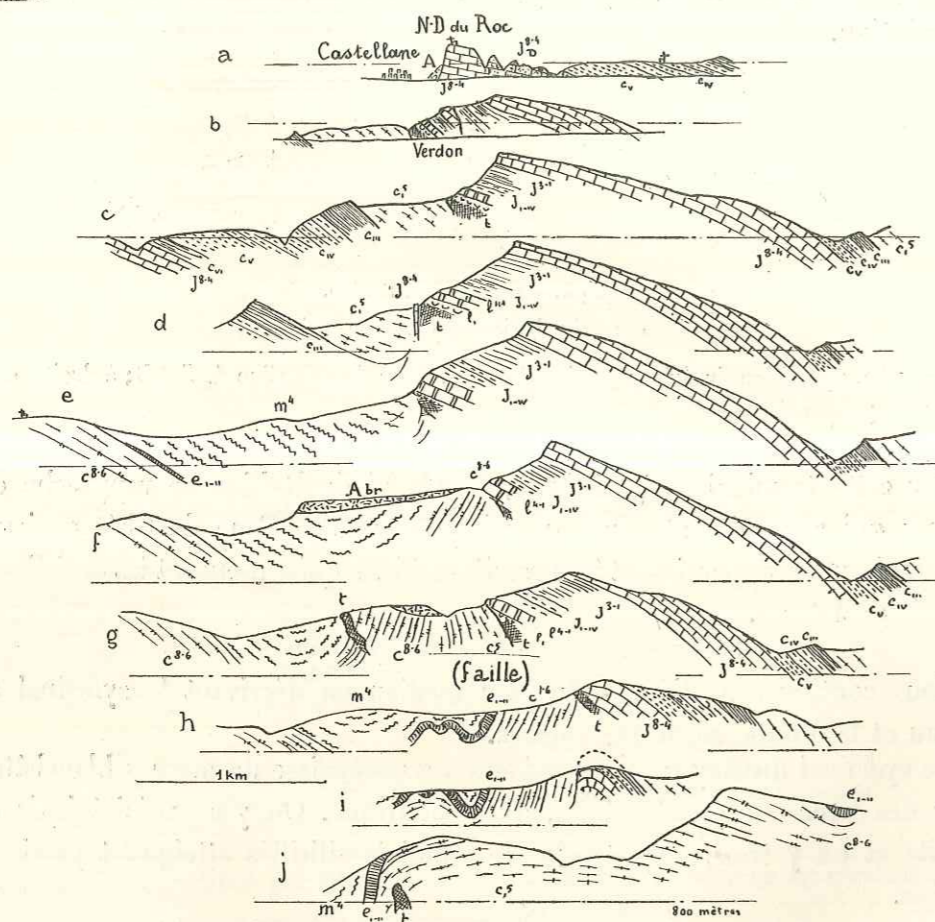


Fig. 95. — Série de dix coupes à travers la Montagne de Destourbes.

Emplacements indiqués par la figure 96.

Notations générales : m^4 , marnes du Rayau ; e^1, e^2, e^3, e^4 , calcaire lutétien ; *Abr*, brèche d'Eoulx.

La faille d'Eoulx passe entre les coupes *g* et *h*.

La montagne de Destourbes se termine périclinalement vers le sud. La *flexure*, qui passe un peu plus à l'ouest et limite le synclinal du Rayau, est jalonnée par des extrusions de gypse triasique diapir. La *faille d'Eoulx* décroche légèrement cette flexure. Enfin, une *brèche quaternaire* est transgressive sur les terrains plus anciens.

supérieur (que l'on ne constate pas plus au nord). Les alluvions de Castellane masquent le contact anormal.

La coupe *b* correspond à la rive gauche du Verdon ; le seul point remarquable est la présence d'une éaille de Jurassique supérieur insérée tectoniquement au milieu de la série. Cette éaille ne se prolonge pas vers le sud.

La coupe *d* montre un détail beaucoup plus important : le contact anormal est jalonné par une lame de Jurassique supérieur verticale qui sépare le gypse triasique du Cénomanién.

Guébbard avait insisté sur cette lame ⁽¹⁾, qui prouvait pour lui l'absence de déplacement horizontal. Zurcher l'avait vue également, mais une faute d'impres-

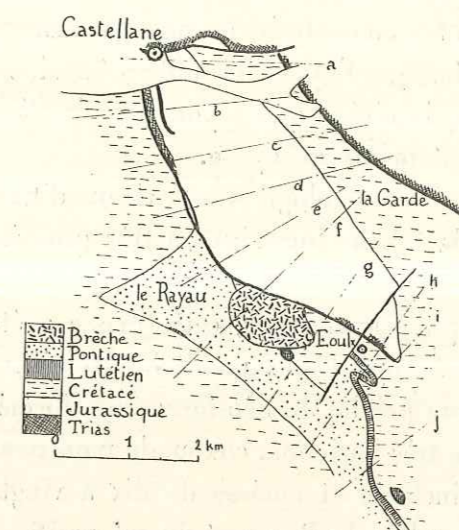


Fig. 96. — Carte géologique sommaire de la Montagne de Destourbes avec l'emplacement des coupes de la figure 95.

sion l'a fait disparaître sur la carte sous une teinte de Trias. Cette lame est située à la limite des communes de Castellane et d'Eoulx.

Plus au sud, deux difficultés se présentent lorsqu'on veut débrouiller la tectonique des environs d'Eoulx.

La première tient à la fréquence des pointements de gypse triasique, qui surgissent n'importe où, au milieu de n'importe quel terrain. Le meilleur exemple qu'on puisse citer, parce que l'observation y est très facile, est le gros pointement de Coste-Vieille (fig. 95, *j*, et fig. 125), qui troue comme à l'em-

⁽¹⁾ GUÉBBARD. — Sur une coupe naturelle montrant l'absence de chevauchement de la barre occidentale de Destourbes (*C. R. S. G. F.*, p. 134, 1915).

porte-pièce le Cénomaniens et le Sénonien-Turonien au contact du calcaire lutétien. Guébbard a patiemment recherché tous ces affleurements⁽¹⁾.

Il suffit d'observer le gypse de Coste-Vieille pour être certain qu'il ne faut pas y voir la trace d'un chevauchement important dans lequel tout le Jurassique et la moitié du Crétacé auraient été laminés, mais un jaillissement tout à fait accidentel. La discontinuité des pointements de gypse prouve la même chose. On peut rapprocher ces affleurements de celui du gypse triasique des Sausses, dans la vallée du Var, et de ceux du col du Labouret. Il en résulte qu'on ne doit pas se servir des pointements de Trias pour débrouiller la tectonique de cette région, mais au contraire les négliger dans une première approximation. Ce n'est que lorsque l'étude des autres terrains aura permis de comprendre la structure de la région qu'on pourra rechercher à quelles lois obéit la répartition des pointements de gypse.

La seconde difficulté de la géologie des environs d'Eoulx tient à l'existence d'une grande masse de brèche jurassique à très gros éléments, à l'ouest du village.

Figurée en Jurassique par Zurcher, cette masse a été interprétée depuis comme un flanc inverse broyé. Un examen très attentif nous a cependant convaincu qu'il s'agit d'une brèche de néo-formation, formée d'éboulis grossiers cimentés à une époque très ancienne, comme le montre son altitude élevée.

Cette brèche, peu inclinée et épaisse de dix à vingt mètres, domine les marnes tertiaires de la vallée du Rayau et du col 1066 en formant une falaise de forme très irrégulière avec des blocs jurassiques de toutes tailles. Certains dépassent une dizaine de mètres, caractérisés par une stratification constante. Ailleurs, la brèche est formée d'éléments beaucoup plus petits. Des vides subsistent parfois, formant des trous à la surface du plateau. Cette brèche est fortement cimentée par du calcaire.

Son seul examen nous fournit deux arguments en faveur de notre interprétation. D'une part, il n'y a aucune trace de friction telle que miroirs, cannelures. Il existe d'autre part une formation de nature identique, également figurée en Jurassique par Zurcher, à deux kilomètres à l'est de la Garde, au sud du Teillon et l'origine de cette brèche, qui repose entièrement sur le Néocomien, est évidente (fig. 99, coupes *f*, *e*, et fig. 101).

Nous avons examiné attentivement les relations de la brèche d'Eoulx avec

⁽¹⁾ GUÉBBARD. — Sur les pointements de gypse triasique de la commune d'Eoulx (*B. S. G. F.*, 4, XV, 1915, p. 212).

les autres terrains, et là encore notre conclusion est formelle : la brèche est transgressive indifféremment sur tous les terrains, sur le Crétacé supérieur, les marnes tertiaires, et également sur du gypse jailli à leur contact. Le Néocomien (vertical) apparaît sous la brèche en son milieu. Du côté du chevauchement de Destourbes, l'observation n'est possible à cause d'éboulis récents (non consolidés) que tout à fait à l'ouest. Mais là, on voit sous la brèche le Crétacé supérieur chevauché directement par le Trias de Destourbes (coupe *f*, fig. 95).

Enfin, nous venons de signaler un lambeau de flanc inverse incontestable. A douze cents mètres du point où la brèche d'Eoulx atteint son maximum

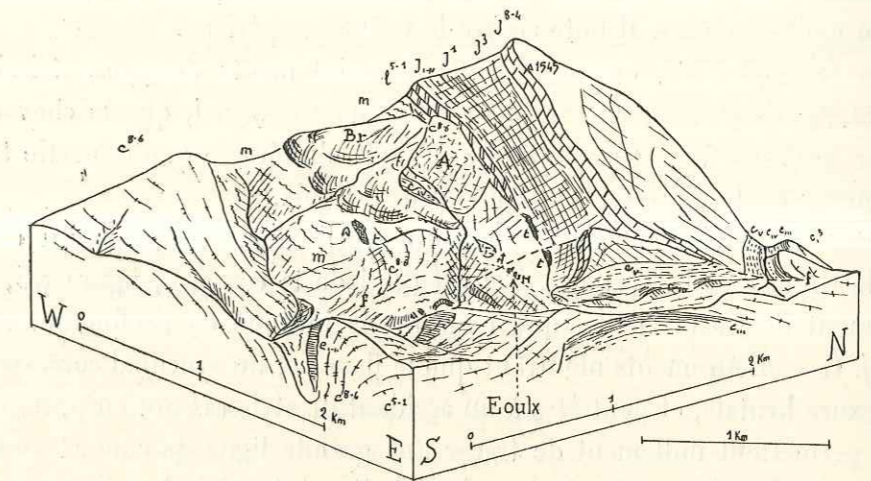


Fig. 97. — Eoulx et la terminaison périclinale de la Montagne de Destourbes.

Vu de E. 40° S., pente 1/3.

Notations générales : *m*, conglomérat pontique; *Br*, brèche; *f*, faille d'Eoulx.

d'importance, et s'étend à huit cents mètres en avant du contact anormal, c'est une lame verticale fort mince de Jurassique supérieur, sans aucune analogie avec la masse broyée qu'on a voulu interpréter de cette façon.

La brèche d'Eoulx ne peut donc représenter un flanc inverse broyé. C'est une formation post-tectonique (Quaternaire) de caractère particulier : elle est trop peu inclinée et trop irrégulière pour pouvoir être considérée comme provenant d'éboulis proprement dits. Elle paraît plutôt due à un éboulement massif. Elle conserve une morphologie ancienne, très élevée par rapport aux thalwegs actuels, tant à Eoulx que pour la formation analogue du Teillon, mais nous ne pouvons rien en dire de plus.

Les difficultés dues au Trias injecté et à la brèche d'Eoulx étant écartées, le

trait dominant est le rôle de décrochement que joue la faille signalée précédemment, et qui passe à l'église d'Eoulx. Dans la masse chevauchante, le Lias ne dépasse pas la faille. Au delà, l'enracinement périclinal se produit rapidement (fig. 97).

Dans le substratum, la faille sépare deux régions différentes. Au nord, le Crétacé supérieur et le Cénomaniens du flanc nord-est du synclinal apparaissent et leur épaisseur atteint six cents mètres. Un petit accident dont nous ne pouvons rien dire amène le Néocomien à être visible par une ouverture du banc de brèche.

Le calcaire lutétien apparaît au sud de la faille avec plusieurs petits replis plus ou moins rompus. Il bute contre le Crétacé supérieur.

Dans cet ensemble, où se placent les pointements de gypse triasique? D'abord, tout naturellement, le long du contact anormal, que le chevauchement se produise à la base du Trias, ou qu'il n'intéresse que la partie tout à fait supérieure du Jurassique, comme près d'Eoulx.

D'autres apparaissent sur le bord du synclinal au voisinage du contact entre le Crétacé et le Tertiaire. Tel est celui de la coupe *g*, figure 95, et le pointement de Coste-Vieille, que nous avons indiqué en profondeur sur la coupe *j*. Ces affleurements montrent que le flanc est du synclinal correspond à une flexure brutale, et peut-être à un accident de style cassant en profondeur. Ils ne permettent nullement de tracer une grande ligne de contact anormal, comme celle figurée par Zurcher sur la première édition de la carte.

Malgré ces complications locales, la montagne de Destourbes correspond donc à un accident limité qui s'enracine vers le sud et n'atteint qu'une amplitude de chevauchement faible.

Nous verrons au chapitre v le rôle que joue le synclinal du Rayau, plus au sud, dans la région des anticlinaux coupés.

MASSIF DU TEILLON.

Le massif du Teillon est, dans les environs de Castellane, symétrique de celui des Cadières; comme lui, il est tranché par une grande ligne de discontinuité qui coupe les plis à 45°, et les sépare de la couverture crétacée tout à fait normale de la Montagne de Destourbes.

Comme dans les Cadières, nous trouverons un pli couché vers le nord. Ce pli est accompagné au nord-ouest par un pli de forme bilobée, sensiblement

droit ou légèrement déversé au nord, le pli de Tambalonne, qui fait face à l'enracinement périclinal de la série de la Blache.

Au sud, une ligne de contact anormal sépare le Teillon de la région de la Bâtie.

A l'est, le Teillon se résout en deux crêtes rectilignes fort simples, dont l'une s'enracine à Soleilhas, et l'autre près de Saint-Auban. Ces crêtes, par leur style, appartiennent à la région de Saint-Auban-Thorenc, où leurs pareilles sont fort nombreuses.

Dans la butte de la Chapelle-Saint-Roch, (fig. 101), sur la rive gauche du Verdon, on trouve du Trias très net, au-dessus du Barrémien qui appartient à la couverture de Destourbes.

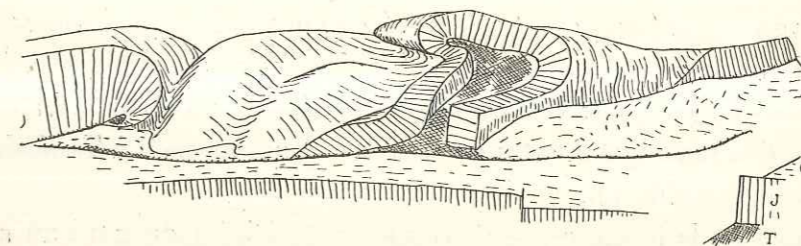


Fig. 98. — Schéma tectonique du Massif du Teillon.

Vue prise du sud-ouest; T, Trias; J, Jurassique; C, Crétacé.

A gauche, enracinement de la Blache, puis le double pli de Tambalonne, et le pli principal qui, à l'est, se couche vers le nord.

On voit en avant la faille de décrochement, qui se poursuit vers l'est au sein du Crétacé et sépare le Teillon de la série régulière de la montagne de Destourbes.

Sur la rive droite, le Trias a été rencontré par un tunnel creusé parallèlement au Verdon par la Société Hydroélectrique du Verdon. Des éboulis et des écoulements boueux issus de la série chevauchante de la Blache masquent tout le versant, mais on peut cependant considérer que la bande de Trias qui traverse le Verdon va passer sous le chevauchement de la Blache.

Vers le sud-est, cette bande de Trias se prolonge également. Jusqu'à La Garde, elle sépare une série jurassique complète du Cénomaniens de la couverture de Destourbes. Au delà, la ligne de contact anormal se poursuit, mais elle sépare le Néocomien du Cénomaniens, et n'est plus injectée de Trias que très localement (fig. 101 et 99, coupes *d*, *e*). La ligne de discontinuité s'infléchit ensuite vers l'est.

Le double pli de Tambalonne n'est pas coupé par cette grande discontinuité. Il plonge périclinalement de part et d'autre du Verdon avant de la rencontrer. La bande de Trias est donc comprise là entre deux régions néocomiennes.

Nos coupes (fig. 99) montrent suffisamment comment le pli septentrional de Tambalonne, déversé au nord, est entamé par l'érosion jusqu'au Trias, et d'ailleurs assez laminé.

Le ravin qui monte de la Garde au sommet du Teillon suit l'axe triasique du pli principal. Le flanc nord de ce pli, coupé comme nous l'avons vu par la bande triasique, se redresse bientôt à la verticale. Le flanc sud, également vertical, est coupé net au-dessus de la Garde. Bien que le pied de cette section soit encombré d'éboulis, il semble bien qu'elle résulte d'une faille nord-sud, distincte de la discontinuité principale bien que jouant le même rôle (fig. 98, 101). Suivons ce pli (fig. 99, coupes *d, e, f, g*). On voit les deux flancs se redresser, puis le flanc nord se renverser. Lorsqu'on arrive au pied du sommet, le renversement est complet; le Jurassique supérieur repose sur le Valanginien et le Lattorien (analogue à celui de Castellane) qui forment à Tambalonne la couverture du double pli.

Les coupes de la figure 99 sont parallèles et dirigées du nord au sud; les coupes *h* et *i* donnent l'impression que l'amplitude du pli couché atteint deux kilomètres. Au contraire, la coupe A (fig. 100) dirigée d'est en ouest montre que la racine du pli, sensiblement parallèle à la coupe *h*, s'infléchit fortement vers le nord et que son amplitude est beaucoup plus réduite. En effet, le synclinal valanginien ne se prolonge nullement vers l'est, au delà du cirque de Tambalonne, visible sur la figure 101. Le Jurassique supérieur lui-même, compris entre le Jurassique moyen du pli de Tambalonne et celui du pli couché, n'est représenté que par un chapelet de blocs, sur la rive gauche du ruisseau venant du col. On n'observe pas de charnière.

La partie orientale du massif du Teillon est donc beaucoup plus simple que la partie occidentale. Comme le montrent les coupes *j, k*, etc., on n'a plus affaire qu'à un large bombement jurassique qui se déprime dans sa partie médiane, déterminant ainsi deux crêtes, celle de Soleilhas au nord qui prolonge à la fois le pli couché et le pli de Tambalonne, celle de Saint-Auban au sud. Cette dépression est d'ailleurs accidentée par une série de failles est-ouest. A la limite du Néocomien jaillissent plusieurs fontaines vaclusiennes, parmi lesquelles la source de l'Estéron.

L'anticlinal septentrional, d'ailleurs faillé au sud, s'enracine à Soleilhas

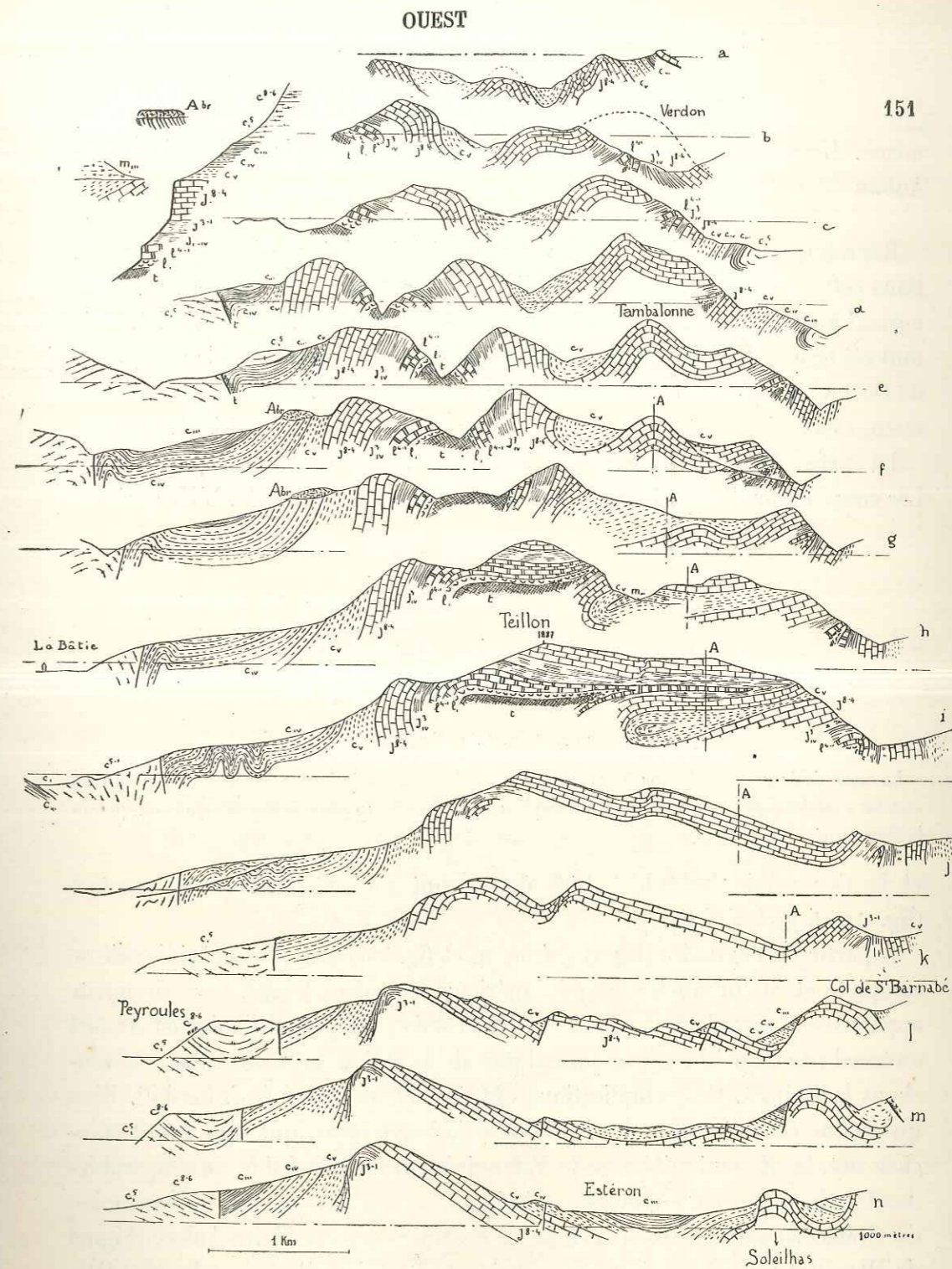


Fig. 99. — Série de quatorze coupes à travers le Teillon.

La série stratigraphique normale est indiquée dans l'angle supérieur gauche. Notations générales.

Le pli du Teillon se couche vers le nord, mais n'a pas l'amplitude qu'indiquerait la coupe *i*. Celle-ci est en effet à peu près parallèle à la racine du pli couché, comme le montre la figure 100.

Vers l'est, l'ensemble du Teillon et du double pli de Tambalonne se réduit à deux anticlinaux simples.

même. L'anticlinal méridional sera décrit à propos de la région de Saint-Auban (chap. VI).

Reprenons la description du versant méridional à partir de La Garde. Dans cette région, le flanc sud du pli comprend tout le Néocomien en contact normal avec le Jurassique et même un synclinal Cénomaniens très limité. Mais tout cet ensemble reste séparé du Cénomaniens de La Garde et de la couverture de Destourbes par un contact anormal, qui se fait entre Cénomaniens et Barrémien, avec Trias injecté en un point (figuré sur la première édition).

La surface de contact anormal passe au Col de Luens et se dirige vers l'est. Les coupes fournies par les ravins montrent qu'elle est verticale. L'Hauterivien

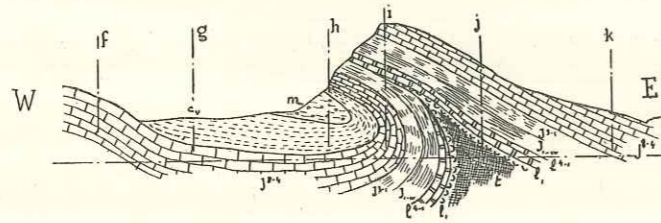


Fig. 100. — Coupe est-ouest du pli couché du Teillon.

La trace de la présente coupe A est indiquée sur les coupes de la figure 99. La racine du pli couché s'infléchissant vers le nord, son amplitude est beaucoup plus faible que ne l'indiquerait la figure 99.

et le Cénomaniens, meubles tous deux, sont souvent verticaux au contact (fig. 99, *f, g, h, i, j, k*).

A partir de Peyroules (fig. 99, *l, m, n*, et fig. 101), la lèvre méridionale se complète et comprend le Crétacé supérieur. En même temps, des étirements apparaissent entre le Jurassique et le Néocomien, préparant l'habituel contact anormal par lequel les crêtes jurassiques de la région de Saint-Auban chevauchent le Crétacé. Ces complications ont été signalées par Guébard⁽¹⁾. Bien qu'aucune charnière ne soit visible dans la barre jurassique, qui paraît tranchée net, la discontinuité avec le Valanginien reste très faible, incomparablement moins importante que celle qui sépare, un peu plus au sud, le Néocomien du Crétacé supérieur. Nous verrons au contraire des cas (Saint-Auban, Signal de Harpille) où la barre jurassique présente une charnière frontale complète, combinée avec un chevauchement important.

⁽¹⁾ GUÉBARD. — Sur les accidents frontaux de la barre de Peyroules (*C. R. S. G. F.*, p. 15, 1916).

— Sur les failles de La Garde à Peyroules (*C. R. S. G. F.*, p. 78, 1916).

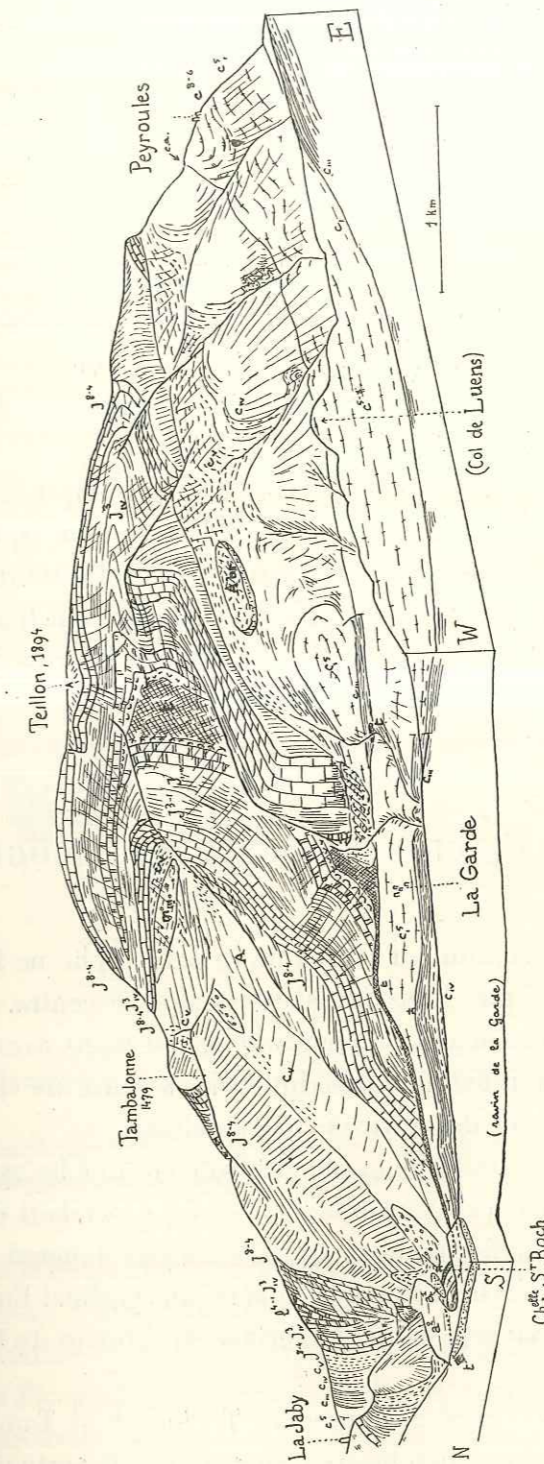


Fig. 101. — Le Massif du Teillon. Vue prise du sud-ouest, pente 1/5.

Notations générales. La montagne de Destourbes, sur la rive gauche du ravin de la Garde, est supposée enlevée. Comparer aux figures 98 et 99.

A gauche, le double pli de Tambalonne, coupé par le Verdon, avec le barrage en construction. Au milieu, le pli du Teillon, qui se déverse vers le nord au fond. A droite, sa couverture néocomienne, poussée vers le sud contre le Crétacé supérieur, le long du contact anormal de Peyroules.

Les coupes *f* et *g* montrent, discordante sur le Néocomien, la brèche à laquelle nous avons fait allusion ci-dessus, page 146, à propos d'Eoulx. On voit que son interprétation ne saurait faire de doute.

Reprenons l'interprétation générale pour montrer comment nous représentons la genèse des plis des environs de Castellane (fig. 74).

Sous l'effet de la poussée venant du nord ou du nord-est apparaissent des amorces de chevauchements : Lauppe-Demandolx, La Blache, Rougon-Mourre de Chanier, mais en même temps deux grandes failles de décrochement limitant un angle aigu vers le nord. Le chevauchement de La Blache, se faisant sur le coin médian, lui permet d'échapper à la poussée, tandis que de part et d'autre se formaient des plis complexes.

L'avancée de ces plis sur les deux flancs du coin médian comprime latéralement celui-ci, déterminant les anticlinaux du Signal de Robion (qui se raccorde au chevauchement Rougon-Mourre de Chanier) et de Destourbes, et le synclinal intermédiaire de Rayau. En même temps, cette tension transversale se transmet par l'intermédiaire du Massif des Cadières à la crête Berbéné-Saint-Vincent, qui chevauche vers le nord-ouest.

PLI DE SOLEILHAS, CIME BERNARDE ET PICOGU.

Les accidents dont la description fait l'objet de ce paragraphe ne font plus partie de l'ensemble symétrique dont Castellane occupe le centre. Ils prolongent en somme le chevauchement de Demandolx, que nous avons décrit au chapitre II. Nous en avons renvoyé la description ici à cause de leur complexité qui les rapproche plutôt des environs de Castellane.

Ils se distinguent de la région décrite au chapitre VI en ce que les synclinaux nummulitiques n'y jouent presque aucun rôle; le lien est cependant évident : les axes anticlinaux de la Cime Bernarde et du Picogu s'y prolongent. Le premier, très atténué, sépare le synclinal Rouaine-Agnère, du synclinal Entrevaux-Puget-Théniers; le second est jalonné par les importants anticlinaux du Gourdan puis du Vial.

Nous avons vu que le versant nord de l'ensemble Teillon-pli de Tambalonne est partout normal bien que vertical ou légèrement renversé. Il porte une série crétacée épaisse, sur laquelle se fait, vers le sud, le chevauchement de Deman-

doix. Celui-ci s'enracine, mais il est remplacé aussitôt par deux chevauchements distincts, tous deux vers le sud.

Le plus méridional ne comporte, sur trois kilomètres de longueur, qu'une simple lame de Jurassique supérieur, ne se traduisant par aucune crête dans le relief. Mais, au nord de Soleilhas, cette lame se complète jusqu'au Trias,

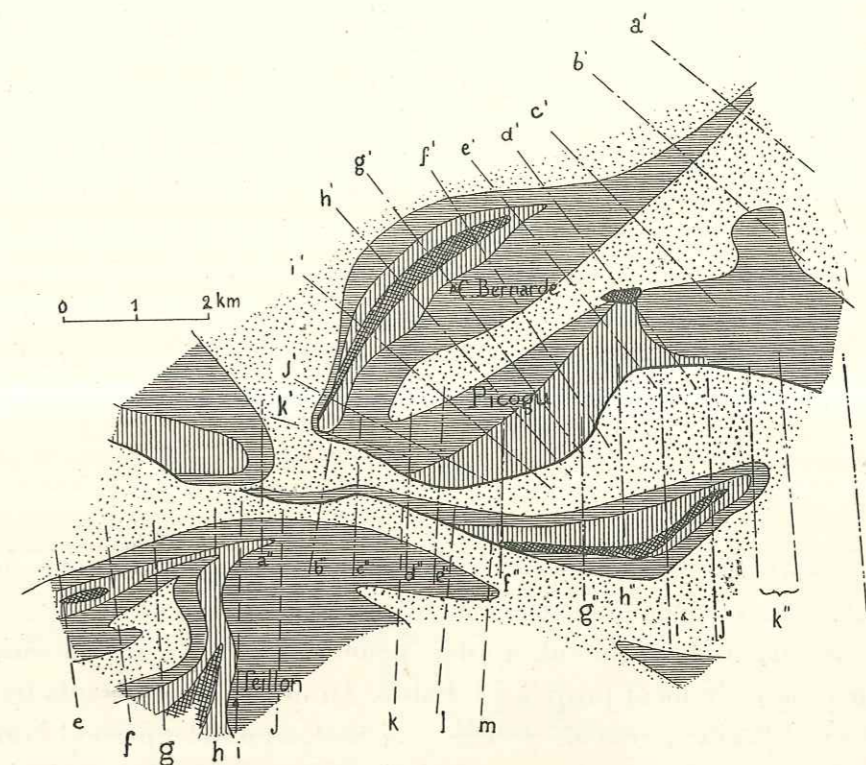


Fig. 102. — Carte géologique sommaire de la Cime Bernarde, du Picogu et du pli de Soleilhas.

Le Trias est indiqué par un quadrillage, le Jurassique inférieur et moyen par des hachures verticales, le Jurassique supérieur par des hachures horizontales, le Crétacé et le Tertiaire par un pointillé.

e à *m*, emplacement des coupes de la figure 99; *a'* à *k'*, emplacement des coupes de la figure 105; *a''* à *l''*, emplacement des coupes de la figure 103.

un flanc méridional apparaît pour constituer un pli droit, qui se termine péri-clinalement d'une façon très soudaine.

L'ensemble de la Cime Bernarde et du Picogu est également poussé vers le sud. Le Picogu est une série monoclinale, comme nous en avons vu beaucoup, qui se prolonge vers l'est par la crête de Ferriers. La Cime Bernarde est constituée par un anticlinal d'axe nord-est-sud-ouest, déversé au nord-ouest, dont

le flanc inverse, étiré par place, n'est jamais supprimé. La poussée vers le sud altère la terminaison de cet anticlinal d'une façon très particulière.

Les contours de la première édition de la feuille de Castellane indiquent une interprétation assez différente de celle que nous venons d'exposer : le pli de Soleilhas prolongerait le pli de Tambalonne, le chevauchement de Demandolx et celui du Picogu se raccorderaient également. L'étude attentive des environs du col de Saint-Barnabé nous a conduit à rejeter cette interprétation.

On a vu page 69 et figure 33 une charnière apparaître dans la série de Demandolx, bien visible dans le Bathonien. Cette charnière se referme également dans le Jurassique supérieur, comme l'indique la coupe *a* de la figure 103, et la figure 107. L'axe de la charnière est alors dirigé est-nord-est.

En même temps apparaît une simple lame de Jurassique supérieur, effilée en biseau, et évidemment poussée sur la série crétacée qui occupe le fond de la vallée, et dans laquelle apparaissent des conglomérats tertiaires, en synclinaux très pincés. Le Néocomien situé au-dessus de cette lame repose normalement dessus.

L'épaisseur de cette lame augmente légèrement, mais sur trois kilomètres (fig. 103, *a, b, c, d*), ses caractères restent sensiblement les mêmes. A la chapelle Saint-Barnabé, elle chevauche le Cénomaniens; à son pied jaillit une source importante, apparemment vaclusienne.

Sur le versant oriental du col, au-dessus de Soleilhas, on voit la série se compléter progressivement jusqu'à l'Infralias. Au début, les différents termes sont fortement laminés, mais ils prennent bientôt un développement normal, qui permet de constater que les marnes oxfordiennes sont très peu épaisses, trop peu, semble-t-il, pour permettre une disharmonie sensible. Au Picogu, tout près de là, elles sont très développées; la limite des faciès alpins et provençaux passe donc ici.

La coupe *e*, figure 103, montre que l'on voit apparaître presque aussitôt, entre l'Infralias et le Crétacé inférieur, des lentilles de Jurassique supérieur. D'abord discontinues, elles passent bientôt à une masse importante, qui culmine à la cote 1498 (coupe *g*). Puis (coupe *i*, fig. 103) le flanc sud du pli se complète, et tous les termes compris entre le Jurassique supérieur et le Trias apparaissent, très laminés. Au sud, le Néocomien apparaît bientôt normal au contact de l'anticlinal. Les coupes *i, j*, montrent la forme extrêmement aiguë du pli, dont les deux flancs sont sensiblement verticaux. L'anticlinal se termine périclinalement, mais avec un plongement d'axe à la verticale. Comme le montre

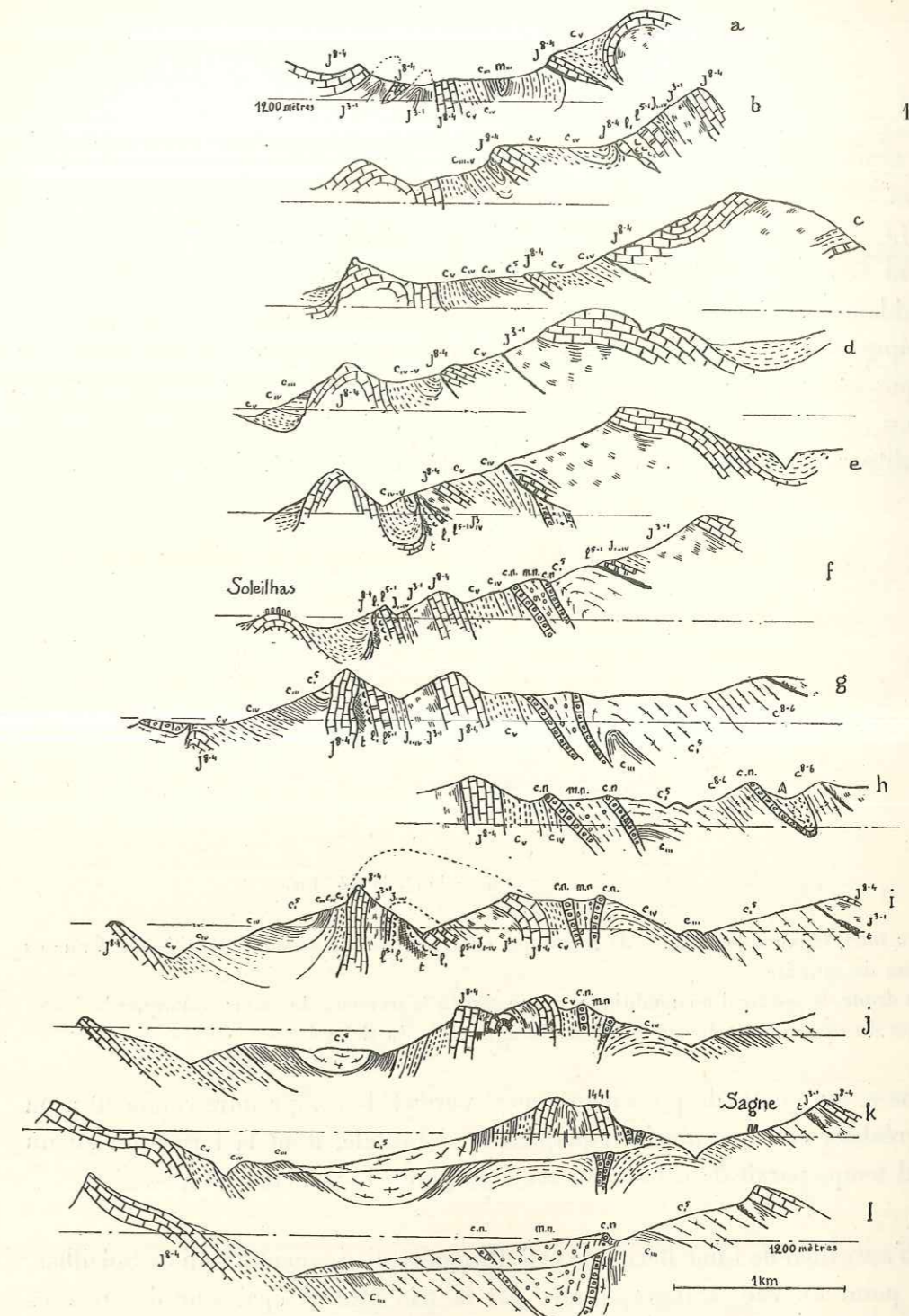


Fig. 103. — Série de coupes à travers le pli droit de Soleilhas. Emplacement des coupes indiqué fig. 102. Notations générales.

La gauche des coupes montre, de *a* à *f*, la crête septentrionale du Teillon, de *i* à *l*, la série de Saint-Auban (p. 226). Au milieu, la simple lame Jurassique des quatre premières coupes se complète pour former le pli droit de Soleilhas, qui s'enneio au niveau de la coupe *k*. A droite, la coupe *a* montre la charnière par laquelle se termine la série de Demandolx; *b* donne une coupe à peu près axiale de l'anticlinal de Cime Bernarde; les autres coupes montrent sur la droite la série du Picogu. Entre cette série et le pli droit de Soleilhas, remarquer le synclinal nummulitique pincé.

la figure 104, les deux flancs se relient par un demi-cylindre à axe vertical.

Les figures 103 et 104 montrent également un synclinal nummulitique au nord de l'anticlinal. Très étroit en affleurement, il n'en est pas moins, vraisemblablement, très profond, affectant une forme pincée que nous retrouverons fréquemment au chapitre VI. On voit immédiatement que les deux flancs reposent, avec des discordances assez fortes, sur des termes variés du Crétacé. Nous essaierons, page 241, de reconnaître ce qu'ont pu être les plis anténummulitiques ainsi mis en évidence, mais dès maintenant, l'existence de deux

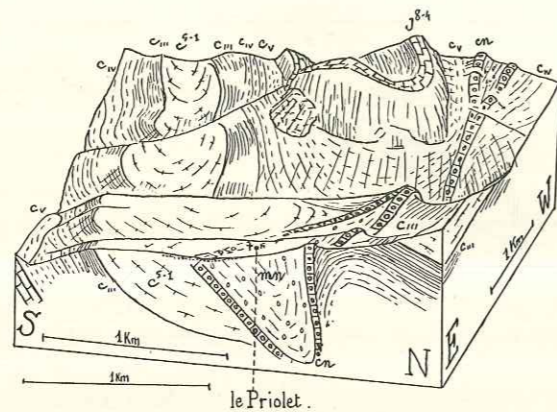


Fig. 104. — Terminaison du pli de Soleilhas.
Vu de E. 12° N., pente 1/3.

Au fond, la muraille verticale de Jurassique supérieur de l'anticlinal de Soleilhas se ferme en forme de cylindre.

A droite, le synclinal nummulitique, qui se serre à la traversée du ravin; remarquer la discordance du calcaire nummulitique sur des termes variés du Crétacé.

phases, au moins, de plissements nous permet de comprendre comment a pu se réaliser cette terminaison périclinale si brutale, dont la formation en un seul temps paraît difficile à concevoir au point de vue cinématique.

L'anticlinal de Cîme Bernarde et le Picogu se distinguent du pli de Soleilhas, au point de vue stratigraphique, par la très grande épaisseur des marnes oxfordiennes. Un autre point remarquable est la présence, au moins au nord de Cîme Bernarde, d'une dolomie blanche à la base du Bajocien, exactement comme à Majastres et à Montdenier (p. 72). Les couches sont d'ailleurs fréquemment laminées dans l'anticlinal de Cîme Bernarde.

Les coupes de la figure 103 montrent suffisamment le déversement vers le nord, et la façon dont le pli passe sur la série de Demandolx (coupe i).

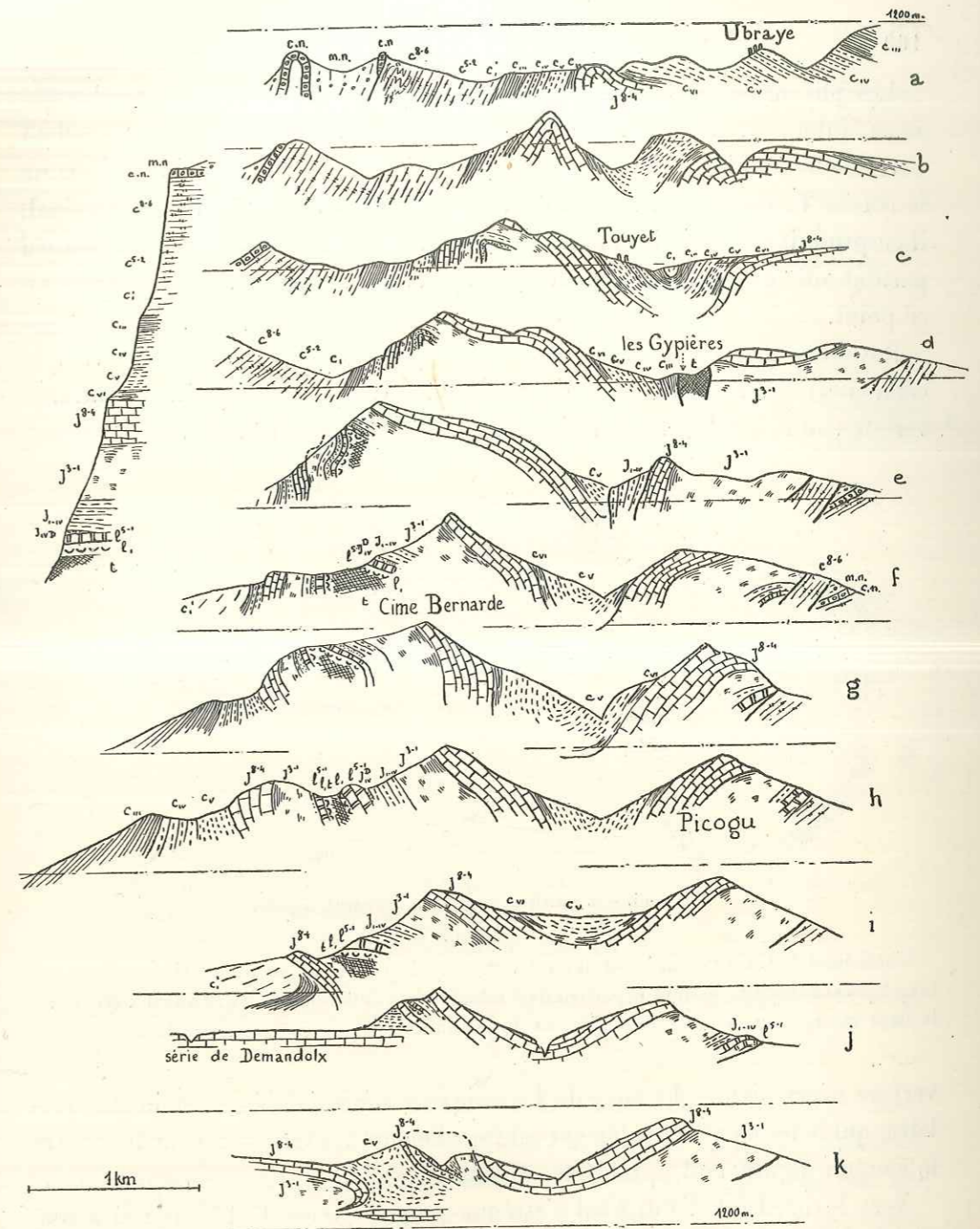


Fig. 105. — Série de coupes à travers la Cîme Bernarde et le Picogu.
(Emplacement des coupes indiqué fig. 102.)

La série normale est indiquée à gauche. Notations générales, avec J^v , dolomie bajocienne; $c.n.$, calcaire nummulitique; $m.n.$, marnes nummulitiques.

Les coupes e, f , montrent à droite (sud) un lambeau nummulitique de faciès très particulier. Sur un calcaire très gréseux à nummulites repose une masse de sable avec du gypse; il s'agit sans doute d'un faciès tout à fait littoral, et même lagunaire, des marnes nummulitiques.

Les plis situés plus au nord sont à peu près perpendiculaires à celui qui nous intéresse. Ils se manifestent dans son voisinage par un anticlinal barrémien, dont la partie centrale est effondrée entre deux failles, et qui domine le col de Toutes Aures. Au point où cet anticlinal rencontre le pli principal, il se produit un épaissement considérable du Jurassique supérieur, aminci partout ailleurs (coupe *h*, fig. 105, et fig. 106); le Néocomien est complet en ce point.

Revenons à la terminaison méridionale de l'anticlinal. Nous avons vu que celui-ci est déversé sur la série de Demandolx. Il a par conséquent été entraîné vers le sud avec elle, et la terminaison de l'anticlinal a ainsi chevauché sa cou-

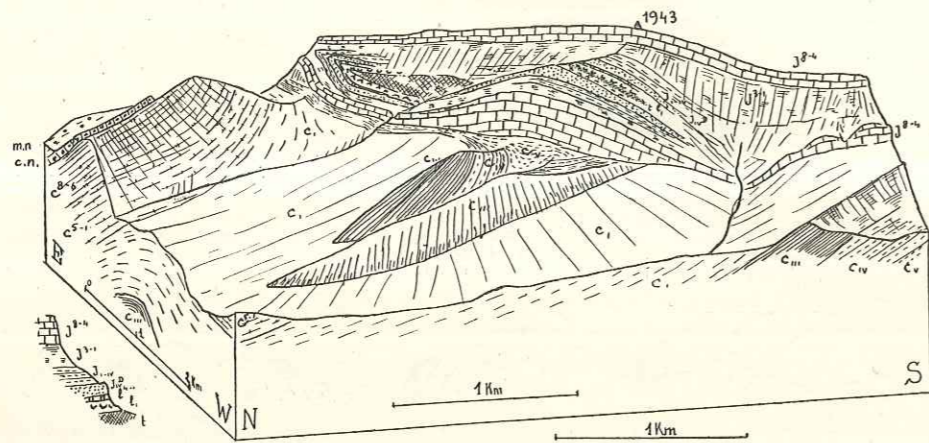


Fig. 106. — L'anticlinal de la Cime Bernarde (1943).
Vu de W. 15° N., pente 1/4.

L'anticlinal de Cime Bernarde est déversé vers le nord, par dessus un anticlinal néocomien qui lui est perpendiculaire, et dont la partie axiale est effondrée entre deux failles. Au lieu d'être étiré, le flanc inverse du pli présente, au-dessus de cet anticlinal, une épaisseur exagérée.

verture néocomienne. La lame de Jurassique supérieur, plus ou moins lenticulaire, qui le ferme périclinalement est franchement renversée, comme le montre la coupe *i*, figure 103, qui est sensiblement axiale.

Vers le nord-est, l'anticlinal s'atténue progressivement et se réduit à une simple ride.

Il n'est séparé du Picogu que par un synclinal valanginien très simple. La structure du Picogu, chevauchant vers le sud, est suffisamment indiquée par les coupes de la figure 105, qui montrent comment l'Oxfordien repose souvent sur le Crétacé supérieur, et comment il existe un petit synclinal nummulitique pincé au voisinage du contact anormal.

Une complication existe cependant au lieu dit «les Gypières», en face du Touyet (fig. 105, *d* et 108) : le Jurassique supérieur se lamine, et se perd dans une masse de gypse triasique, en contact d'autre part avec l'Aptien et le Barrémien qui occupent l'axe du synclinal. De telles extrusions de gypse triasique ne sont pas rares, mais plus surprenante est la présence, dans le lit du torrent, un peu en amont du gypse triasique, d'une masse assez notable de calcaire

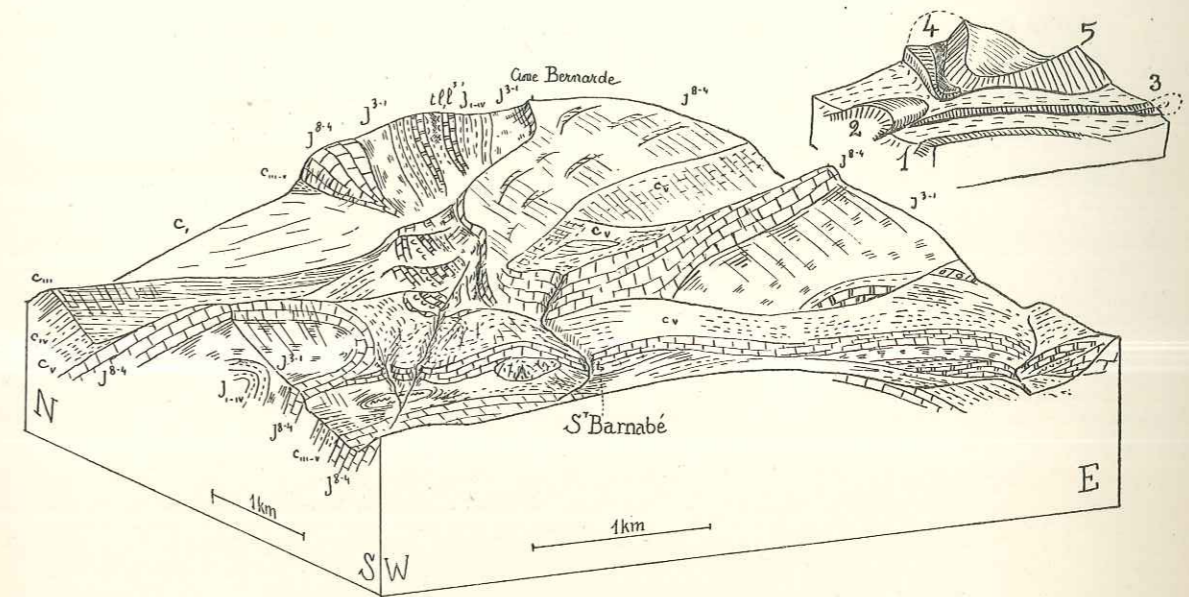


Fig. 107. — L'enracinement de la série de Demandolx (a); l'écaïlle de Soleilhas (3), l'anticlinal de Cime Bernarde (4), et le Picogu (5).

Vue prise de S. 30° W., pente 1/4.

Le croquis situé à droite permet de reconnaître facilement les différentes unités. 1, versant septentrional du Teillon.

marneux fossilifère du Dogger, avec un pendage nord-nord-ouest de 70° assez régulier. Cette masse exotique est en contact, au sud, avec la partie supérieure du Jurassique; au nord, le contact avec le Néocomien est masqué par des éboulis. Ce lambeau ne peut qu'avoir été entraîné, par le gypse, de la profondeur à la suite d'accidents dont le détail ne nous est pas accessible.

La plaine de La Palud, curieuse plaine alluviale perchée, masque en partie le prolongement possible de cet accident; on trouve quelques blocs de carneule sur le flanc oriental de la butte 1436,5, mais les flancs ouest et sud sont absolument normaux.

Le chevauchement du Picogu se prolonge par celui de la crête des Ferriers,

avec, le plus souvent, contact anormal entre le Crétacé supérieur ou le Cénomani-
nien et l'Oxfordien, mais parfois le Lias avec un peu de Trias interposé. Pas
plus de ce côté que des autres, on ne trouve le moindre prolongement à l'acci-
dent des Gypières, qui se ramène à l'ascension tout à fait locale de Trias
diapir, avec entraînement de divers terrains.

Un rapprochement s'impose entre les trois plis couchés vers le nord que nous
avons rencontrés au cours de ce chapitre, le pli de Lacombe dans le massif des
Cadières, celui du Teillon et celui de Cîme Bernarde. Le seul autre exemple

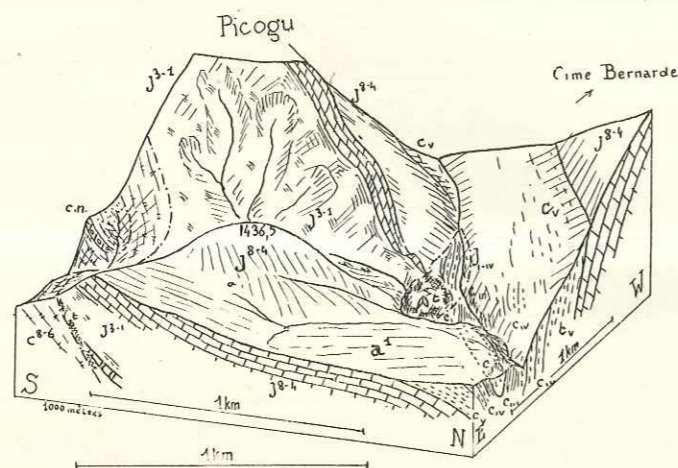


Fig. 108. — Terminaison nord du Picogu.

Vue de E. 20° N., pente 1/3, base à 1.000 mètres d'altitude.

Au premier plan, la plaine alluviale de la Palud. Le gypse apparaît entre les deux ruisseaux, en
contact avec le Barrémien et l'Aptien. J_{1-IV}, lambeau de marno-calcaires bajociens-bathoniens
en situation anormale.

d'un pli analogue est le Gourdan (p. 219), qui n'est que légèrement déversé
au nord. Ces quatre anticlinaux sont grossièrement alignés, bien que cet
alignement ne concorde pas avec la direction générale des plis et qu'ils ne se
prolongent nullement les uns les autres.

Le pli de Lacombe et celui du Teillon jouent un rôle symétrique de part
et d'autre du coin médian de Castellane. L'anticlinal de Cîme Bernarde appa-
raît en face du pli couché du Teillon, dans son prolongement, mais ils sont
séparés par la lame jurassique du pli droit de Soleilhas; enfin, le Gourdan
prolonge axialement le Picogu et non Cîme Bernarde. On ne peut donc y voir
les restes d'un pli unique morcelé ultérieurement, ni même d'une ride embryon-
naire dont les différents fragments auraient suivi des évolutions parallèles.

Tous ces plis ont encore d'autres caractères communs : leurs flancs inverses
sont conservés, bien que souvent étirés. Enfin, leur altitude est toujours assez
considérable, ce qui se conçoit très bien si l'on se souvient que tous les accidents
ne sont formés que par la couverture décollée. L'empilement que représente
un tel pli couché à flanc inverse conservé atteint nécessairement une épaisseur
notable, d'autant que le plus souvent l'anticlinal est d'abord droit, et que sa
tête seule se renverse, au-dessus du niveau auquel s'exerce la poussée.

Le changement de direction des plis de l'arc de Castellane, déjà amorcé
entre Moustiers et La Palud (chap. III), se fait principalement autour de Castel-
lane. Le mécanisme de cette torsion est complexe, puisque les axes sont inter-
rompus par un coin, plissé radialement. Il existe des plis couchés vers le nord,
mais la rupture des anticlinaux vers le sud reste la règle générale.

CHAPITRE V. RÉGION DE COMPS.

Les deux chapitres précédents nous ont montré la torsion d'un faisceau de plis issu du nord et qui s'infléchit vers l'est.

Tous ces plis étaient extrêmement accusés. Les chevauchements avec disparition complète des flancs inverses étaient la règle. Ce n'est que dans la région tout à fait frontale, entre Trévans, Majastres et Moustiers, que ces laminages s'atténaient, pour réapparaître cependant avec une violence accrue au contact du Mio-pliocène de la fosse de Valensole.

La région que nous étudions dans le présent chapitre est au sud des précédentes. Nous la limiterons, vers le nord aux derniers chevauchements nets, suivant une ligne La Palud-Rougou-Robion-Eoulx. Elle est caractérisée par un régime de plis peu accusés et très réguliers, avec de larges régions tabulaires. Son originalité tient à la présence de très nombreuses failles verticales, subméridiennes.

Vers le sud, nous nous arrêterons — sans le décrire — au faisceau d'Aups (Zurcher). On retrouve là une série d'accidents de style brisant, avec décollement complet de la série jurassique, accidents que l'on peut considérer comme provençaux et non alpins (voir chapitre premier).

Ces accidents ne dépassent pas, vers l'est, Draguignan. Au delà, les plis ou les ondulations alpines de la couverture ne se terminent qu'avec cette couverture même, au voisinage du massif cristallin du Tanneron.

Mais — est-ce l'effet du voisinage de ce massif ? — si nous suivons en direction, vers l'est, notre avant pays relativement peu plissé, nous voyons apparaître, tant au nord qu'au sud, une série de chevauchements qui sont parmi les plus importants de toute la région. Nous les décrirons au chapitre VII.

Vers l'ouest, la région située au nord de celle que nous étudions maintenant (chap. III) tire une profonde originalité de la présence d'une masse extrêmement épaisse de sédiments clastiques néogènes, contre laquelle les plis sont venus déferler et se briser. La profondeur de la fosse de Valensole diminue

progressivement vers le sud. Dès Moustiers, le contact anormal qui la borde se réduit à une faille d'affaissement. Au sud du Verdon le contact est normal et on voit apparaître au jour, dégagés par l'érosion de la vallée du Verdon, quelques plis qui n'affectent pas les conglomérats sus-jacents.

Notre description partira de ces plis, pour suivre la région d'ouest en est. Quelques grandes subdivisions s'imposent d'elles-mêmes (fig. 109).

C'est d'abord la région de plateaux jurassiques que le Verdon et l'Artuby traversent par des gorges profondes et aujourd'hui célèbres, et qui comprend les plans de Canjuers.

Plus à l'est, on peut distinguer, du nord au sud, trois régions : au nord, le Jurassique est relativement déprimé; le Cénomaniens et le Crétacé supérieur, boisés, y occupent de vastes étendues. Le Jurassique n'apparaît que pour constituer quelques anticlinaux, littéralement hachés par un grand nombre de failles nord-sud. En partant du nord, nous trouvons d'abord deux dômes, celui qui culmine à 1281, au sud de Robion, et celui situé au nord de Châteauvieux, puis un axe anticlinal qui forme successivement la Montagne de Clare, celle de Brouis, puis la Chens dans laquelle apparaissent des chevauchements vers le sud. Le petit axe anticlinal de Montadoua borde au nord la cuvette de Comps.

Au sud de celle-ci, on retrouve une région de plateaux jurassiques, tout aussi déserts et desséchés que ceux de Canjuers. Des failles y déterminent les étroits fossés crétacés ou tertiaires de Comps, Avelan, Brovès et le Fil.

Autour de Draguignan, l'érosion a démantelé le plateau jurassique, d'ailleurs accidenté de quelques plis qui représentent, soit le prolongement des plis de la zone d'Aups, soit des reprises alpines plus récentes. Le Trias occupe une surface étendue.

STRATIGRAPHIE.

Au point de vue stratigraphique, cette région est typiquement provençale. Nous n'insisterons pas sur les caractères du Trias ou du Jurassique des environs de Draguignan. Dans tout le reste de la région, les calcaires blancs du Jurassique supérieur apparaissent presque seuls. On peut citer comme faisant exception : Banduen, Aiguines, Brouis; on trouve alors un Argovien fossilifère typique, grumeleux. Callovien, Bathonien et Bajocien sont également calcaires.

Dans le Néocomien, on assiste à une réduction considérable de l'épaisseur, du nord au sud. Les accidents glauconieux sont fréquents, particulièrement

dans le Barrémien. On observe de plus un niveau particulier à cette région et caractérisé par un faciès calcaire assez dur, parfois à débris, avec une faune subrécifale. Ce niveau se place à la base de l'Hauterivien et ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur.

L'Aptien manque toujours et l'Albien n'est représenté — par place — que par une couche glauconieuse très mince, avec fossiles roulés. On trouve parfois, à quelques centimètres de distance, l'Albien et le Barrémien, tous deux glau-

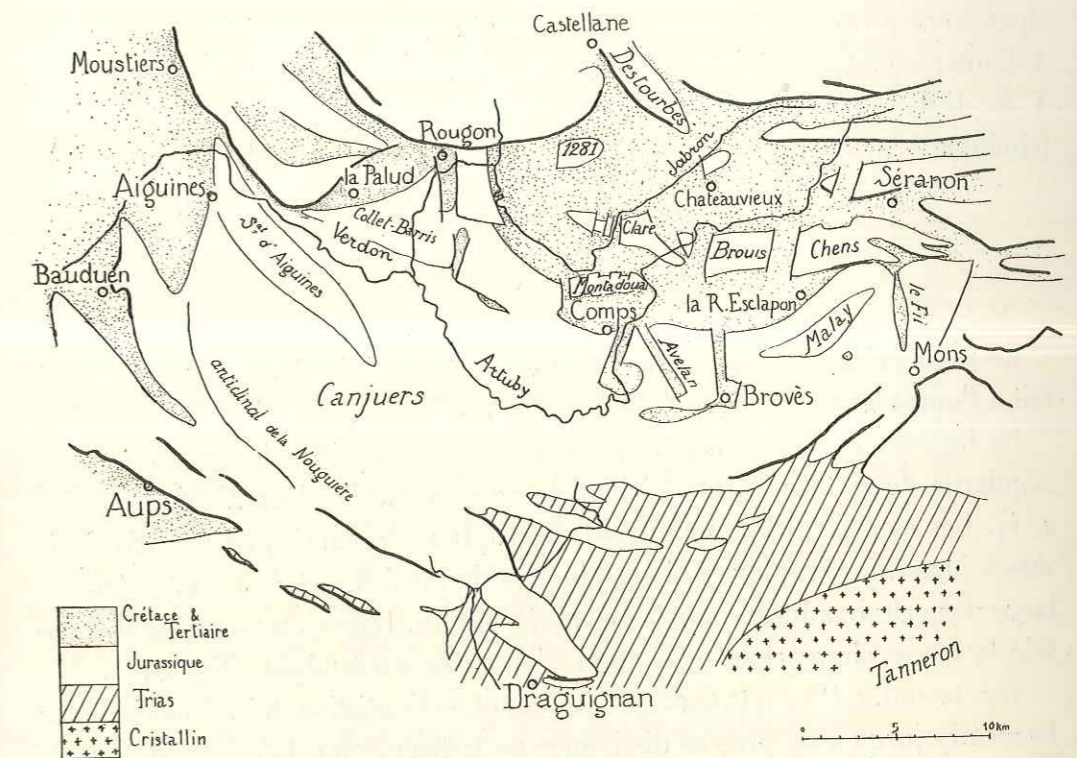


Fig. 109. — Croquis d'ensemble de la région décrite par le chapitre V.

Les chevauchements sont indiqués par un trait gras. Les noms de localités sont en caractères droits; les noms de montagnes en italique.

conieux. Cénomaniens et Crétacé supérieur présentent leur faciès provençal à *Orbitolines* et *Ostrea columba*, avec des marnes litées plus ou moins gréseuses. Dans un travail récent, N. Boutakoff a pu préciser la stratigraphie de cet ensemble, en particulier du Cénomaniens. A la partie supérieure du Crétacé supérieur, on trouve près de Brenon un horizon particulier signalé par Zurcher, avec faciès saumâtre, gypse, sables et marnes, et une faune assez abondante. Quelques noyaux synclinaux sableux semblent appartenir au même horizon.

Le Tertiaire est assez différent de ce que nous avons trouvé plus au nord. A Bauduen, des marnes sableuses rouges appartiennent à l'Eocène inférieur⁽¹⁾. Elles ont une grande extension plus au sud. A Bauduen même, elles reposent sur une petite épaisseur de Néocomien, et plus loin elles sont directement transgressives sur le Jurassique. Le Crétacé supérieur n'existe pas au sud de La Palud, Brovès, Mons.

Ailleurs, on trouve quelques lambeaux de calcaire lutétien à *Planorbis pseudoammonium*. Mais les synclinaux de la région des anticlinaux coupés sont principalement occupés par des marnes caillouteuses, plus ou moins blanchâtres. A Eoux, et vraisemblablement à Jabron, ces marnes appartiennent, d'après A. F. de Lapparent, au Pontique. A Comps elles appartiennent à l'Oligocène (Guéhard, A. F. de Lapparent)⁽²⁾.

PLI DE BAUDUEN.

Le premier accident que nous décrivons est le pli de Bauduen situé tout à fait à l'ouest de notre région, en avant du bord du plateau de Canjuers.

La figure 110 donne une série de coupes de l'anticlinal. On voit bien la régularité de sa terminaison périclinale nord sur le bord du Verdon (coupes *a*, *b*). Les coupes *c*, *d*, *e*, montrent une rupture de l'anticlinal au sein de la masse jurassique, rupture qui entraîne un chevauchement de un kilomètre de large des calcaires blancs sur les marnes éocènes. L'érosion a ensuite démantelé la masse chevauchante au point d'en isoler un lambeau (fig. 111).

Vers le sud, cette rupture disparaît bientôt, et l'anticlinal lui-même s'atténue beaucoup jusqu'à ne plus se distinguer de la flexure qui borde le plateau de Canjuers.

Nos coupes montrent également, plus à l'ouest, un second anticlinal, celui de Baudinard. Très atténué au nord, où il se réduit à un simple bombement à

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Sur les environs de Bauduen (*C. R. Ac. Sc.*, t. 195, p. 1096, 5 décembre 1932).

TEILHARD DE CHARDIN (P.) et DE LAPPARENT (A.-F.). — Sur la découverte d'un rongeur du genre *Paramys* dans l'Eocène inférieur de Provence (*C. R. S. G. F.*, p. 26, 6 février 1933).

⁽²⁾ GUÉHARD. — Sur le calcaire lacustre de la Roque-Esclapon (Var) (*B. S. G. F.*, 3, XXVIII 1900, p. 323-326).

DE LAPPARENT (A.-F.). — Les terrains tertiaires des environs de Comps (*C. R. S. G. F.*, p. 21, 21 janvier 1935).

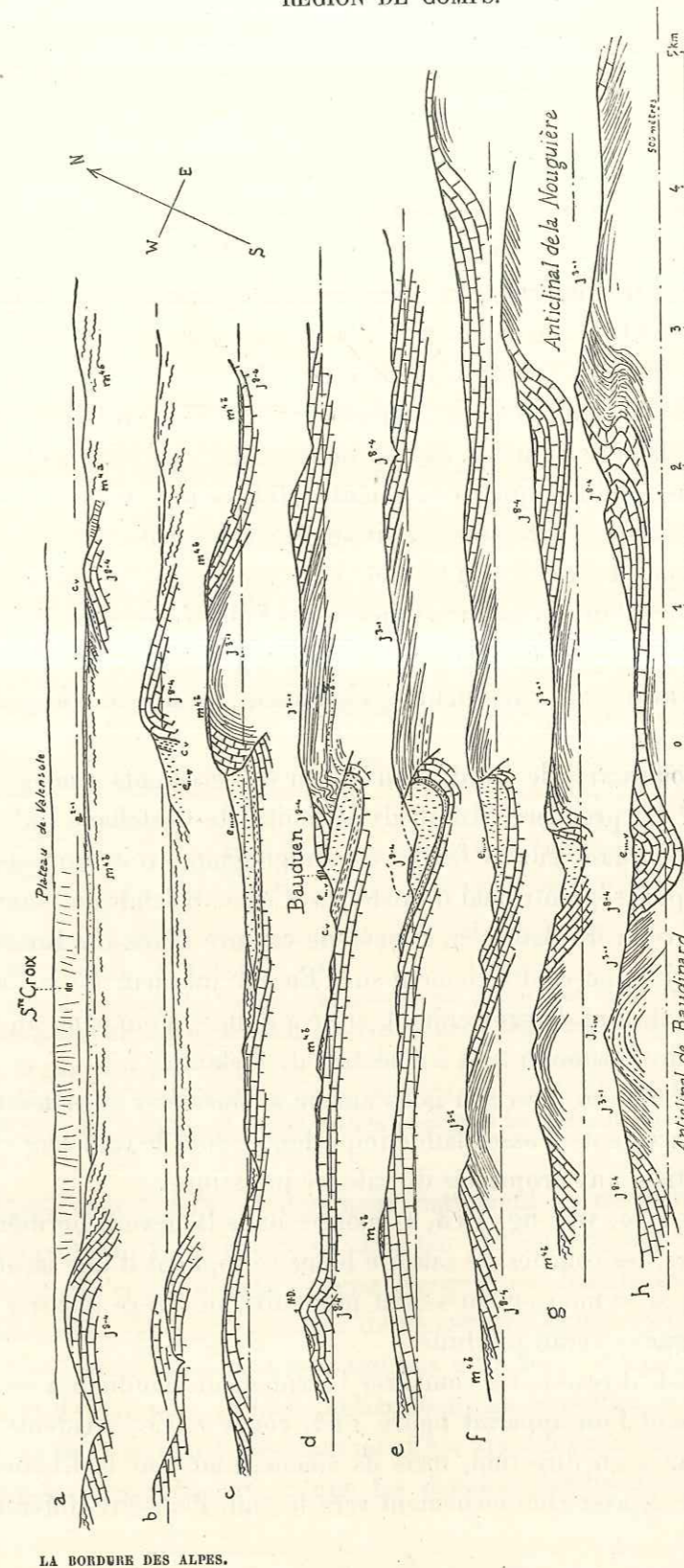


Fig. 110. — Série de coupes à travers le pli de Bauduen.

Notations générales avec *e*, Eocène inférieur (marnes sableuses); *m*, calcaire lacustre pontique; *m*, conglomérats pontiques.
Distance des coupes au port des Salles: *a*: 0 kilom.; *b*: 1 kilom.; *c*: 2 kilom.; *d*: 3 kilom.; *e*: 4 kilom.; *f*: 4 kilom.; *g*: 6 kilom.; *h*: 8 kilom. 6.

la traversée du Verdon, il s'amplifie au sud. Des accidents brisants de la zone d'Aups apparaissent plus loin dans son axe.

Il n'est pas nécessaire d'insister très longuement pour faire ressortir les caractères propres du chevauchement de Bauduen. Il n'y a pas décollement au sommet du Trias de l'ensemble de la série jurassique. Contrairement aux chevauchements qui forment une série de crêtes autour de Thorenc ou Saint-Auban, la masse chevauchante comprend ici plusieurs termes inférieurs au calcaire blanc. Celui-ci constitue cependant seul la partie antérieure de la masse chevauchante, la surface de rupture étant très oblique et très peu inclinée. Cette partie antérieure semble avoir toujours été très peu épaisse, ce qui a permis à l'érosion de la démanteler. Si l'on tient compte de la faible épaisseur des sédiments, tous meubles, qui recouvraient le Jurassique, on voit que cette rupture doit être considérée comme relativement superficielle.

La rupture se produit d'une façon très soudaine à partir d'un anticlinal tout à fait normal, et son extension en direction est très faible (moins de trois kilomètres). Ces caractères, qui contrastent avec tous ceux des autres chevauchements que nous avons vus, tiennent évidemment au niveau élevé de la rupture.

A défaut d'analogies vers le nord, trouve-t-on des accidents analogues au sud ou à l'ouest? La première édition de la feuille de Castellane indique à Montmeyan, en débordant sur la feuille de Draguignan, trois lambeaux de charriage, dont le plus septentrional n'existe pas. Ces deux lambeaux sont tout à fait analogues à celui de Bauduen, formés de calcaire blanc du Jurassique supérieur, très minces, posés directement sur l'Eocène inférieur ou le Crétacé supérieur. L'accident dont ils proviennent, situé à l'ouest, s'enracine au nord avant la traversée du Verdon, à trois kilomètres de distance.

Ce peu de continuité en direction nous amène à considérer ces chevauchements comme des accidents d'assez faible importance, dont le caractère essentiellement cassant tient aux propriétés du calcaire jurassique.

La coupe *h* (fig. 110, voir fig. 113, *c*) montre dans la flexure bordière du plateau de Canjuers, les couches de calcaire blanc se repliant d'une façon qui fait pressentir que si le mouvement s'était poursuivi, ne fût-ce que très peu, une rupture analogue se serait produite.

Pour être complet, il resterait à comparer l'accident de Bauduen à ceux du faisceau d'Aups, dont l'un apparaît figure 114, coupe *c*. Ces accidents sont également très limités en direction, mais ils amènent au jour le Rhétien, et fréquemment le Trias, avec chevauchement vers le sud. Peut-être différent-ils

simplement de ceux de Bauduen et de Montmeyan en ce que l'érosion les a décapés plus profondément.

Ceci donne un intérêt tout particulier à la question de l'âge du pli de Bauduen. Il est évidemment postérieur à l'Eocène inférieur. Il est antérieur au moins à la partie terminale des conglomérats de Valensole, parfaitement horizontaux dans son prolongement et d'ailleurs représentés par quelques lambeaux transgressifs sur le pli lui-même.

Les calcaires lacustres du Pontique inférieur sont représentés par quelques bancs au voisinage de la terminaison périclinale du pli, au pont des Salles.

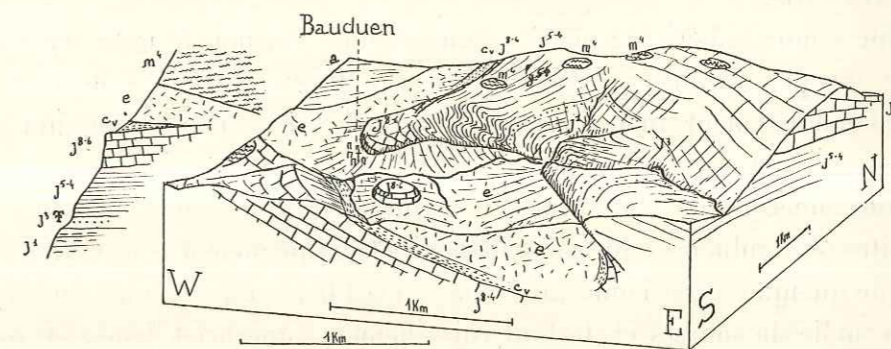


Fig. 111. — Le chevauchement de Bauduen.

Vu de S. 16° E., pente 1/4, base au niveau de la mer.

*m*⁴, Pontique; *e*, Eocène; *c*, Valanginien; *J*³⁻⁶, Calcaires blancs; *J*⁵⁻⁴, Calcaires lités (Séquanien); *J*³, Argovien; *J*¹, Callovien.

L'anticlinal chevauche les marnes sableuses rouges de l'Eocène. En avant, lambeau de charriage isolé. Au-dessus du village, on peut observer la forme de la masse chevauchante : les calcaires blancs, broyés, sont poussés en avant. En arrière, les calcaires lités séquanien sont fortement plissés. L'Argovien (très fossilifère) et le Callovien sont beaucoup plus tranquilles.

Remarquer les lambeaux de conglomérats pontiques transgressifs sur le pli.

Ces bancs sont inclinés et dessinent nettement le mouvement anticlinal; le mouvement qui les a affecté se place par conséquent entre le début et la fin du dépôt des conglomérats, comme presque tous les plis qui bordent le bassin de Valensole. Mais les pendages de ce calcaire lacustre sont trop faibles pour qu'on puisse affirmer qu'il ne s'agit pas d'un rejeu du pli, et que le chevauchement de Bauduen se place entièrement au Miocène.

Le pli de Bauduen a très nettement été arasé à un niveau voisin de celui du plateau de Valensole, avant que les derniers lambeaux de conglomérats ne

reviennent en transgression sur cette surface. Ceci ne nous donne toutefois aucune indication sur l'âge du pli, puisqu'un arasement analogue s'observe au-dessus de Moustiers, dans une région qui a subi d'importants mouvements tectoniques après le début du Pontique.

PLATEAU DE CANJUERS.

A l'est de l'anticlinal de Bauduen, une flexure nord-sud très accusée marque le bord du plateau de Canjuers, qui s'étend jusqu'à Comps, sur quatre cents kilomètres carrés.

Le Jurassique supérieur, porté à une altitude voisine de mille mètres, y affleure presque partout. Son faciès blanc, coralligène, est éminemment favorable à l'établissement du régime karstique. Celui-ci s'est établi aussitôt que le Jurassique a été débarrassé par le ruissellement du Crétacé meuble et plus ou moins imperméable. Les formes structurales du Jurassique ont alors été soustraites à l'influence du ruissellement et fréquemment conservées. En dehors de quelques rares lambeaux crétacés, c'est le régime classique du karst : absence totale de sources et de tout ruissellement superficiel, lapiaz et avens très nombreux. Depuis les recherches de E. A. Martel ⁽¹⁾, les plans de Canjuers sont un exemple classique de ce régime. Celui-ci se poursuit d'ailleurs vers l'est d'une façon à peu près continue jusqu'au Var, à l'altitude de huit cents mètres, avec les mêmes caractères géographiques : très grande pauvreté tenant à un sol presque stérile, population à peu près nulle, sécheresse parfaite.

Seuls, deux cours d'eau allogènes — le Verdon et l'Artuby — traversent la région de Canjuers, non sans éprouver de fortes pertes. Ils se sont profondément enfoncés en cañons, dont les parois sont restées à pic grâce à l'absence de ruissellement.

La carte structurale que nous donnons ici (fig. 112) définit les déformations tectoniques qu'a éprouvée cette région. Les coupes de la figure 113 précisent l'allure de ces accidents. On distingue immédiatement la partie occidentale, presque sans failles, avec trois anticlinaux séparés par les vastes zones horizontales des plans de Canjuers, et la partie orientale, marquée par une série

⁽¹⁾ MARTEL (E.-A.). — La France ignorée. I, sud-est de la France (Paris, 1928).

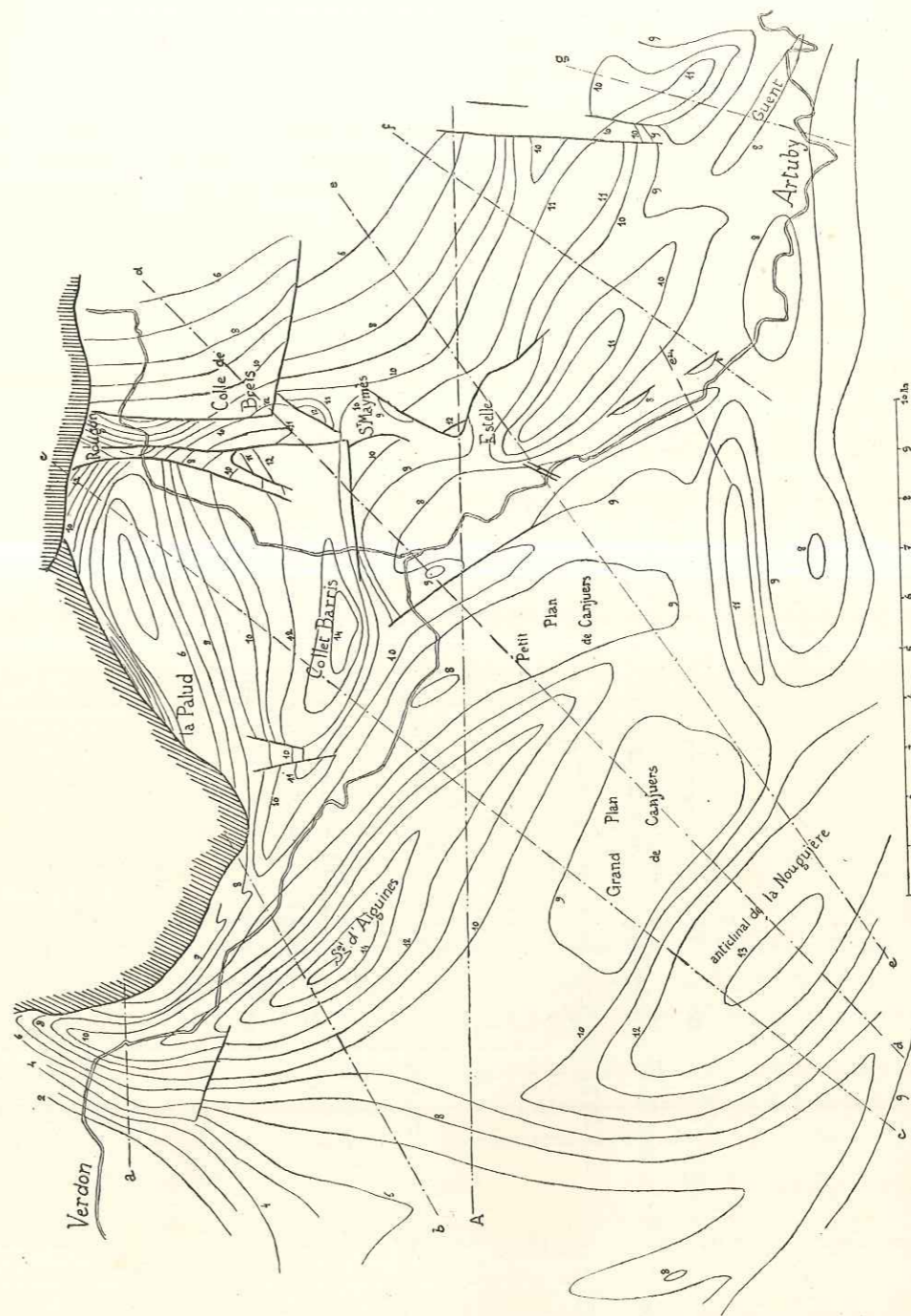


Fig. 113. — Carte structurale de la région de Canjuers.

Les courbes de niveau, à l'équidistance de 100 mètres, donnent l'altitude du sommet du Jurassique (chiffres en hectomètres).
Les traits mixtes indiquent l'emplacement des coupes de la figure 112.

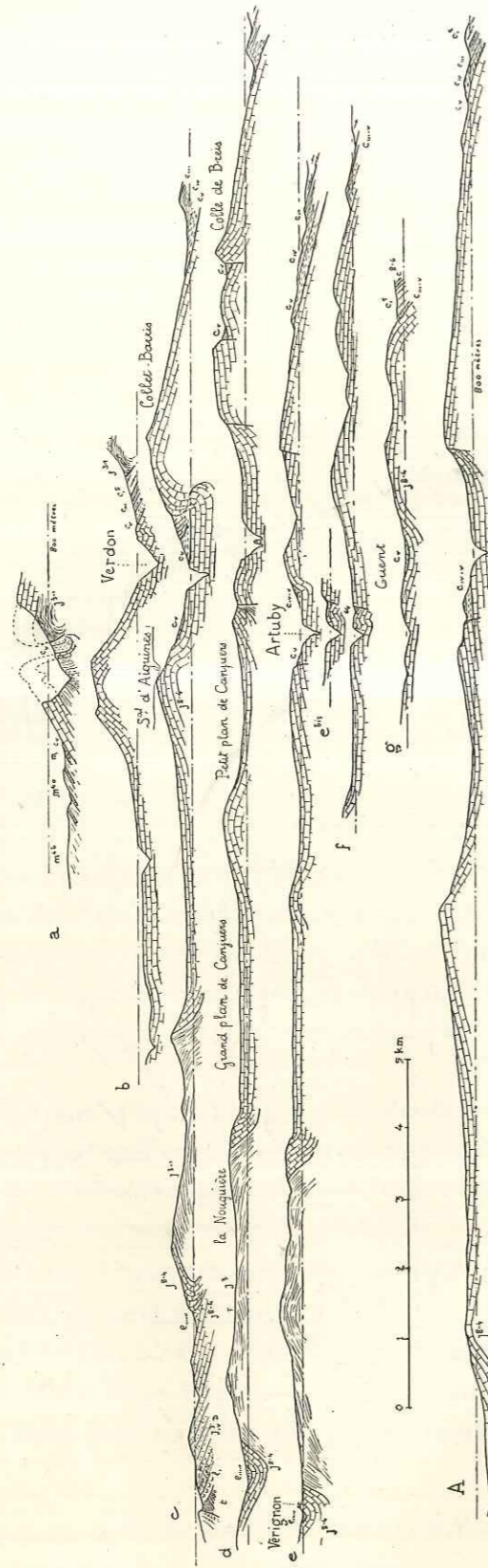


Fig. 113. — Série de coupes à travers le plateau de Canjuers. Emplacement des coupes, fig. 112; notations générales.

La coupe *c* montre, tout à fait à gauche, un accident du faisceau d'Aups.

de failles issues de Rougon et à l'est desquels le Jurassique plonge vers l'est, sous le Crétacé de Trigance et de la vallée du Jabron (p. 181).

Le plus méridional des trois anticlinaux de la partie occidentale est celui de la Bastide de la Nouguère, très large et de style typiquement disjectif (fig. 113, coupes *c*, *d*, *e*). Il se raccorde à l'ouest avec la flexure bordière; au nord, il domine le grand plan de Canjuers.

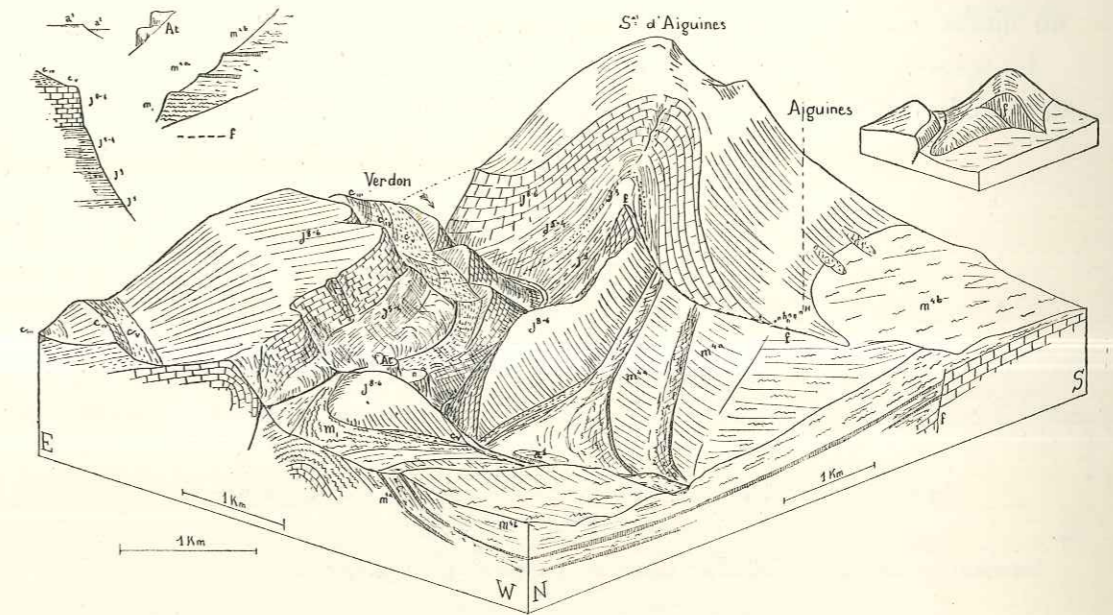


Fig. 114. — Anticlinal d'Aiguines.

Vu de N. 42° W., pente 1/3, base au niveau de la mer.

A droite, schéma structural; à gauche, coupe stratigraphique.

J¹ Callovien; J² Argovien; J³⁻⁴ Séquanien (calcaires lités); J⁵⁻⁶ Calcaires blancs; *c_v*, Valangienien; *c_{iv}*, Hauterivien; *c_{iii}*, Barrémien; *c⁵*, Cénomanién; *m₁*, conglomérats aquitaniens; *m^{4a}* marnes et calcaires lacustres (pontique); *m^{4b}*, conglomérats pontiques; *a¹*, alluvions anciennes; *At*, tufs.

Le Verdon éventre l'anticlinal du Signal d'Aiguines tout près de son ennoyage septentrional, là où il est dominé par l'anticlinal, fortement déversé au sud, du Signal de Barbin.

Au premier plan, les calcaires lacustres légèrement redressés qui constituent la base du Pontique de Valensole.

Au nord de celui-ci, l'anticlinal du Margès ou du Signal d'Aiguines s'atténue très régulièrement à ses deux extrémités; au nord, il se raccorde avec la flexure bordière; au sud, il se réduit à une ride qui sépare les deux plans de Canjuers.

La figure 114 représente le détail de sa terminaison septentrionale, remarquable parce qu'une faille, passant à Aiguines, coupe son flanc ouest. Cette

terminaison périclinale est coupée par le Verdon, qui s'échappe là des gorges dans lesquelles il a été encastré pendant vingt-cinq kilomètres. Des conglomérats oligocènes sont transgressifs sur le Jurassique et le Crétacé inférieur, et soulignent nettement l'allure anticlinale, de même que les calcaires lacustres de la base du Pontique.

L'ensemble est dominé au nord-est par l'anticlinal du Signal de Barbin, très déversé et à flanc inverse laminé, mais non à proprement parler rompu, du moins en ce point.

Le troisième anticlinal ne prend naissance que plus à l'est, entre le précédent et le Signal de Barbin. Il apparaît d'abord sous la forme d'une toute

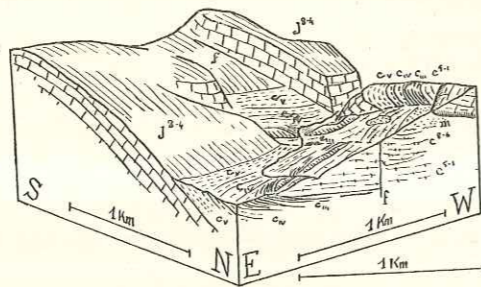


Fig. 115. — Coin affaissé dans le versant nord de Collet-Barris, à l'ouest de la Palud.
Vue prise de N. 38° E., pente 1/3.

Notations générales : *f*, faille; *m*, sables et conglomérats oligocènes.

petite flexure (fig. 113, coupe *b*), mais prend rapidement une grosse importance (fig. 113, coupe *c*) et culmine à Collet-Barris, à 1.462 mètres, au-dessus de la Mescla (confluent de l'Artuby et du Verdon). L'anticlinal traverse ensuite le Verdon, et va se perdre dans le faisceau des failles de Rougon.

Au nord, le Jurassique plonge régulièrement sous le bassin crétacé de La Palud (chap. III, p. 97, fig. 55). La seule irrégularité de ce versant nord est indiquée par la figure 115 (voir aussi carte fig. 112). C'est un coin effondré entre deux failles, bien visible du sentier T. C. F. des gorges du Verdon, à l'ouest de La Palud.

Le flanc sud de l'anticlinal est beaucoup moins régulier. D'abord redressé à la verticale, il se complique bientôt par l'existence d'une masse jurassique, poussée en avant de l'anticlinal et qui chevauche nettement le Crétacé de la Maline (fig. 116 et 113, *c*). Cette masse jurassique paraît distincte du flanc sud de l'anticlinal. Il semble qu'elle ait été arrachée au substratum, peut-être à la lèvre relevée de la faille visible sur la rive gauche de l'Artuby, figure 116,

et poussée vers le sud par l'anticlinal de Collet-Barris. Vers l'ouest, elle s'enracine progressivement.

Au-dessus de Guègues, le flanc sud de l'anticlinal correspond à une flexure normale, mais passe ensuite à une faille (fig. 116 et 113, *d*).

Nous arrivons maintenant à la description du champ de failles qui s'étend au sud de Rougon.

A Rougon même, et à la traversée du Verdon, ces failles sont au nombre de

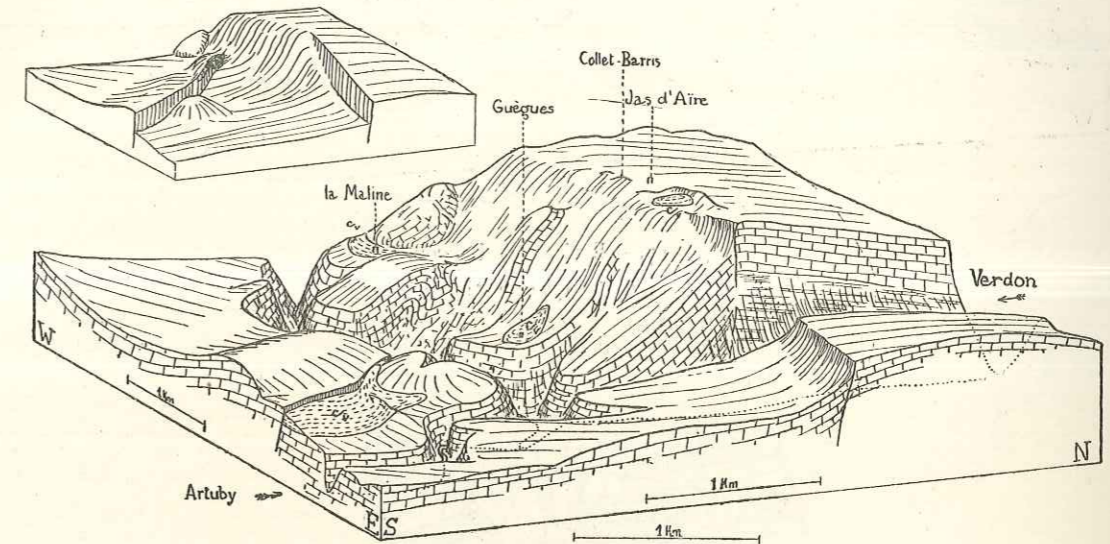


Fig. 116. — Environs de la Mescla.
Vus de E. 24° S., pente 1/4, avec schéma structural.

L'anticlinal de Collet-Barris, qui passe à une faille, est coupé, sur la droite de la figure, par le Verdon, qui atteint le Séquanien et sans doute aussi l'Argovien masqué par des éboulis.

trois que nous désignons, d'ouest en est, par f^1 , f^2 et f^3 ; la figure 117 et le schéma correspondant, 118, montrent nettement le sens de ces failles, à peu près méridiennes : f^1 et f^2 délimitent un profond fossé cénomaniens; f^2 et f^3 sont de même sens, et isolent une crête jurassique sur laquelle est construit le village de Rougon. A l'est de f^3 , la dalle jurassique plonge régulièrement vers l'est.

La figure 119 montre ce que deviennent ces failles vers le sud, et comment elles isolent, concurremment avec les gorges du Verdon, les immenses blocs de calcaire qui constituent le célèbre paysage du Point Sublime.

La profondeur du fossé compris entre f^1 et f^2 diminue progressivement, et le rejet de f^1 finit même par s'annuler. Mais une faille sinueuse f^4 fait surgir

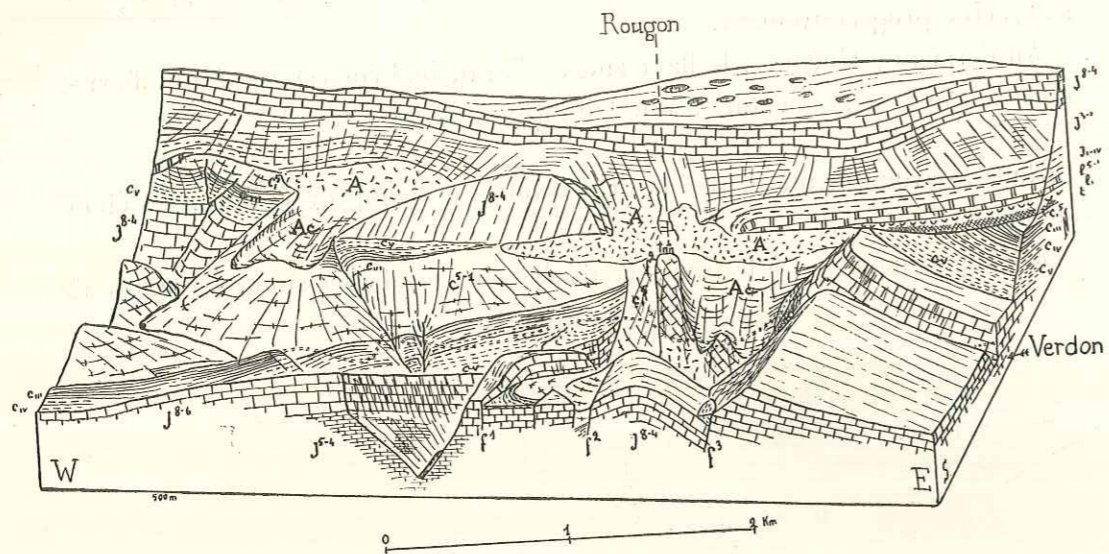


Fig. 117. — Environs de Rougon.
Vus du S. 10° E., pente 1/3; notations générales.

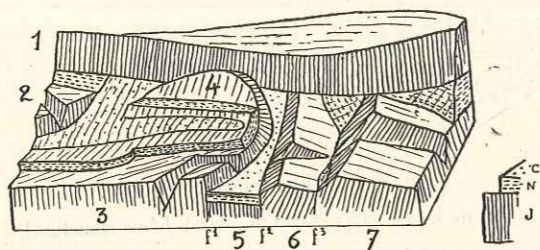


Fig. 118. — Schéma tectonique de la région représentée par la figure précédente :
J, Jurassique; N, Néocomien; C, Cénomanién.

Au fond, série chevauchante de Rougon (1), passant vers la gauche à la série inférieure du Mourre de Chanier, et vers la droite à la Clue de Soleil et au Signal de Robion. On aperçoit à gauche une petite partie (2) de la série de Châteauneuf-Majastres, limitée en avant par une faille qui prolonge le Signal de Barbin et la sépare du versant nord de Collet-Barris (3). Cette série se recourbe en synclinal et l'on voit surgir au fond une dalle jurassique (4), qui limite l'extension maximum qu'à pu atteindre le chevauchement (1).

Les trois failles de Rougon déterminent un profond fossé cénomanién (5), et une crête jurassique (6), portant le village de Rougon. A droite, la dalle jurassique du bois de Breis (7) plonge vers l'est.

La figure 117 montre un phénomène qui n'apparaît pas sur le schéma tectonique : ce sont les importantes coulées boueuses (Ac) chargées de gypse triasique, qui se sont étalées sur les pentes, sous le chevauchement de Rougon (1).

un horst au milieu de ce fossé; f^2 butte contre f^4 , qui délimite avec f^3 la dépression d'Entreverges; f^3 tourne brusquement vers l'est en délimitant le Signal de Breis, et va passer à Trigance tandis qu'une nouvelle faille f^5 relaie f^3 (fig. 120).

Au sud d'Entreverges, de nouvelles failles, f^6 et f^7 délimitent le bassin de Saint-Maymès, qui comprend du Cénomanién, puis la faille f^7 tourne vers le sud-est. Contre elle s'appuie un dernier lambeau néocomien qui porte la Bastide d'Estelle.

Sur les deux rives de l'Artuby, comme sur celles du Verdon en aval de la Mescla, on trouve quelques lambeaux crétacés dont certains sont limités par

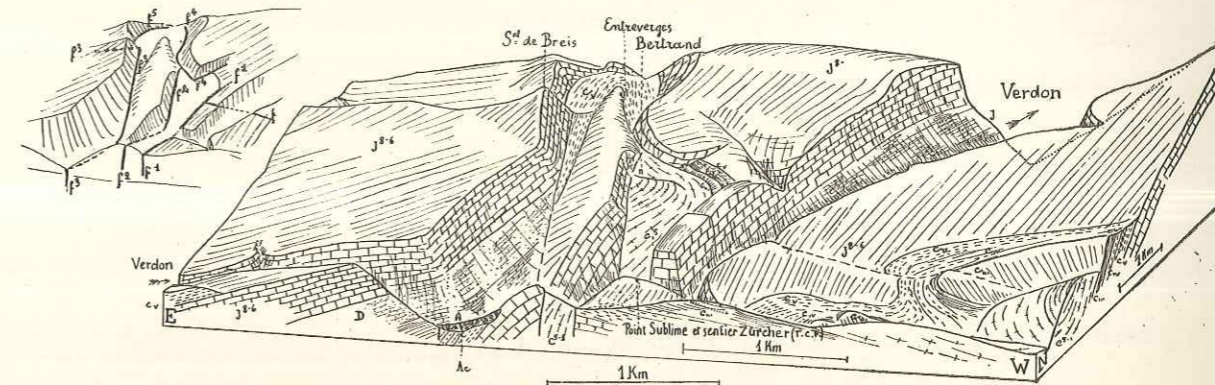


Fig. 119. — Les failles au sud de Rougon.
Vues de N. 14° W., pente 1/4.

Notations générales : D, Dolomie jurassique; Ac, coulée boueuse. Le croquis indique les désignations des failles, qui s'atténuent plus ou moins vers le sud.

de petites failles, comme celle de la rive gauche de l'Artuby. La figure 120 montre trois petites failles qui coupent la gorge de l'Artuby, et conservent de petits lambeaux valanginiens. Entre ces failles, le pendage du Jurassique atteint 50°. A la faveur des broyages, on a pu tracer un sentier — à la vérité fort escarpé et vertigineux — qui permet de franchir l'Artuby.

La figure 112 et les coupes e^{bis} et f , figure 113, montrent d'autres petites failles, et des flexures locales.

Dans l'angle sud-est de la région apparaît un synclinal, avec la localité de Guent (coupe g , et fig. 143). La dépression correspondante, dont le fond est occupé par des alluvions locales, avait été interprétée sur la première édition de la carte comme un anticlinal séquanien éventré. L'allure des couches jurassiques au voisinage montre cependant qu'il s'agit d'un synclinal, et nous

avons pu trouver un affleurement crétacé au sud de Sauvechaine à côté des alluvions. Au nord de ce synclinal, on trouve un anticlinal assez accusé, qui s'atténue rapidement; la route de Comps à Draguignan, qui le coupe dans sa partie sud-est, montre des pendages allant jusqu'à 60°.

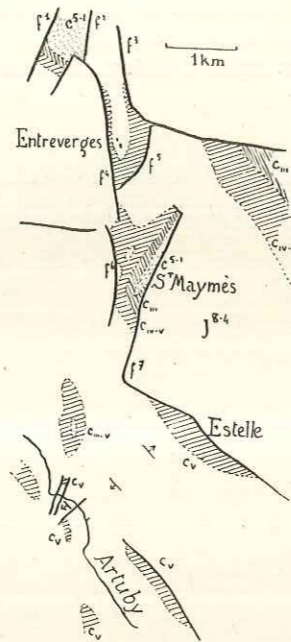


Fig. 120. — Les bassins crétacés au sud de Rougon.

Carte donnant le détail des failles qui déterminent les bassins crétacés d'Entreverges, Saint-Maymès, Estelle.

Le Jurassique, J⁸⁻⁴, est laissé en blanc; c_{iv-v}, Valanginien-Hauterivien; c_{iii}, Barrémien; c⁵⁻¹, Cénomanién.

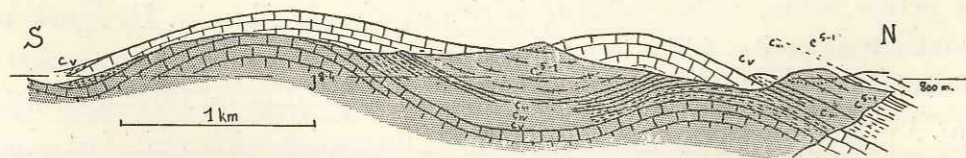


Fig. 121. — La faille la plus occidentale de Saint-Bayon au Jabron.

La coupe représente les deux lèvres de la faille, la lèvre antérieure (orientale) étant grisée; on constate la tendance à la division du plateau en deux anticlinaux.

Au nord-ouest de cet anticlinal apparaît une première dépression faillée, dont la partie méridionale est occupée par le hameau de Saint-Bayon. Les deux failles qui la limitent se poursuivent sur quatre kilomètres vers le nord, et coupent le plateau là où il se bifurque en deux parties, dont l'une correspond

à l'anticlinal de Montadoua et l'autre au plateau de Comps. En dehors des deux premières, il n'y a plus correspondance entre les failles qui hachent ces deux ensembles.

La figure 121 montre la plus occidentale de ces deux failles, avec la coupe des deux lèvres simultanément.

RÉGION DES ANTICLINAUX COUPÉS.

A l'est de Rougon et de la Colle de Breis, le Jurassique plonge vers l'est (15°), et aux plateaux calcaires de Canjuers succède une région occupée en majeure partie par le Crétacé moyen et supérieur, et qui contraste par ses forêts avec les arides plateaux environnants. La naissance, plus à l'est, des hautes crêtes ouest-est de calcaires jurassiques qui forment les Montagnes du Cheiron et de l'Audibergue et se poursuivent jusqu'au Var, est annoncée par l'apparition d'anticlinaux jurassiques, d'ailleurs peu élevés et toujours complets et qui présentent ce caractère particulier d'être hachés par des failles nord-sud. Le premier indice de cette direction de failles a été constaté à Rougon.

Plus au sud, nous trouverons également des failles de direction analogue, aux environs de Comps, où elles limitent d'étroits fossés effondrés dans lesquels les couches crétacées sont parfois ployées en synclinal.

Zurcher, qui le premier a signalé ces anticlinaux faillés⁽¹⁾, y voyait le résultat de l'intersection de deux directions de plis est-ouest et nord-sud.

La carte structurale de la figure 122 permet d'analyser les déformations tectoniques subies par cette région. Des coupes parallèles en rendraient très mal compte, les mouvements d'axe étant tout aussi importants que les plissements eux-mêmes, aussi les coupes de la figure 123 ont-elles été tracées en tous sens.

Nous avons vu plus haut que le Signal de Robion chevauchait vers le sud sans que le décollement affecte toute la série jurassique comme plus à l'ouest, et s'enracine périclinalement suivant un mouvement très large.

Au sud de cet axe anticlinal, qui présente certaines parentés avec ceux que nous allons maintenant décrire, les dômes 1281 (au sud de Robion) et de Châteauvieux sont séparés par un profond synclinal, qui n'est autre que celui du Rayau (voir p. 143).

⁽¹⁾ ZURCHER. — Note sur quelques points de la feuille de Castellane (*Bull. Carte*, n° 16, 1891).

L'axe anticlinal situé plus au sud se termine périclinalement à l'ouest en face de Trigance et se poursuit par les Montagnes de Clare, Brouis et la Chens. Il s'abaisse d'une façon toute particulière — toujours par faille — en face du synclinal du Rayau.

Plus au sud, le petit anticlinal de Montadoua se raccorde à l'ouest au

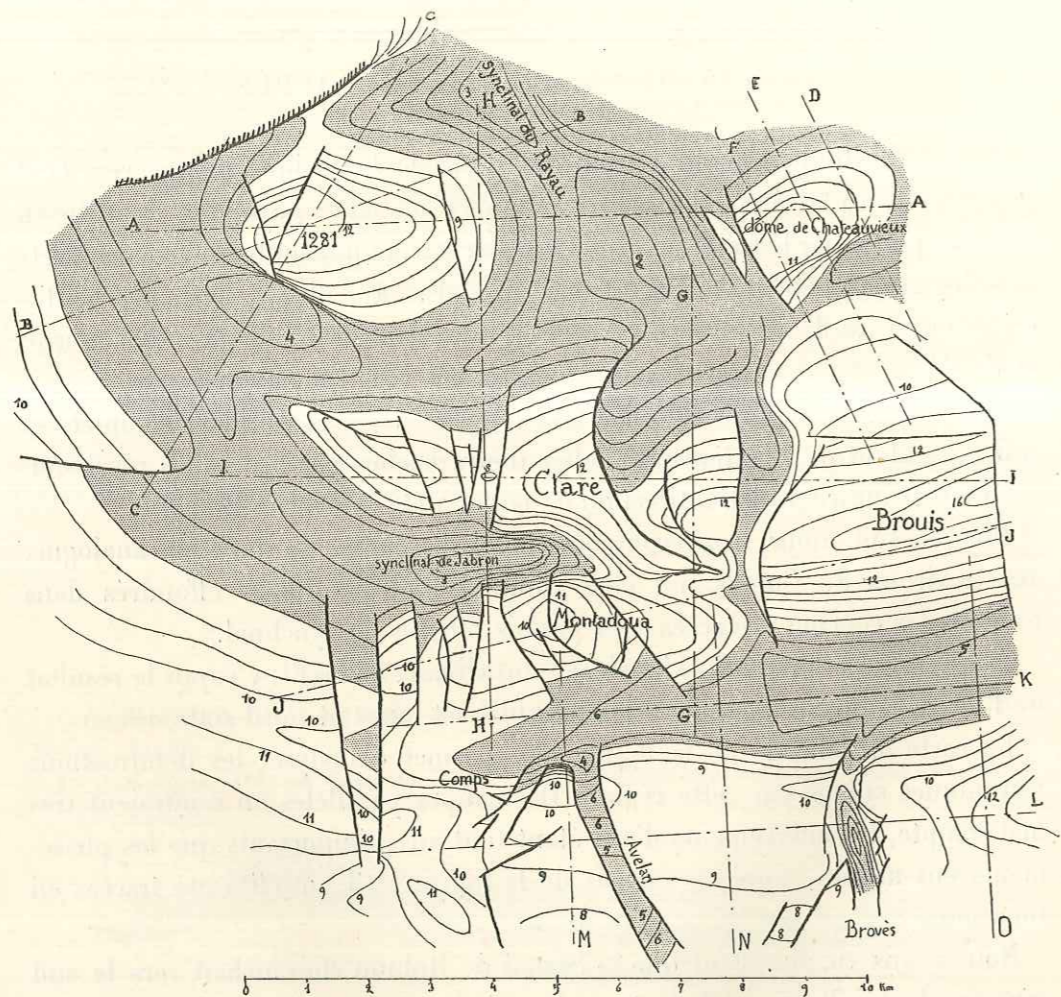


Fig. 122. — Carte structurale de la région de Comps et des anticlinaux coupés.

La carte donne l'altitude en hectomètres du sommet du Jurassique. Équidistance : cent mètres. On a grisé la surface pour laquelle cette altitude est inférieure à 700 mètres. Les traits mixtes donnent les emplacements des coupes des figures 123 et 137.

plateau des Canjuers, et se termine périclinalement à l'est. Il borde la dépression de Comps.

En somme la régularité des plis ouest-est (en négligeant les failles) n'est

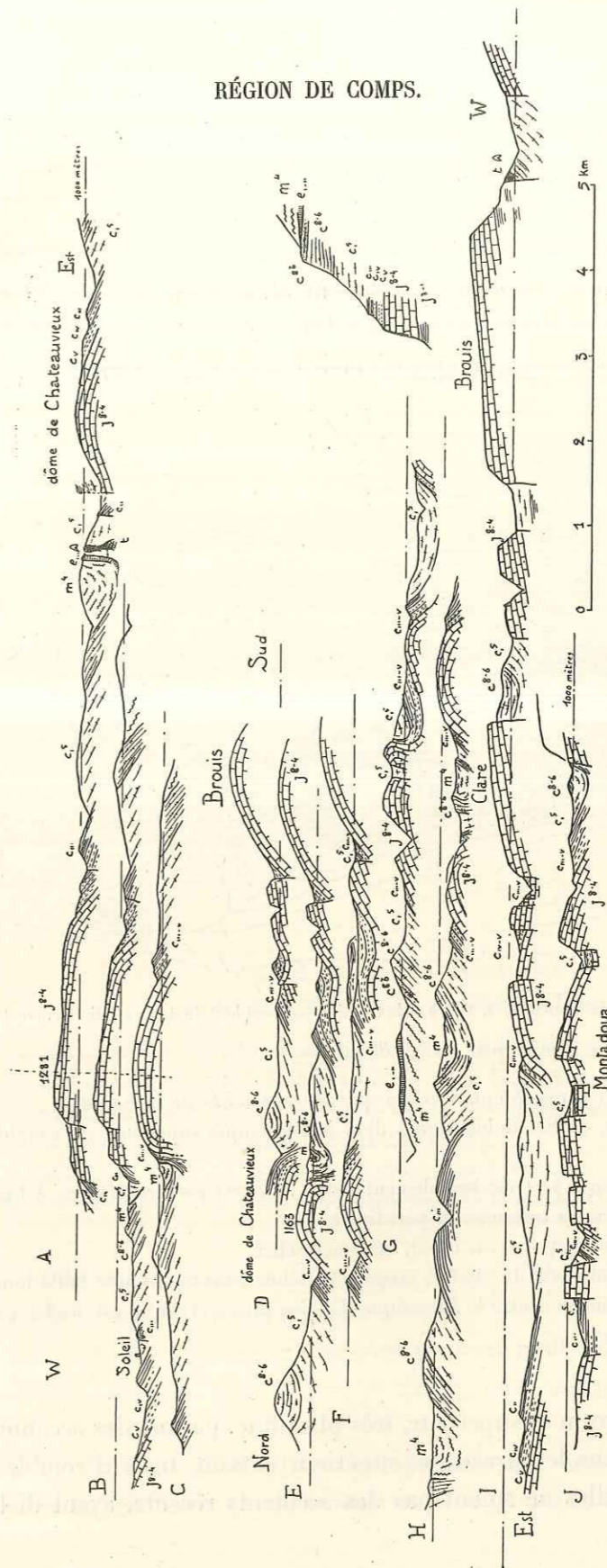


Fig. 123. — Coupes à travers la région des anticlinaux coupés. (Emplacements indiqués fig. 122.)

A, B, C, trois coupes convergentes passant par le point 1281. D à H, coupes nord-sud; I et J, coupes suivant l'axe des anticlinaux Clare-Brouis et Montadoua. Notations générales : avec c^{ab} , niveau de Brenon; m^4 , Calcaire lutétien; m^4 , marnes et conglomérats pontiques.

altérée que par le synclinal du Rayau, dont ceci souligne encore l'autonomie, que nous avons fait prévoir ci-dessus, page 148.

Après leur sectionnement par failles, le caractère le plus remarquable des anticlinaux que nous allons décrire est leur forme : ce sont des dômes très surbaissés dont les flancs plongent brusquement, de même que les synclinaux ont un fond très plat, et des bords qui se relèvent très soudainement. Ajoutons encore que les failles ne se prolongent jamais dans les synclinaux. Sans doute,

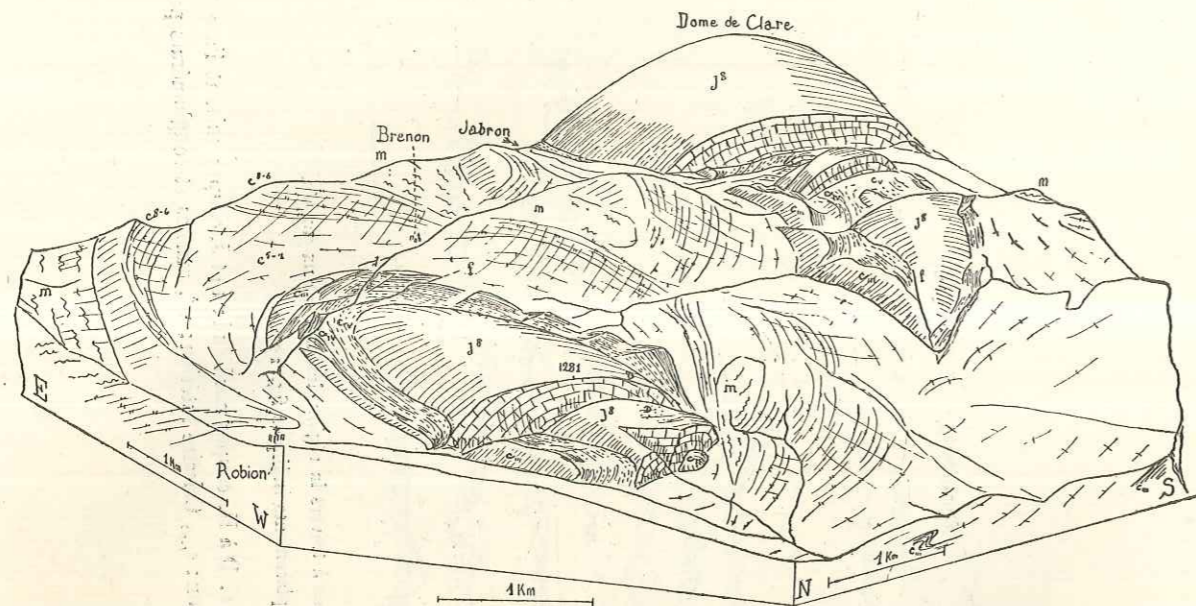


Fig. 124. — Le dôme 1281, la Montagne de Clare et la terminaison occidentale de l'anticlinal correspondant.

Vue prise de W. 39° N., pente 0,4.

Le signal de Robion est supposé enlevé, ainsi que les extrémités de la figure.

Notations générales : D, parties dolomitiques dans le Jurassique supérieur ; m, conglomérats pontiques.

Au premier plan, le dôme 1281 est brutalement coupé à l'ouest par deux failles. A l'est, une faille peu importante affecte sa terminaison périclinale.

Le flanc sud de l'anticlinal est, du côté ouest, nettement étiré.

A droite de la figure, l'anticlinal de Clare se termine périclinalement, avec une faille longitudinale qui fait buter le Barrémien contre le Jurassique. Un peu plus à l'est, il est haché par une série de failles transversales.

la série du Crétacé moyen et supérieur, très plastique, permet des accommodements impossibles dans le Jurassique supérieur cassant, mais il semble bien cependant que les failles ne soient pas des accidents récents, ayant disloqué

une région déjà plissée, mais plutôt des accidents contemporains du plissement, ayant permis aux différents tronçons de se plisser plus ou moins fortement.

Examinons maintenant ces différents accidents les uns après les autres :

Le dôme coté 1281, au sud du village de Robion, est représenté par les coupes A, B, C, de la figure 123, et la figure 124. Sa forme est, comme toujours, très surbaissée, avec une terminaison périclinale très large à l'est; trois failles l'accidentent, l'une à l'est, dans le Barrémien, deux à l'ouest qui le tronquent rapidement.

Son flanc sud présente, à l'ouest, un laminage assez marqué qui amène le Néocomien vertical et aminci au contact des conglomérats tertiaires. Ce lami-

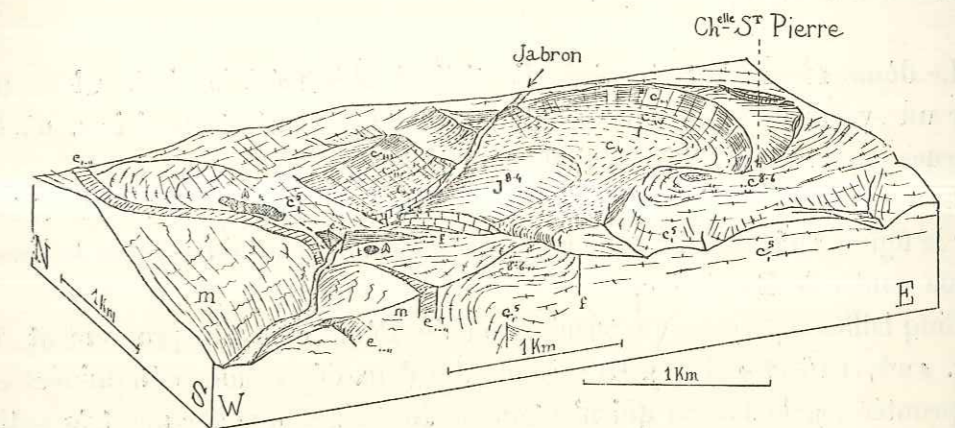


Fig. 125. — Le dôme de Châteauevieux.

Vu de S. 25° W., pente 0,4; notations générales.

Le dôme est coupé par une faille à l'ouest, à la suite de laquelle on trouve une crête barrémienne également faillée que traverse le Jabron et au voisinage de laquelle apparaît du gypse triasique; le gros affleurement de gauche est celui de Coste-Vieille. Ces pointements triasiques correspondent à la brusque flexure qui rend vertical le calcaire lutétien e_{1-n} .

On aperçoit, en avant, une écaïlle éocène poussée dans le Pontique.

A l'ouest de la chapelle Saint-Pierre, le Barrémien du flanc méridional est nettement étiré.

nage semble se poursuivre à l'ouest par un petit chevauchement du Cénomien sur les conglomérats tertiaires.

La coupe B de la figure 123 montre un tout petit repli du Barrémien, qui vient affleurer sur quelques mètres, au milieu du Cénomien, près du hameau de Soleil.

Vers l'est, tout le Crétacé plonge progressivement sous le synclinal du Rayau. Au delà de ce synclinal et sur le même axe, on trouve le dôme de Châteauevieux

(fig. 123, A et D, E, F, et fig. 125). Comme le dôme précédent, sa terminaison orientale est largement périclinale et il est coupé à l'ouest par une, ou plutôt deux failles.

Comme pour le dôme précédent, la poussée vers le sud s'est traduite, sur une petite longueur, par des laminages dans la série crétacée, au voisinage d'un noyau synclinal de sables qui semblent appartenir au Crétacé supérieur.

A l'ouest, le passage au synclinal du Rayau est très brutal : tout près des failles terminales, le calcaire lutétien est vertical. Des pointements de gypse triasique importants surgissent dans le Crétacé supérieur (en particulier celui de Coste-Vieille), et Albert F. de Lapparent a montré que le calcaire lutétien formait dans les marnes meubles du synclinal du Rayau des écailles avec des chevauchements importants ⁽¹⁾.

Le dôme 1281 n'est séparé de l'anticlinal plus méridional de Clare que par un synclinal peu profond contenant des conglomérats tertiaires, où les marnes jouent un rôle bien moindre qu'au Rayau.

La terminaison périclinale ouest de l'anticlinal de Clare est bien visible sur la figure 124. On distingue une faille longitudinale qui fait buter le Jurassique contre le Barrémien.

Cinq failles séparent cette terminaison du Dôme de Clare proprement dit (fig. 124, 126 et 123, I). La seconde des deux dépressions déterminées est empruntée par le Jabron qui n'entame le Jurassique que sur une très petite distance, au voisinage du pont des barres de l'Escavat. Il est facile de suivre la série crétacée qui repose sur ce Jurassique, et de vérifier son caractère absolument normal (fig. 124 et 126).

Le Dôme de Clare est plus important que les voussoirs précédents. Il s'étend largement vers le sud (fig. 126), et l'Artuby le coupe jusqu'au Séquanien. La faille qui le limite à l'est et qui passe à Brenon (fig. 127) est également plus importante que les précédentes; elle correspond en somme au bord du synclinal du Rayau.

Des failles — dont la figure 128 donne le détail — délimitent un voussoir en saillie, moins important que le précédent, près de Plan d'Anelle. Ce hameau lui-même est construit sur une petite ride anticlinale barrémienne.

La montagne de Brouis, qui est la portion suivante en saillie de l'anticlinal,

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Le bassin tertiaire d'Eoulx près Castellane (*C. R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 334, 21 janvier 1935).

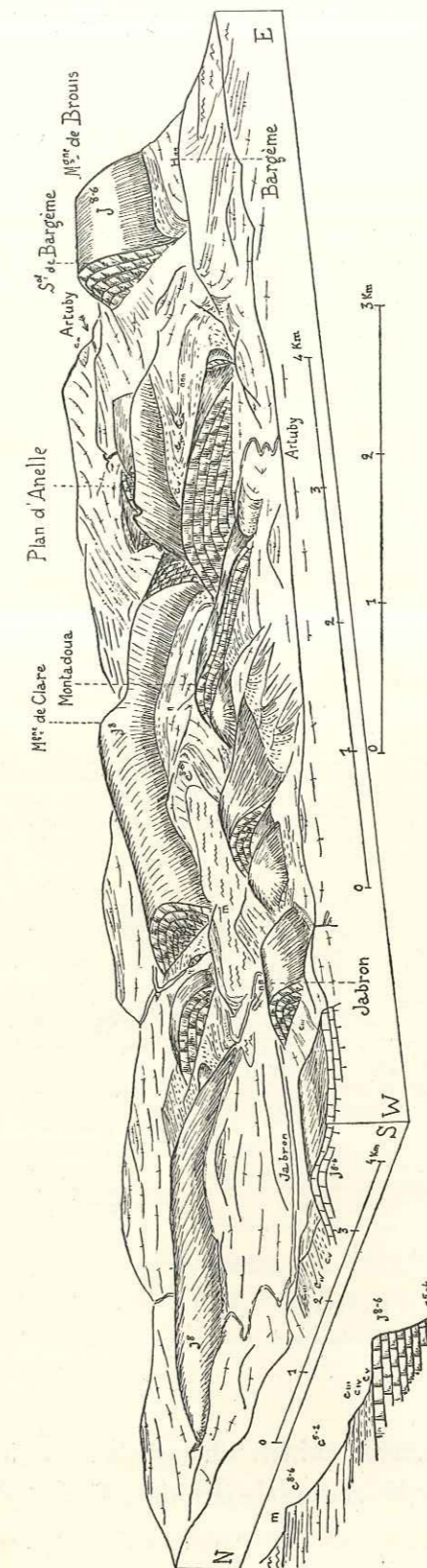


Fig. 126. — Les anticlinaux de Clare-Brouis et de Montadoua.

Vus de S. 27° W., pente 1/5; notations générales.

L'anticlinal — haché de failles — de Montadoua est au premier plan. Derrière lui, le synclinal de Jabron, puis l'anticlinal de Clare et, à droite, la Montagne de Brouis avec le Signal de Bargème.

est beaucoup plus importante. Elle va du Signal de Bargème à l'ouest au Signal de Brouis à l'est.

La figure 129 et les coupes D, E, F, de la figure 123 montrent comment

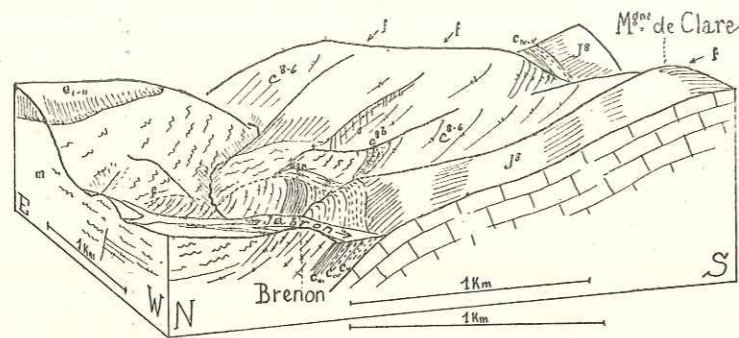


Fig. 127. — La faille de Brenon.
Vue de W. 18° N., pente 1/4; notations générales.

A gauche, écaïlle chevauchante de Lutétien sur le Pontique. En avant de la faille *f* (indiquée en pointillé), lèvre élevée avec Barrémien devant le village. En arrière, conglomérats tertiaires, et Crétacé supérieur avec l'horizon de Brenon *c^{s-4}*. Deux petites failles accidentent le Crétacé supérieur. Au fond, à droite, dôme de Plan d'Anelle.

son versant nord est accidenté par une faille longitudinale, est-ouest (notée *f²* sur la fig. 129), faille inverse puisque son pendage est de 70° à 80° vers le

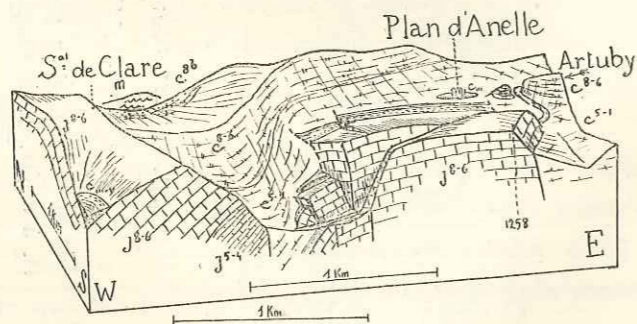


Fig. 128. — Plan d'Anelle.
Vu de S. 11° W., pente 1/3; notations générales.

Le Séquanien *J⁵⁻⁴* apparaît à la base du dôme de Clare. Le horst de Plan d'Anelle, découpé par plusieurs failles, est compris entre la Montagne de Clare et la Montagne de Brouis. L'Artuby le traverse de part en part.

nord, et par un léger repli anticlinal, qui fait affleurer le Jurassique au sud de La Martre. La faille qui limite la Montagne de Brouis à l'ouest ne dépasse pas

la faille *f²* et les replis suivants se terminent périclinalement à l'ouest (fig. 129). Ils sont coupés à l'est par une faille nord-ouest-sud-est, qui tourne au sud

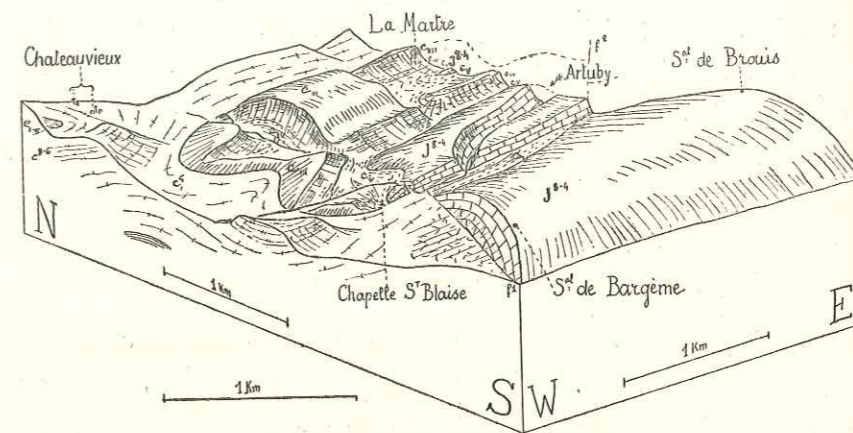


Fig. 129. — Versant nord et terminaison ouest de la Montagne de Brouis.
Vue de S. 39° W., pente 1/3.

La faille *f¹* limite l'anticlinal à l'ouest; *f²* accidente le versant nord, et au delà on trouve deux ondulations qui se terminent périclinalement à l'ouest.

pour couper l'anticlinal principal (fig. 130). Cette faille est remarquable en ce qu'elle donne une coupe de tout le Jurassique supérieur et moyen, qui bute

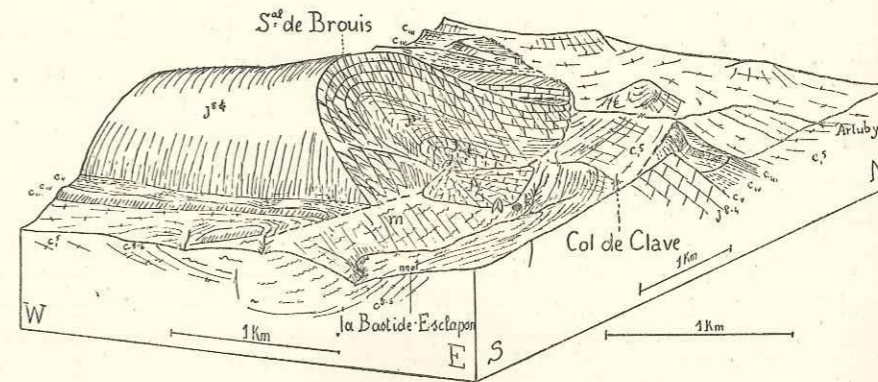


Fig. 130. — Terminaison est de la Montagne de Brouis.
Vue de S. 28° E., pente 1/4.

La faille qui détermine le col de Clave coupe l'anticlinal et les replis septentrionaux. Remarquer le pointement de gypse triasique et, à droite, une partie de la faille qui limite la Chens.

contre le Crétacé supérieur et les marnes oligocènes. Un pointement de gypse surgit dans le Crétacé supérieur, dans le prolongement de l'axe anticlinal.

Guéhard, qui le premier a mis ces particularités en évidence⁽¹⁾, considérait comme évidente l'origine tectonique du pointement de ce gypse triasique. Cette hypothèse est très vraisemblable, mais une autre origine est cependant possible : l'affleurement visible ne serait pas en place et ferait partie d'une coulée boueuse, ultérieurement recouverte d'éboulis calcaires. L'origine de cette coulée devrait être cherchée dans l'axe de l'anticlinal, au niveau de la faille. Celle-ci amène-t-elle au jour le Trias de l'axe anticlinal, ou celui-ci s'est-il fait jour en s'injectant dans la faille? C'est ce que l'étendue des éboulis ne permet pas de dire.

Une seconde faille, à cinq cents mètres de la précédente, limite la dépression du col de Clave, et fait surgir l'anticlinal de la Chens. Par certains caractères, cette dépression s'écarte de celles que nous avons rencontrées précédemment; la dépression est beaucoup plus étroite que les masses enserrantes au lieu d'être de même ordre de grandeur. Le mouvement anticlinal principal n'apparaît pas dans le voussoir effondré. Au contraire, les couches meubles (Crétacé supérieur et Tertiaire) y sont ployées en synclinal nord-sud.

Nous retrouverons tous ces caractères beaucoup plus marqués dans les fossés de Comps.

La dernière partie en saillie de l'anticlinal que nous suivons est la plus élevée et constitue la Montagne de la Chens (1.715 m.). Bien qu'elle prolonge incontestablement la Montagne de Brouis, elle présente certains caractères particuliers, principalement des chevauchements assez nets vers le sud. Elle arrive d'ailleurs presque au contact du chevauchement de l'Audibergue, l'un des plus importants de la région située plus à l'est (chap. VIII).

Les coupes de la figure 131 donnent le détail de sa structure. Le flanc nord est parfaitement régulier, jusqu'au delà de Séranon, à la route Napoléon. Il est simplement affecté par un affaissement entre deux failles (fig. 134), tout à fait analogue au coin effondré de La Palud (p. 176). Cet accident n'atteint pas le versant sud. Celui-ci, déversé et étiré, chevauche le synclinal de Comps-La Roque Esclapon. Le Jurassique arrive par place jusqu'au Tertiaire. En même temps apparaît, au sud du point culminant, un repli synclinal médian. A partir du château de la Lubi, ce synclinal tourne d'à peu près un angle droit, et s'enfonce entre deux failles. Dans le prolongement de la première partie du synclinal apparaît, au-dessus du Château de la Lubi, un repli bien visible dans la

⁽¹⁾ GUÉHARD. — Sur le gypse de la Bastide (Var) (*B. S. G. F.*, 3, XXVII, p. 594, 1899).

paroi jurassique et qui correspond sur l'autre versant au synclinal de Rouaine. On peut considérer que le synclinal initial se poursuivait vers Rouaine, mais qu'il a été morcelé ultérieurement par les deux failles qui déterminent le vallon en aval de la Lubi, à peu près dans le prolongement de celui du Fil.

La plus orientale de ces deux failles passe vers l'est à un chevauchement nettement indiqué du Jurassique sur le Crétacé. A ne considérer qu'une coupe

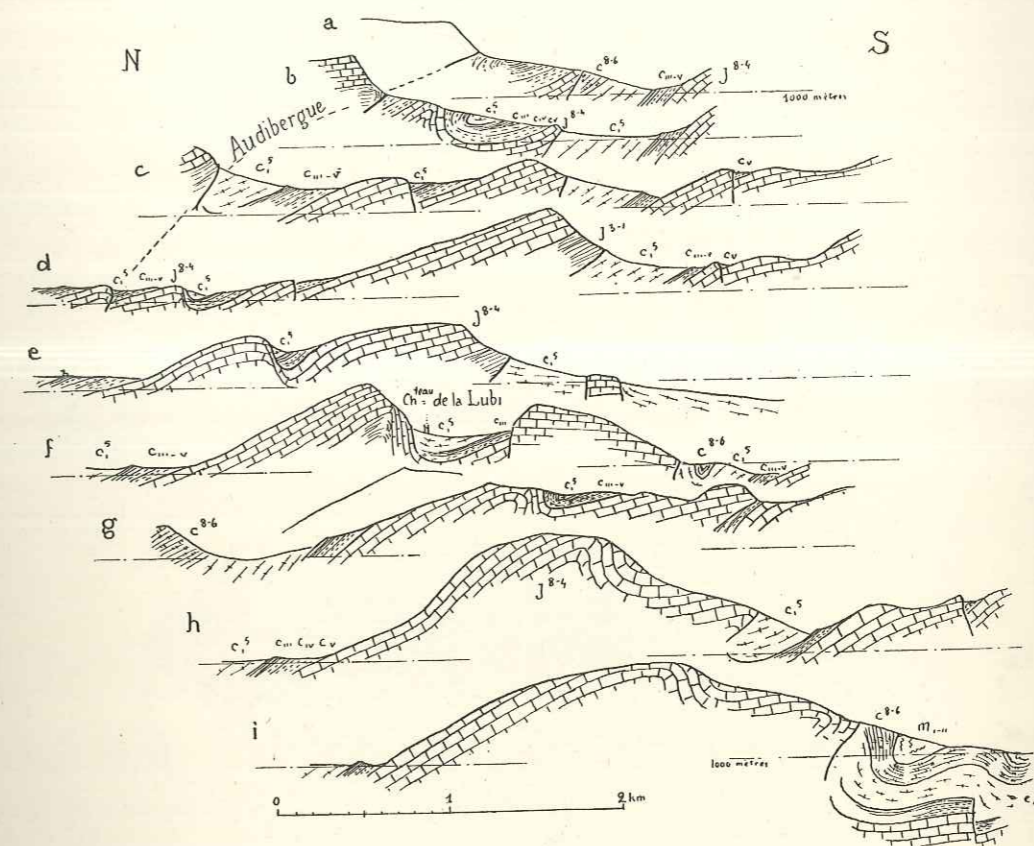


Fig. 131. — Coupes à travers la Montagne de la Chens.
(Emplacements indiqués par la fig. 132.)

Le dernier repli jurassique sur la gauche de la coupe *d* correspond à l'anticlinal naissant de l'Audibergue, beaucoup plus important, et nettement chevauchant sur les coupes *a*, *b*, *c*.

Le synclinal de la Lubi, visible sur les coupes *g*, *f*, passe sur la droite de la coupe *e*, qui montre un synclinal intermédiaire nouveau sur la gauche (synclinal de Rouaine).

telle que *e*, prise dans la partie aval du vallon de la Lubi, on pourrait y voir une fenêtre faisant apparaître le Crétacé à travers la masse chevauchante jurassique. Il n'en est rien, car nous avons vu qu'en remontant le vallon, on

voit le Crétacé reposer normalement vers le sud sur le Jurassique, qui le domine par faille plus à l'est.

La branche nord de l'anticlinal s'enracine à côté de la route Napoléon. La

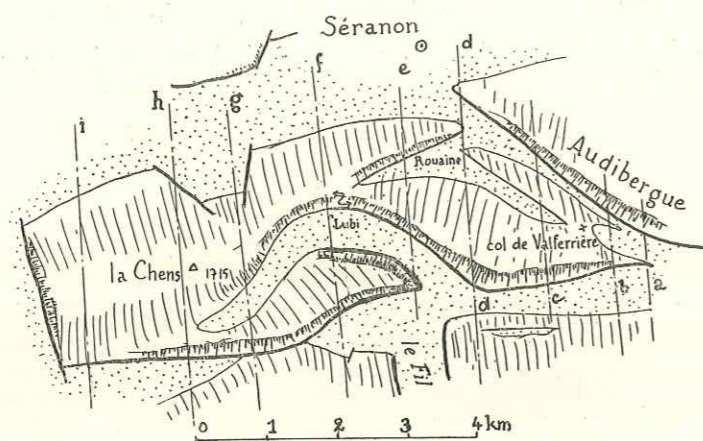


Fig. 132. — Croquis de la Montagne de la Chens, avec l'emplacement des coupes de la figure 131. Le Crétacé est indiqué par des points.

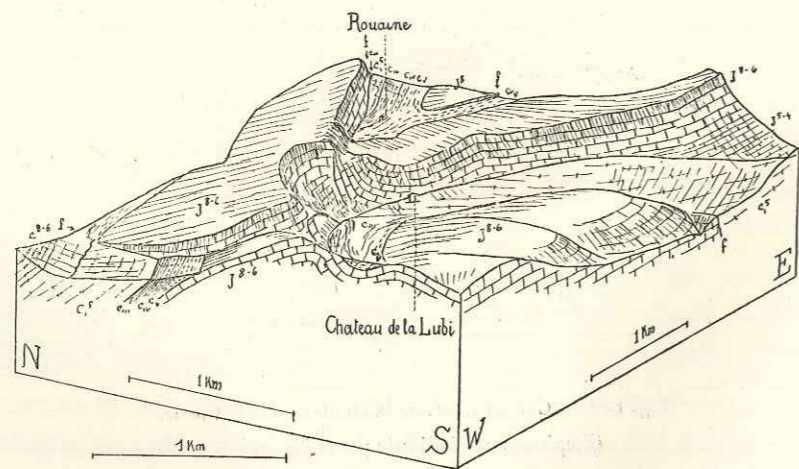


Fig. 133. — Partie orientale de la Montagne de la Chens. Vue de W. 31° S., pente 1/3.

A gauche, moitié du coin effondré que montre la figure 134; on voit apparaître au fond le synclinal de Rouaine. En avant, synclinal de la Lubi.

branche sud, accidentée par une petite faille qui va passer au col de Valferrière, limite des bassins du Verdon et de la Siagne, se bifurque encore et se

termine par deux pointes effilées dont le laminage est évidemment dû au chevauchement tout voisin de l'Audibergue (fig. 135). La Montagne de la Chens fait donc la transition entre la région des anticlinaux coupés et la région des chevauchements de la Siagne.

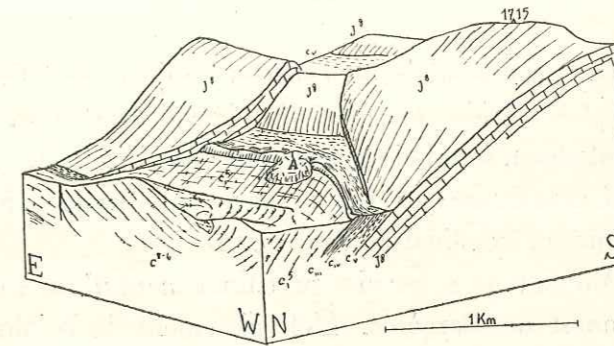


Fig. 134. — Coin effondré sur le versant nord de la Montagne de la Chens. Vue de W. 38° N., pente 1/4.

Au milieu du synclinal de Crétacé supérieur visible au premier plan, un petit affleurement de sable semble appartenir à l'horizon de Brenon.

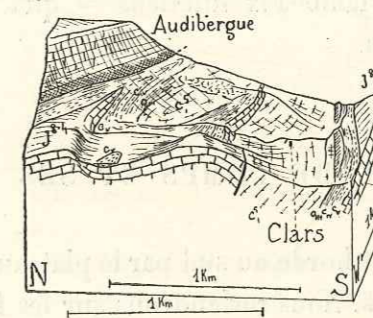


Fig. 135. — Terminaison orientale de la Montagne de la Chens. Vue de W. 7° S., pente 1/3.

Le chevauchement de la série de l'Audibergue a été tiré sous forme de deux lames jurassiques peu épaisses la terminaison de la Montagne de la Chens.

Il nous reste à décrire le dernier anticlinal faillé, celui de Montadoua, mais nous dirons auparavant quelques mots du synclinal de Jabron, qui le sépare de l'anticlinal précédent. Ce synclinal contient des marnes et conglomérats tertiaires, analogues à ceux du Rayau, et qui contrastent par leur horizontalité avec le très fort pendage du Crétacé supérieur qui les borde. Albert F. de Lap-

parent⁽¹⁾ a même signalé des poussées des flancs du synclinal, chevauchant la partie axiale.

Au nord de Jabron, les marnes tertiaires sont nettement transgressives sur le Crétacé. Vers l'est, le relèvement d'axe à l'approche du dôme de Clare est très rapide.

On a vu (fig. 121) comment le plateau des Canjuers se bifurque en deux branches dont la plus méridionale forme le plateau de Comps, et la seconde l'anticlinal de Montadoua. Celui-ci est haché par une dizaine de failles visibles sur la figure 123, J, et la figure 126. Les pendages sont particulièrement accusés vers le nord, le long du synclinal de Jabron.

L'anticlinal de Montadoua se termine périclinalement d'une façon très régulière un peu à l'ouest de Bargème. L'élargissement de la Montagne de la Clare fait que la Montagne de Brouis est dans le prolongement de l'anticlinal de Montadoua (fig. 122).

La dépression de Comps est moins accusée, quoique beaucoup plus étendue que celle de Jabron. Elle ne contient de Tertiaire — marnes et conglomérats oligocènes, avec quelques lambeaux lutétiens — qu'à l'est de Bargème, et jusqu'à la Roque Esclapon.

LE PLATEAU DE COMPS ET SES FOSSÉS.

Le synclinal de Comps est bordé au sud par le plateau calcaire de Comps qui fait suite à celui de Canjuers. Nous reviendrons sur les failles très nombreuses qui l'accidentent, et qu'on peut distinguer en trois groupes constituant les fossés de Comps, d'Avelan et de Brovès (fig. 136).

Dans cette région, le plateau est nettement déprimé, avec des dépressions synclinales néocomiennes. Dans sa moitié est, au contraire, le plateau se relève pour former l'anticlinal de la Montagne de Malay. Ce soulèvement réduit d'autant le synclinal septentrional, qui est d'autre part chevauché au nord par la Montagne de la Chens, dont le Jurassique arrive au contact du Jurassique de la Montagne de Malay. La bande crétacée réapparaît ensuite au nord du

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (Albert-F.). — Les terrains tertiaires des environs de Comps (C. R. S. G. F., p. 21, 21 janvier 1935).

plateau jurassique, haché par un nouveau fossé, celui du Fil; plus loin, au-dessus d'Escragnolles, c'est encore une faille qui coupe le plateau jurassique, et un dernier coin effondré évoque encore notre région, mais nous décrirons cet accident au chapitre VII seulement (voir fig. 137).

De même que la Montagne de la Chens représente une très forte exaltation vers l'est de l'anticlinal du Signal de Clare et de la Montagne de Brouis, la

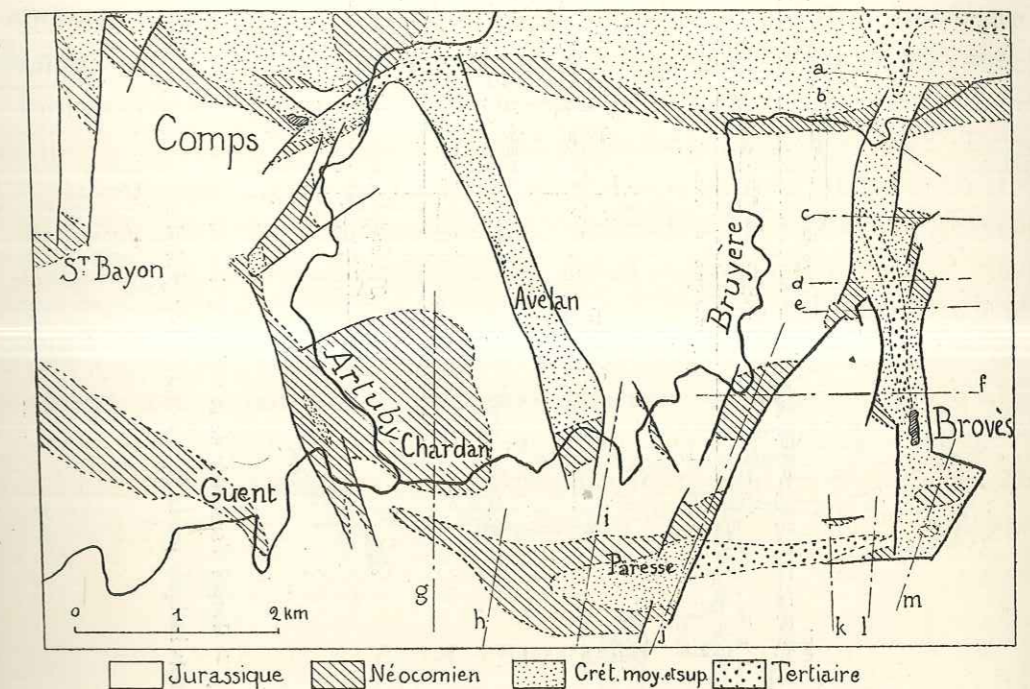


Fig. 136. — Carte géologique de la région de Comps à Brovès, avec l'emplacement des coupes de la figure 143.

Montagne de Malay représente une exaltation dans la même direction du plateau de Comps. Cette augmentation de l'effort orogénique vers l'est se manifeste également par l'apparition de chevauchements, tant au nord du plateau, où ils s'échelonnent régulièrement de la Bâtie à Escragnolles, qu'au sud où ils apparaissent dans la bordure du plateau jurassique au-dessus de Seillans, pour se poursuivre vers l'est (chap. VII).

Nous décrirons les fossés faillés de la région de Comps d'une façon d'autant plus détaillée que l'on a voulu y voir parfois des fenêtres faisant apparaître un substratum crétacé sous une nappe jurassique. Nous verrons que cette interprétation peut être rejetée de la façon la plus formelle, car il ne manque

Les coupes de la figure 140 donnent le détail de cette région. On y voit comment, sur quelques dizaines de mètres de longueur, le Jurassique de la chapelle de Comps chevauche le Néocomien vers le nord (coupe *d*). De part et d'autre, la série est normale. On voit d'abord apparaître une petite faille verticale (*c*), puis une rupture se faire dans le Jurassique. L'amplitude de ce chevauchement doit être de l'ordre de 20 mètres.

Le rocher jurassique est coupé par la faille 3, et on trouve ensuite des conglomérats tertiaires, et une série crétacée verticale qui s'appuie contre le Jurassique dans lequel l'Artuby s'enfonce en gorge.

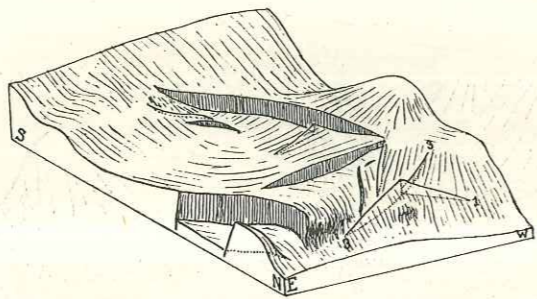


Fig. 139. — La surface supérieure du Jurassique.
Vue dans les mêmes conditions que la figure 138.

Le Crétacé est supposé enlevé, le Jurassique, rétabli partout où il a été atteint par l'érosion. On a indiqué en pointillé le regard des failles, lorsqu'il est caché.

Le redressement à la verticale de toute cette série sur la rive droite de l'Artuby indique déjà une certaine poussée, mais nous en trouverons une manifestation bien plus profonde sur la rive gauche. Le Jurassique du Signal du Tour, en effet, est poussé vers le nord sur le Crétacé inférieur et moyen et atteint le Crétacé supérieur. On voit très nettement le Barrémien, par exemple, disparaître en tunnel sous le chevauchement.

L'examen de la gorge de l'Artuby montre, pour autant qu'on puisse observer quelque chose dans ces masses compactes de calcaires à peine stratifiées, une charnière de direction S. 40° E. sur laquelle passe la masse chevauchante du Tour.

A l'est du Tour, la faille verticale qui limite à l'ouest le fossé d'Avelan coupe le Jurassique, et le fait buter contre le Crétacé supérieur du fossé d'Avelan. On n'observe plus de chevauchement; il est vraisemblable que cette faille le limite.

Ces deux exemples de poussée vers le nord ont donc un caractère absolu-

ment local. Nous avons cependant insisté sur leur description parce que ce sont les seuls cas où l'on n'ait pas affaire à des failles verticales franches. Il est à peu près évident que ces petites ruptures tiennent au plongement très rapide du plateau vers le synclinal de Comps.

Les figures 136, 138 et 139 montrent quelles sont celles des failles qui se prolongent vers le sud. La bande crétacée qu'elles déterminent va rejoindre

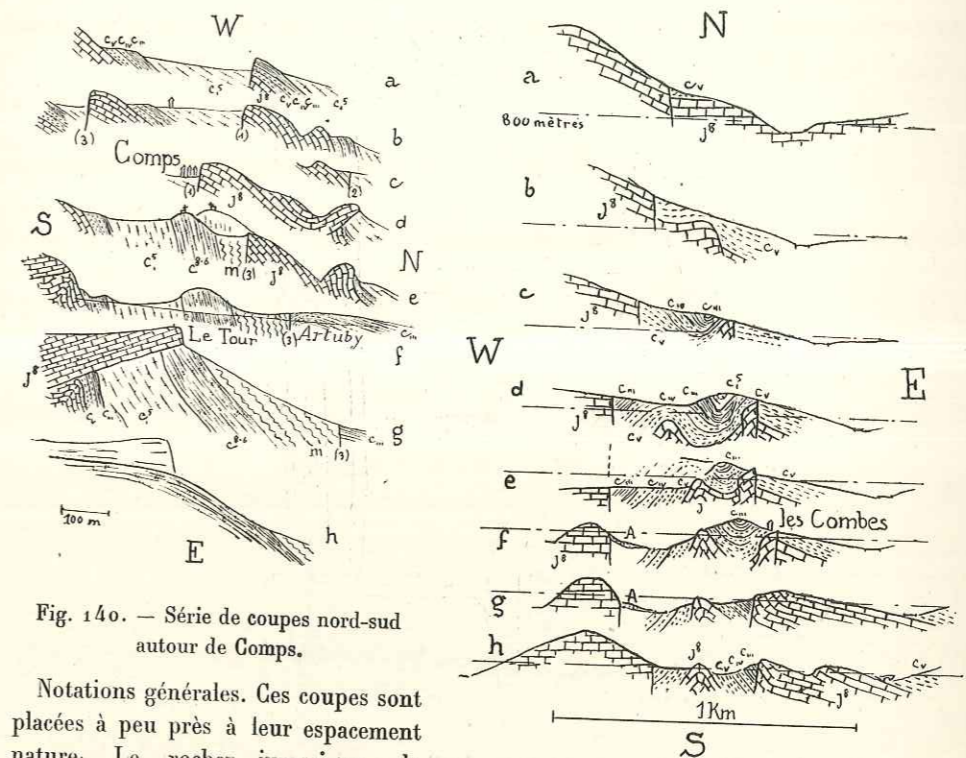


Fig. 140. — Série de coupes nord-sud
autour de Comps.

Notations générales. Ces coupes sont placées à peu près à leur espacement naturel. Le rocher jurassique de Comps chevauche très légèrement sa bordure néocomienne vers le nord. Le chevauchement du Tour, sur la rive gauche de l'Artuby, est un peu plus important, quoique encore tout à fait limité.

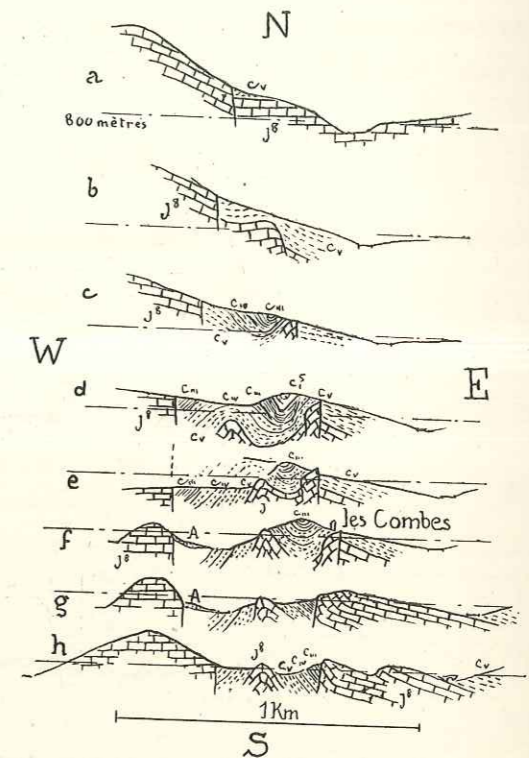


Fig. 141. — Série de coupes est-ouest
au sud de Comps.

Notations générales. Coupes placées à leur espacement naturel. Un groupe de failles nord-sud se traduit par des replis aigus de même direction dans le Crétacé.

la cuvette synclinale très large de Chardan (fig. 136, 138, 143). Mais cette cuvette est bordée à l'ouest par une bande faillée et étroitement plissée, dont la figure 141 donne le détail.

Le fossé d'Avelan ne se traduit par aucune dépression topographique. Au point de vue tectonique, il mérite cependant son nom, puisqu'on y trouve

le Crétacé supérieur compris entre deux failles verticales simples, non bifurquées, qui le séparent du Jurassique. La figure 142 montre le déversement latéral du Crétacé qui s'observe sur toute sa longueur. On retrouve sur les coupes *e, f, g*, un petit lambeau valanginien indiqué sur la figure 136.

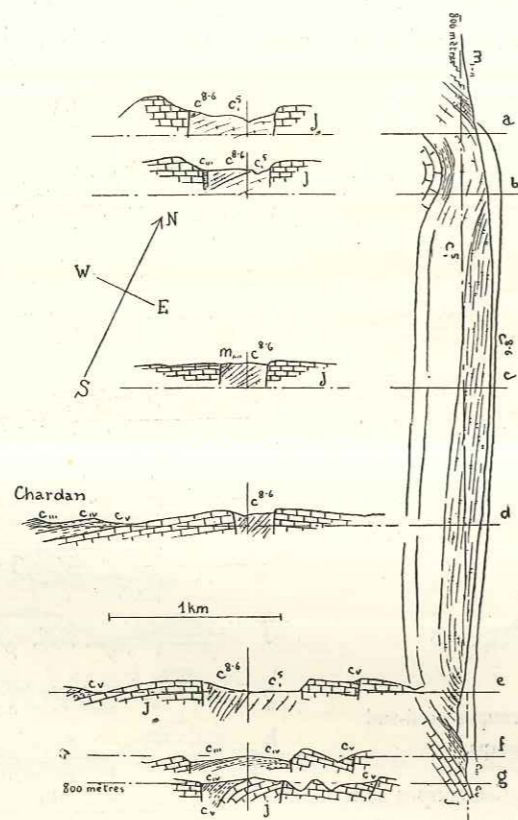


Fig. 142. — Coupes transversales et longitudinale à travers le fossé d'Avelan.

Notations générales. Fossé compris entre deux failles simples, avec un léger déversement latéral du Crétacé effondré.

La figure 136 montre également comment les failles qui bordent le fossé de Brovès se relaient. Entre deux failles successives, on peut observer la succession normale de toute la série, du Jurassique aux conglomérats tertiaires, vraisemblablement étirée.

Dans tout le fossé au nord de Brovès, le Tertiaire et le Crétacé supérieur affectent une allure synclinale extrêmement marquée, qui s'observe dès l'entrée du fossé : sur la rive droite de la Bruyère, le Crétacé supérieur et les conglomérats tertiaires dessinent déjà un synclinal serré entre les deux failles qui tranchent le Barrémien.

Au sud de Brovès, l'allure est un peu différente, et on observe dans le bassin effondré des rides barrémiennes de direction est-ouest (coupe *g*); une faille qui se détache à l'ouest du bord du fossé limite un petit fossé secondaire, très peu marqué (fig. 143 *f, j*), qui va rejoindre le synclinal est-ouest de Paresse qui se termine au sud de Chardan. Contrairement à la première édition de la

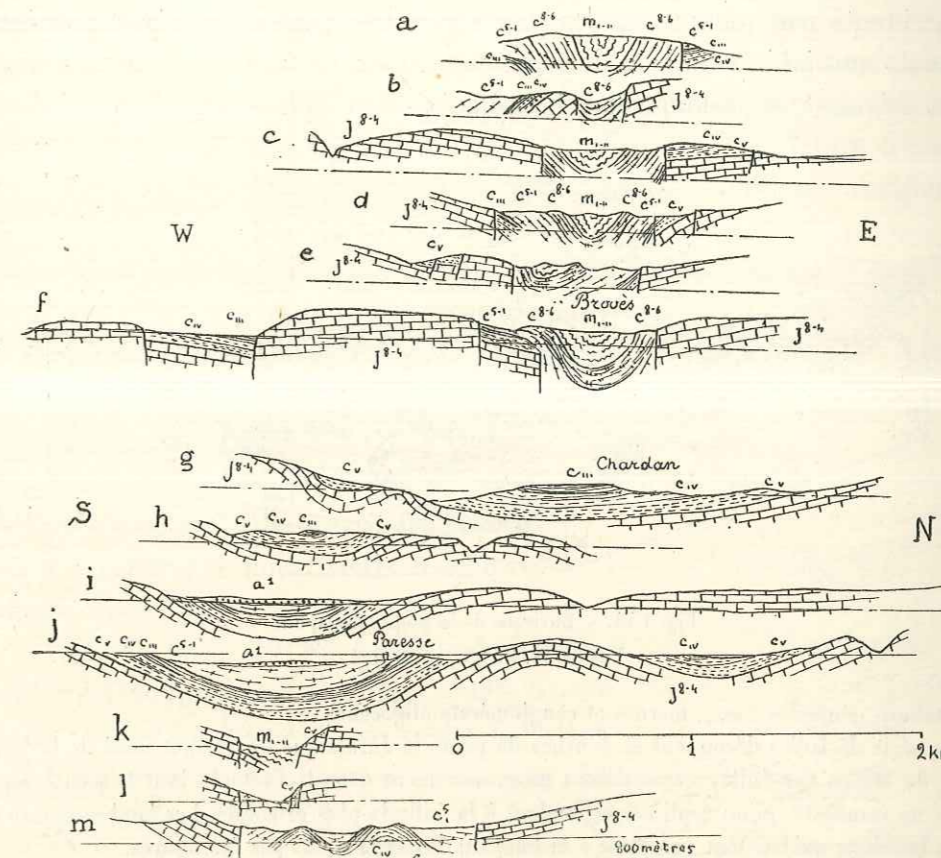


Fig. 143. — Coupes à travers le fossé de Brovès et le synclinal de Paresse.

Notations générales. Les emplacements des coupes sont indiqués par la carte figure 136.

Les couches crétacées affaissées entre failles dans le fossé de Brovès sont nettement ployées en synclinal et étirées.

carte, ce synclinal très large est formé de Néocomien et de Cénomaniens, en grande partie recouverts d'alluvions, mais ne contient pas de conglomérats tertiaires à l'ouest de Paresse. Au contraire, à l'est de la faille, une grande masse de marnes et conglomérats tertiaires paraît reposer directement sur le Jurassique, ou buter contre lui par faille. Ce n'est que plus à l'est, à l'approche

de la faille de Brovès, que l'on observe quelques lambeaux valanginiens sur le Jurassique. Ceci tendrait à faire considérer la faille de Paresse comme anté-oligocène, au moins en partie.

A l'est de Brovès, nous avons dit que le plateau jurassique se relève fortement. Le versant nord de la Montagne de Malay, qui domine le synclinal de Comps, est accidenté par quelques failles (fig. 144). Les quatre premières, subméridiennes, sont à bord franc et déterminent deux zones affaissées. La cinquième faille, est-ouest, se prolonge dans le Crétacé par un repli anticlinal qui subdivise

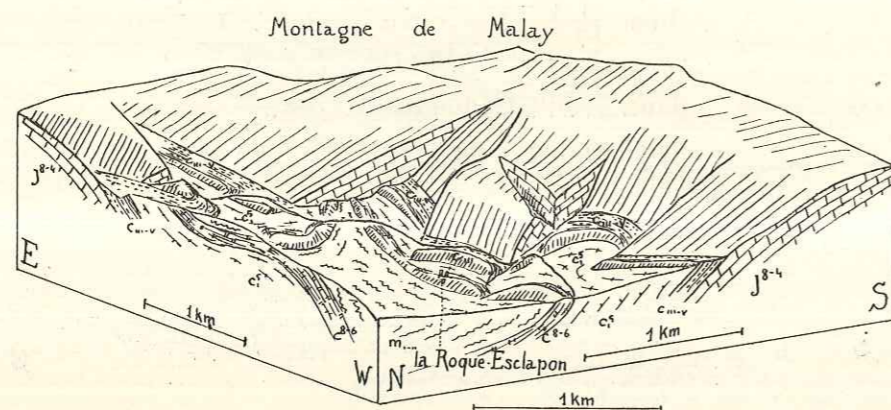


Fig. 144. — Environs de la Roque-Esclapon.
Vus de W. 35° N., pente 1/4.

Notations générales : *m*, marnes et conglomérats oligocènes.

Une série de failles découpent en touches de piano le Jurassique du versant nord de la Montagne de Malay. Ces failles s'amortissent progressivement dans le Crétacé, dont la partie supérieure ne manifeste qu'un repli correspondant à la faille la plus orientale. Les lambeaux de calcaires lutétiens qui existent par place à la base du Tertiaire n'ont pas été figurés.

le synclinal principal. La différence entre le style souple du Crétacé et le style cassant du Jurassique est tout à fait frappante.

La Montagne de Malay a la forme d'un anticlinal, qui se dédouble à l'est en deux branches encadrant la dépression structurale de Le Villard. Tant l'anticlinal simple que ses deux subdivisions marquent une tendance au déversement vers le sud, sans cependant qu'il y ait de laminage sensible.

Guébard avait figuré sur sa carte du nord-est du Var un très grand nombre de petits affleurements crétacés au milieu des plateaux jurassiques. La plupart correspondent simplement à un point un peu plus humide et relativement

fertile, souvent une doline. Le seul qui mérite d'être retenu est à Saint-Marcellin (fig. 145), au pied sud-est de la Montagne de Malay; le Néocomien et le Cénomaniens, qui avaient échappé à Zurcher, ont été conservés à la faveur de quelques petites failles. Ces terrains occupent une position subhorizontale, juste au sud de la branche méridionale de l'anticlinal de Malay.

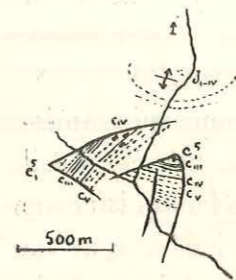


Fig. 145. — Carte du lambeau crétacé de Saint-Marcellin donnant le détail des failles à la faveur desquelles le Crétacé est conservé.

Les deux branches de l'anticlinal de Malay s'atténuent rapidement pour faire place à un fossé nord-sud occupé par le vallon du Fil. Ce fossé affecte l'allure d'un synclinal profond et serré (Crétacé supérieur, conglomérat tertiaire) dont les flancs sont fréquemment remplacés par des failles (sur les deux tiers environ de leur longueur totale) (fig. 146). Bien que ses flancs soient le reste du temps normaux, ce fossé joue un rôle tout à fait comparable à ceux que nous avons rencontrés plus à l'ouest.

A l'est du fossé du Fil, près de la bordure où le plateau jurassique s'enfonce sous le Néocomien et le Cénomaniens, une petite faille est-ouest conserve le Valanginien dans une dépression allongée (fig. 137 O).

Nous avons terminé la description de cette curieuse région dans laquelle on pourrait compter près d'une centaine de failles sur quatre cents kilomètres carrés environ. Il convient de revenir un peu sur ses particularités.

Au point de vue purement descriptif, on a vu de quelle façon progressive variait le style des accidents. La terminaison périclinale du Signal de Robion annonce les dômes dans lesquels quelques failles préparent le style des

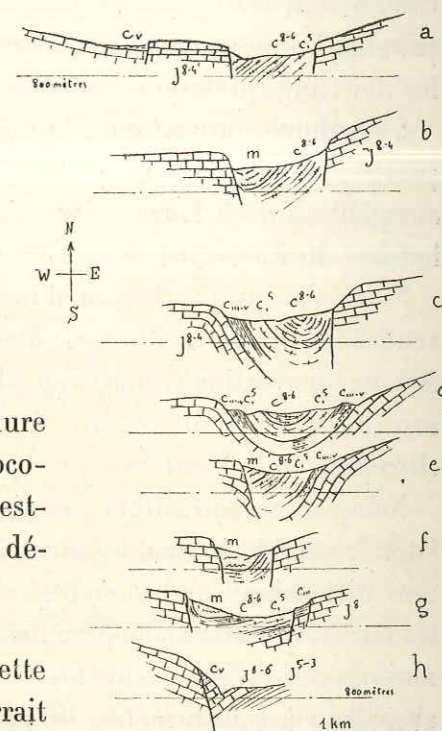


Fig. 146.
Coupes à travers le fossé du Fil.

Notations générales : *m*, conglomérats tertiaires. Coupes placées à leur intervalle naturel.

Les couches jurassiques elles-mêmes plongent par place vers le fossé du Fil avec une allure synclinale.

anticlinaux de Clare et de Montadoua, complètement hachés. Là, on voit les failles se grouper progressivement pour déterminer d'étroits fossés profondément effondrés comme celui du col de Clave, qui annonce ceux des environs de Comps. Il serait difficile de rêver transition plus parfaite entre des extrêmes aussi différents.

L'interprétation et l'explication de ces accidents est beaucoup moins satisfaisante. Appliquer le terme de synclinal aux fossés d'Avelan, Brovès, le Fil ne signifie rien. Il est plus précis de se demander s'ils ont été soumis à une pression transversale, mais on se heurte à une difficulté qui tient à ce qu'un simple affaissement de style cassant du Jurassique a dû se traduire dans le Crétacé susjacent par la formation de flexures et de plis qui ne sont cependant pas dus à une compression. Nous avons indiqué sur la figure 137, coupe *L* les deux interprétations possibles pour le fossé de Brovès.

Sans doute, on voit dans le fossé du Fil le Jurassique lui-même plonger de part et d'autre vers l'axe synclinal, mais la coupe *L* (fig. 137) n'est pas de celles auxquelles on est habitué lors d'une compression tectonique. En profondeur, le fossé du Fil lui-même doit être de style cassant.

Nous n'avons pas besoin d'insister non plus pour montrer combien était artificielle l'idée de Zurcher d'assimiler les failles méridiennes à des anticlinaux et synclinaux nord-sud, de style très brisant. On reconnaît facilement son désir de tout réduire à des intersections et raccordements d'anticlinaux.

Nous en sommes donc réduits aux hypothèses. Puisqu'une compression latérale semble incapable de rendre compte des faits observés, examinons si une distension conduit à des résultats plus vraisemblables. Étant donnés les termes qui sont amenés au niveau du Jurassique supérieur, et les puissances moyennes du Crétacé, un fossé comme celui de Brovès devrait normalement avoir 800 à 1.000 mètres de profondeur. Si le Jurassique tout entier s'était affaissé de la même quantité, cet accident devrait se répercuter plus bas, non seulement dans le Trias, mais encore dans le socle permien ou cristallin. Il serait inconcevable qu'un tel accident soit aussi peu continu — 5 kilomètres au maximum — sans rien dans son prolongement.

Au contraire, dans l'hypothèse d'une distension, l'accident, comme tous ceux que nous avons vus jusqu'à présent, n'affecte que la couverture. Le Jurassique a cédé, s'est plus ou moins déchiré à l'endroit du fossé, et le Crétacé s'est enfoncé dans le vide ainsi créé, prenant au cours même de cet enfoncement l'allure

synclinale que nous lui voyons, s'amincissant aussi comme nous le constatons dans le vallon du Fil ou à Brovès.

Bien entendu, les déchirures proprement dites n'ont dû se produire qu'à des niveaux jurassiques inférieurs à celui des calcaires blancs que nous voyons au jour. La formation de ces fossés par distension de la couverture jurassique flottant sur le Trias est très analogue (toutes proportions gardées), à celles des fossés africains, dans l'hypothèse wegenérienne d'une distension de la croûte de Sial flottant sur le Sima.

Si l'on admet cette explication des fossés les plus méridionaux, une interprétation analogue rendra compte, évidemment, des champs de failles situés plus au nord, avec cette restriction que la distension a été moindre, jusqu'au synclinal du Rayau et à la Montagne de Destourbes, où il y a compression.

Pour se rendre compte de l'origine possible de cette distension, il suffit de jeter les yeux sur un croquis de l'ensemble de notre région (fig. 1 ou 3). On voit alors que la région de Comps se place à l'extérieur de la convexité de l'arc. Il est difficile de dire, lorsque nous parlons d'un sens de poussée, dans quel sens s'est fait le déplacement absolu, mais, sans entrer dans des détails par trop hypothétiques, on conçoit facilement qu'une distension puisse prendre naissance à la partie externe d'un arc.

ENVIRONS DE DRAGUIGNAN.

Les faisceaux d'Aups et de Salernes ne se prolongent pas à l'est de Draguignan. Dans cette région, les plateaux jurassiques (sud de Comps et de Brovès) se terminent simplement par une falaise dont le pied est dans le Trias recouvrant normalement le cristallin du massif du Tanneron. Des ondulations peu importantes, mais qui comportent toutefois quelques contacts anormaux, ont donné lieu à une inversion du relief et les synclinaux jurassiques se traduisent par des crêtes calcaires, entre les régions plus déprimées occupées par le Trias ou le Rhétien.

Nous étudierons cette région d'une façon assez sommaire, simplement pour faire comprendre le rôle des contacts anormaux qui accidentent le plateau de Mons à Saint-Vallier, plus à l'est, et que nous décrirons en détail.

La figure 147 donne une série de coupes de cette région, dont la première (*a*) montre deux accidents du faisceau d'Aups (le plus septentrional, et celui qui est situé juste au sud du Nartuby). Ces deux accidents n'atteignent pas la coupe suivante.

On peut, plus à l'ouest, distinguer, du nord au sud, la zone anticlinale de Bargemon et celle de Montferrat. Toutes deux, comme la région la plus méridionale, près de Draguignan, sont accidentées par un grand nombre de replis secondaires. C'est ainsi que l'anticlinal de Bargemon se divise, à l'ouest, en deux ou trois replis successifs.

L'anticlinal de Montferrat apparaît déjà sur la coupe *a*, juste au sud de l'accident septentrional de la zone d'Aups. Son flanc sud est jalonné sur plusieurs kilomètres par un laminage assez intense. Les nombreuses petites ondulations qui l'accidentent (*f*, *g*) ne masquent que superficiellement son unité. Notre dernière coupe (*j*) montre que cet anticlinal correspond au massif cristallin du Tanneron.

La région de Draguignan est marquée par de larges ondulations qui font alterner le Muschelkalk et l'Infralias. Elle comprend cependant un accident cassant très accusé, bien que très court (coupe *g*) qui fait reposer l'Infralias sur les marnes et conglomérats éocènes.

Signalons enfin que la coupe *j* montre au nord de l'anticlinal de Bargemon un pli faille qui amène au jour le Rhétien. C'est le premier de toute une série d'accidents analogues, que nous décrivons au chapitre VII.

Partout, nos coupes montrent que le Muschelkalk forme des plis assez aigus. Contrairement à ce que nous avons vu plus au nord, il participe assez intimement aux plis des terrains plus récents, mais non toutefois à leurs chevauchements. A voir l'allure très aiguë de ses replis, il ne paraît pas douteux qu'il ne jouisse, par rapport à son substratum, d'une autonomie marquée. La base du Muschelkalk marque un niveau de décollement, moins important toutefois que le sommet des marnes à gypse. Le Permien et à plus forte raison le cristallin ne montrent plus trace des ondulations qui atteignent un tel développement dans la couverture mésozoïque.

Ces terrains nous apparaissent ici sur une étendue trop faible pour que nous puissions nous dispenser d'examiner un peu leur comportement en dehors de notre région. On retrouve dans les Maures et la dépression permienne qui les borde au nord la même régularité que dans le Tanneron et l'Estérel, mais la base du Muschelkalk est marquée par un décollement jusque dans la région de Toulon⁽¹⁾. Dans toute cette région, le Muschelkalk est affecté de nombreux plis, largement indépendants toutefois de ceux des terrains post-triasiques.

⁽¹⁾ LUTAUD. — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (*Thèse, Rev. Géogr.*, XII, 1924, f. 1).

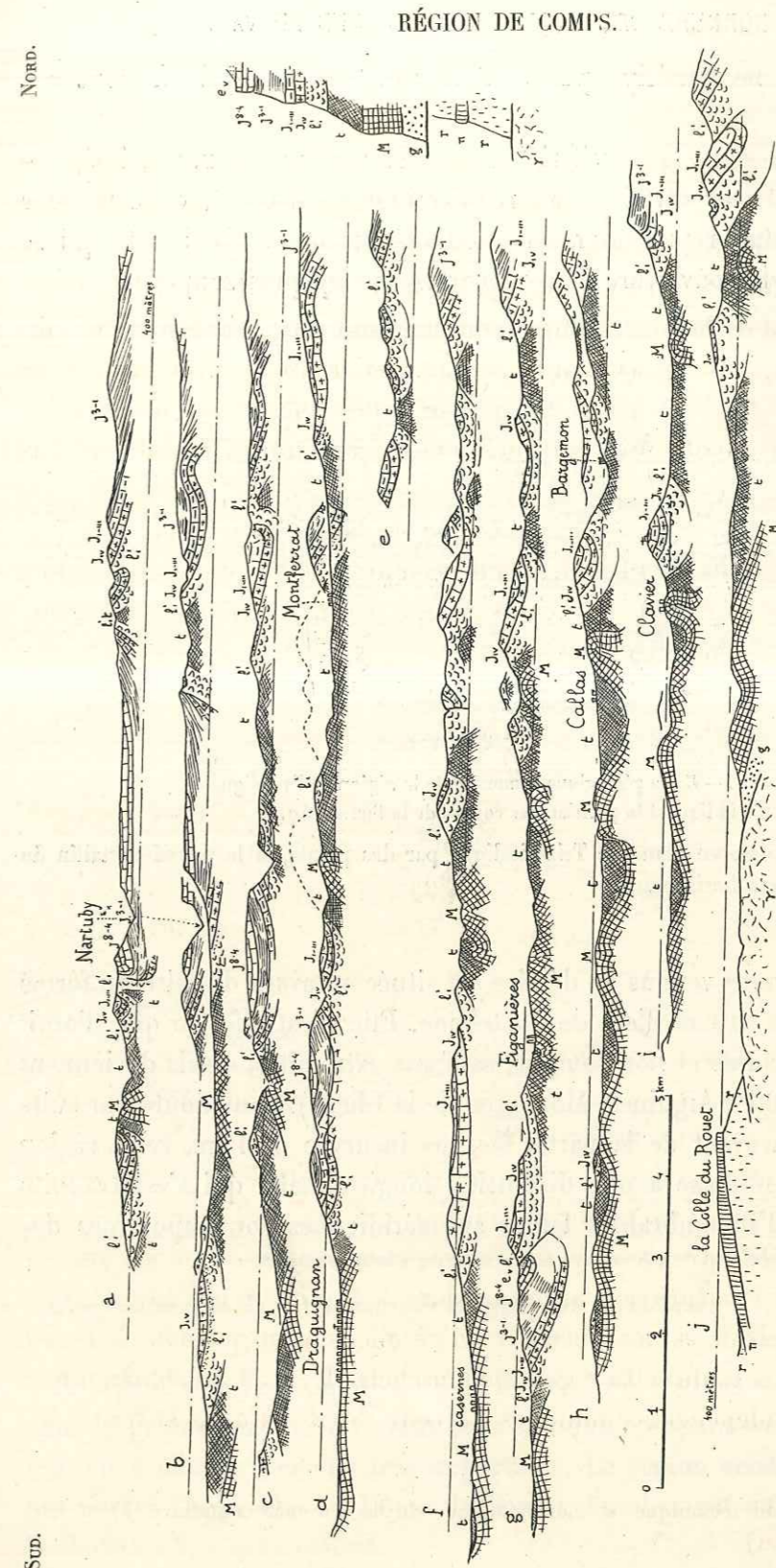


Fig. 147. — Série de coupes à travers la région de Draguignan. (Voir les situations, fig. 148.)

Notations générales avec : *t*, Keuper; *M*, Muschelkalk; *g*, grès du Trias inférieur; *r*, Permien, avec coulées de laves π ; γ , gneiss du Tanneron. Remarquer les replis du Muschelkalk. Sur la dernière coupe à droite, apparition d'un des chevauchements de la région Mons-Fayence.

En particulier, il ne participe pas aux chevauchements qui affectent ces derniers.

Toutefois, même dans le massif rigide des Maures, on observe, principalement dans l'ouest, un certain nombre d'accidents est-ouest, de caractères cassants, qui doivent représenter une modalité profonde d'accidents qui se traduisaient dans la couverture d'une façon beaucoup plus souple.

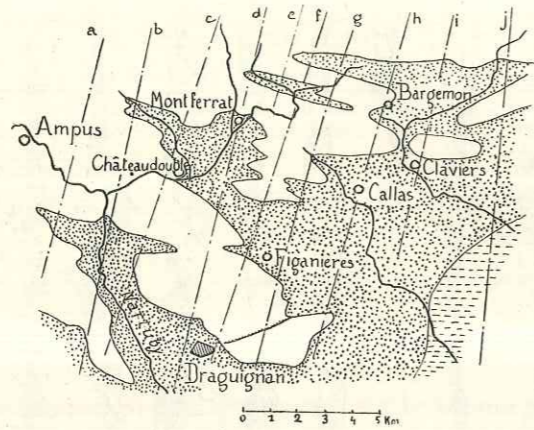


Fig. 148. — Carte géologique sommaire de la région de Draguignan indiquant la position des coupes de la figure 147.

Le Jurassique est laissé en blanc, le Trias indiqué par des points, et le massif cristallin du Tanneron par des tirets horizontaux.

La région que nous venons de décrire est située en avant du faisceau formé par les principaux plis de l'arc de Castellane. Elle n'est affectée que d'anticlinaux peu importants et non rompus, sauf aux extrémités, où ils deviennent plus accusés (Signal d'Aiguines, Montagne de la Chens). Sans doute par suite de sa position en avant de la partie la plus incurvée de l'arc, cette région semble avoir été soumise à une distension longitudinale, qui s'est traduite par l'apparition d'innombrables failles subméridiennes contemporaines des plissements.

CHAPITRE VI.

RÉGION DES SYNCLINAUX NUMMULITIQUES

AU NORD DE L'ESTÉRON.

Nous avons vu que, sur une coupe nord-sud passant par Castellane, on distingue facilement trois régions : au nord, de vastes étendues de Crétacé supérieur relativement tranquille, autour de Castellane, une bande formée de nombreux plis complexes et, plus au sud, l'avant pays peu plissé de Comps.

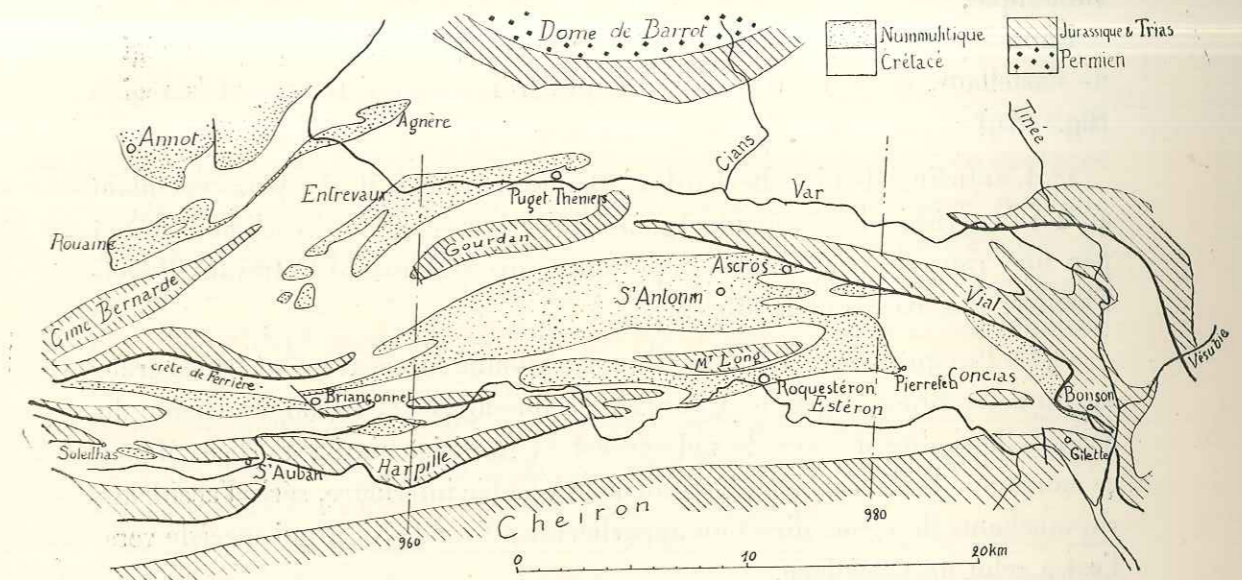


Fig. 149. — Carte géologique sommaire de la région des cuvettes nummulitiques et de l'Estéron.

L'emplacement de deux des coupes de la figure 156 est indiqué.

En allant vers l'est, la distinction de ces trois régions n'est plus possible; dans le prolongement de l'avant pays tranquille apparaissent des anticlinaux rompus à chevauchements très importants. La région arrière se relève brusquement à l'approche du Dôme de Barrot, bombement anticlinal qui amène le Permien à 1.900 mètres.

La région que nous allons étudier dans le chapitre VI, comprise entre le dôme de Barrot au nord et le Cheiron au sud (qui, au point de vue axial, est dans le prolongement de l'avant pays de Comps), participe à la fois des deux premières zones de la région de Castellane. Elle se rattache à la première par l'analogie de la série stratigraphique, ou du moins par le même Crétacé supérieur très épais, et la présence de Nummulitique très développé. Mais si l'on suit les axes anticlinaux, elle prolonge la région plissée des environs de Castellane. Du fait qu'ils se sont produits sous une couverture meuble très épaisse de Crétacé et de Tertiaire, les anticlinaux jurassiques tirent un caractère spécial : rompus, ils se réduisent à des lames engagées dans les terrains meubles supérieurs. Non rompus (Gourdan), ils prennent une allure très élancée. Dans tous les cas, leurs axes s'écartent beaucoup, et ils séparent de larges cuvettes synclinales, qui peuvent elles-mêmes comprendre des replis de calcaire nummulitique, de caractère disharmonique, sans participation du Jurassique.

Énumérons les axes anticlinaux, et les cuvettes qu'ils limitent; dans la région de Castellane, nous trouvons l'origine des trois axes qui traversent la région (fig. 149) :

1° L'anticlinal de Cime Bernarde s'atténue énormément. Il sépare cependant au nord le synclinal de Rouaine-Agnère (lui-même séparé du synclinal d'Annot par une ride anticlinale sans importance) du synclinal d'Entrevaux-Puget-Théniers (les axes sont E. 30° N.).

2° Le Picogu marque l'origine d'un axe jalonné successivement par la crête au nord de Briançonnet, le Gourdan, le Roccaforte et la longue chaîne du Vial. Celle-ci s'incurve vers le sud-sud-est, et se dirige ainsi vers Nice. Mais à ce moment, elle fait partie du faisceau de la Vésubie inférieure, série d'accidents chevauchants de même direction appartenant à l'arc de Nice, qui succède vers l'est à celui de Castellane.

3° Au Teillon correspond un faisceau d'anticlinaux qui se relaient d'une façon irrégulière jusqu'à Cuébris, constituant de longues crêtes chevauchant au sud, aussi bien que des « Rochers » isolés, écailles de Jurassique supérieur très courtes. On peut rattacher à cet axe les Concias, anticlinal tout à fait isolé qui surgit 10 kilomètres plus loin sur le même alignement.

Le synclinal compris entre ces deux axes constitue, en son milieu, la vaste cuvette de Saint-Antonin, qui s'effile en replis secondaires à ses extrémités. Le synclinal nummulitique se poursuit, vers l'ouest, jusqu'au Picogu. Vers

l'est, une série de synclinaux nummulitiques secondaires se poursuit jusqu'au chevauchement du Vial.

Divers synclinaux nummulitiques sont pincés entre les éléments du faisceau anticlinal le plus méridional; le plus important, situé au delà de Cuébris où le faisceau anticlinal s'atténue beaucoup, est celui de Pierrefeu.

Au sud de ce faisceau et des synclinaux intermédiaires qu'il comprend, on trouve la masse de Crétacé supérieur, très épais, qui correspond au flanc nord du Cheiron.

STRATIGRAPHIE.

Examinons d'un peu plus près la composition de la série stratigraphique que nous allons rencontrer dans cette région.

Mentionnons pour mémoire l'épaisse masse de schistes rouges permien qui constitue le dôme de Barrot. Dans la même région, on peut étudier la partie inférieure et moyenne du Trias, formée de quartzites et de dolomies, avec gypse et cargneules.

Le gypse est plus développé à la partie supérieure du Trias, comme dans toute la région. En dehors du dôme de Barrot, le Keuper apparaît en quelques points, par exemple dans l'axe du Gourdan, à l'extrémité est duquel il s'étale largement. Près des Sausses, sur la rive droite du Var, en amont d'Entrevaux, une intrusion diapirique de Keuper gypseux pénètre à l'emporte-pièce jusque dans le Cénomaniens. Le Keuper constitue également la base de la série décollée du Vial.

Le Rhétien est bien visible dans le Vial et le Gourdan. Il y est surmonté d'un Lias calcaire très net, extrêmement épais dans le Vial, alors qu'il manque complètement à quelques kilomètres plus au sud.

Bajocien et Bathonien présentent leur faciès septentrional de marno-calcaires, très net dans le Vial. Ils sont plus étirés dans le Gourdan, et apparaissent encore au Signal de Harpille, plus au sud.

Les marnes oxfordiennes sont peu développées dans le Gourdan et le Vial. Au Signal de Harpille, elles sont extrêmement réduites ou absentes. Par contre, l'Argovien marno-grumeleux, fossilifère, est bien développé.

La grande épaisseur des calcaires du Jurassique supérieur participe déjà nettement des faciès provençaux (200-300 m.), dans tout le sud de la région et dans le Gourdan. Au contraire, dans le Vial et, plus au nord, autour du dôme de Barrot, ces calcaires sont peu épais.

En général assez considérable, l'épaisseur du Néocomien se réduit beaucoup en deux points : sur le versant sud du Gourdan et du Roccaforte, et dans l'angle sud-est, aux Concias et près de Gillette. On peut suivre facilement cette réduction, très continue.

Le Néocomien est en général fossilifère, surtout là où son épaisseur est faible, et de faciès assez variable. Il devient très uniforme dans toute son épaisseur autour de Briançonnet et au nord du Var.

Aux calcaires du Barrémien succèdent brusquement des marnes, qui passent progressivement à des grès et des calcaires. N. Boutakoff⁽¹⁾ a pu montrer dans cette série la présence de l'Aptien, de l'Albien, des différentes zones du Cénomanién. Tout cet ensemble est continu et nous n'avons pas à le distinguer au point de vue tectonique.

Bien qu'également en continuité avec les termes précédents, l'ensemble du Turonien et du Sénonien est plus calcaire. Dans la vallée de l'Estéron, un niveau calcaire spécialement résistant et que l'érosion respecte fréquemment correspond au Turonien. Plus au nord, la distinction des niveaux calcaires et marneux n'est plus possible. Signalons l'existence de sables au sommet du Crétacé, à Pierrefeu.

On peut reconnaître dans la coupe du Nummulitique les mêmes coupures principales que dans la région de Thorame-Annot, mais dans le détail, les faciès sont assez variables. Après un mince niveau sableux à *Potamides*, extrêmement discontinu, on trouve un horizon résistant, calcaire ou gréseux, fréquemment accompagné de conglomérats roulés, et qui passe progressivement à des marnes bleu ciel. Celles-ci sont épaisses de 100 à 200 mètres, puis viennent des formations arénacées, grès grossiers à Annot, sables meubles à Rouaine, Puget-Théniers et Saint-Antonin, où ces sables sont coupés d'horizons à blocs de roches éruptives, parfois volumineux, et dont l'origine est assez énigmatique.

Boussac a montré — et A.-F. de Lapparent l'a précisé récemment⁽²⁾ — que le calcaire nummulitique ne constitue pas un étage, mais un faciès d'âge variable, lutétien plus à l'est, auversien à Puget-Théniers, priabonien plus à l'ouest et latorfien à Castellane. Les formations arénacées paraissent oligocènes. Mais l'âge de ces formations ne présente pas grande importance au point de

⁽¹⁾ BOUTAKOFF (N.). — Étude stratigraphique et tectonique sur la région frontale de la nappe provençale du Cheiron (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 1930).

⁽²⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — La transgression nummulitique dans les Alpes de Provence (*C. R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 157, 7 janvier 1935).

vue tectonique. C'est, au contraire, la composition lithologique de la série qui détermine la forme des plissements. Aussi, dans toutes nos coupes, avons-nous conservé la division lithologique en calcaires nummulitiques (*c. n.*) et marnes nummulitiques (*m. n.*).

La fréquence des lambeaux nummulitiques permet d'étudier avec précision les plissements antérieurs à leur dépôt, qui sont donc de l'âge des mouvements pyrénéo-provençaux des environs de Marseille. On trouvera ci-après la carte géologique des terrains sur lesquels le Nummulitique est transgressif, et une coupe dans laquelle le Nummulitique est rectifié. Grâce aux conditions très favorables, on peut reconstituer avec précision ces plis, qui se réduisent ici à un axe anticlinal est-ouest, Roquestéron-Briançonnet, qui n'a pas amené au jour de terrains antérieurs au Crétacé. Il semble que la zone amincie par l'érosion sur l'axe de l'anticlinal ait été prédestinée à jouer le rôle de flanc inverse dans les mouvements subséquents (miocènes), mais il ne semble pas y avoir d'autre relation entre les plissements successifs.

Dans notre description, nous examinerons d'abord les synclinaux de Rouaine-Agnère et d'Entrevaux-Puget-Théniers. Ils nous montreront un curieux contraste entre des synclinaux très aigus, voir pincés, et des régions tabulaires.

L'ensemble des deux axes anticlinaux méridionaux (à la réserve du Vial) avec les cuvettes qu'ils comprennent fera l'objet d'une série de coupes sur laquelle s'appuiera notre description. La chaîne du Vial fera l'objet d'un paragraphe spécial.

SYNCLINAUX

DE ROUAINE-AGNÈRE ET D'ENTREVAUX-PUGET-THÉNIERS.

Si l'on se reporte au chapitre II, on verra que la région du Haut-Verdon, située au nord et au nord-ouest de celle que nous étudions maintenant, affecte une allure tabulaire, avec quelques rides de direction nord-nord-ouest.

Au sud, ces rides sont brusquement coupées par des plis qui leur sont perpendiculaires. Tel est l'anticlinal de Cime Bernarde en face du synclinal d'Allons-Argens. Au même régime appartient également le brusque relèvement vers le sud de l'axe synclinal d'Annot. Nous allons décrire maintenant deux synclinaux dirigés E. 25° N., qui succèdent immédiatement à la cuvette d'Annot.

La figure 150 en donne une série de coupes. Le premier n'est séparé du

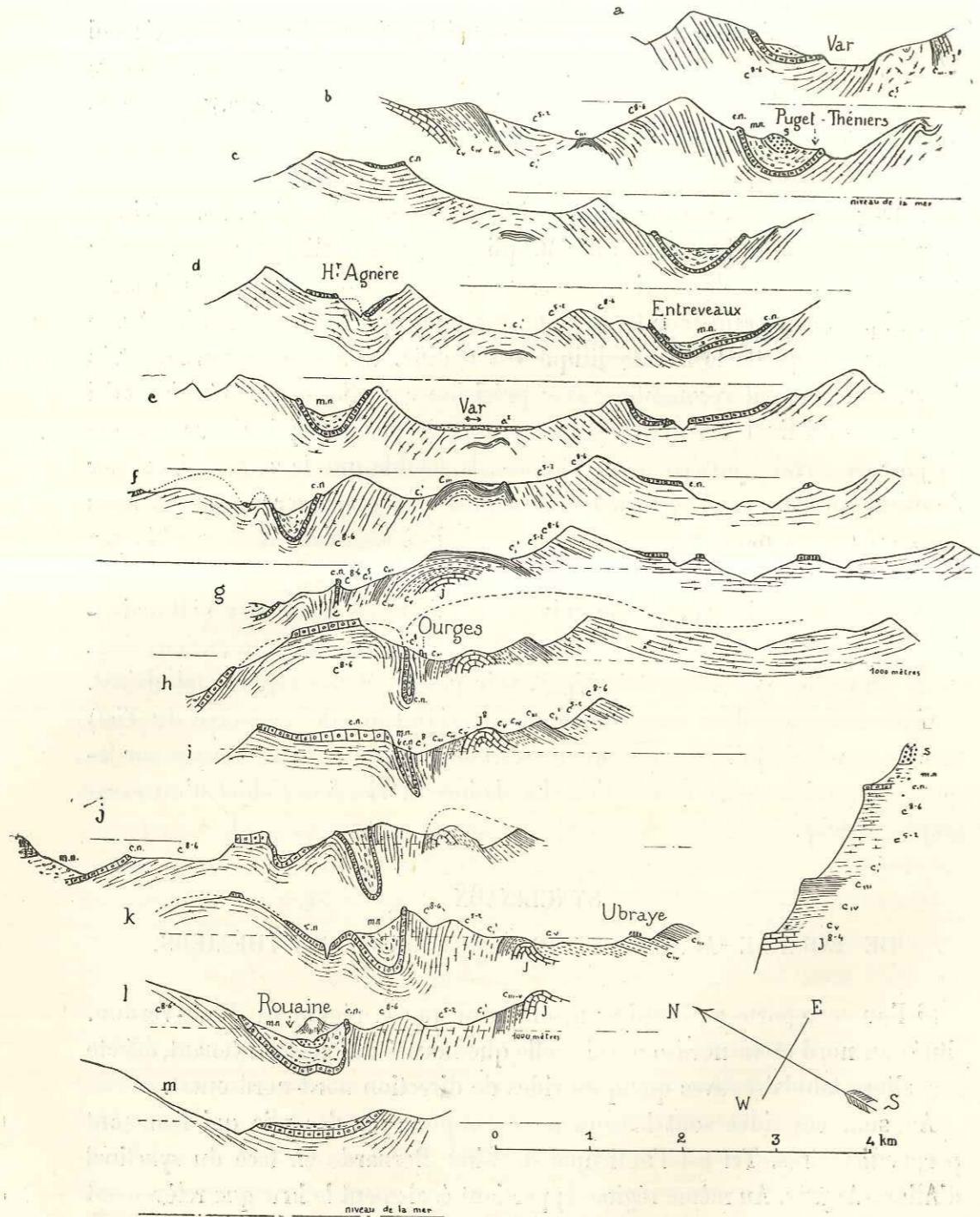


Fig. 150. — Série de coupes à travers les synclinaux de Rouaine-Agnère et de Puget-Théniers. L'espace des coupes est indiqué par la figure 151. Notations générales, avec : *cn*, calcaires nummulitiques; *mn*, marnes nummulitiques; S, sable de Saint-Antonin, équivalent latéral du Grès d'Annot.

synclinal d'Annot que par un anticlinal peu important et débute à Rouaine par une assez large cuvette, au milieu de laquelle surgit un bref anticlinal

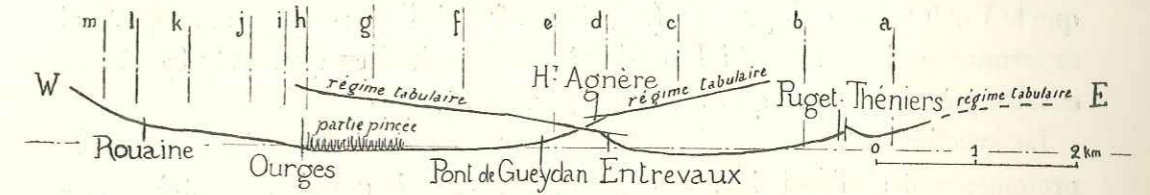


Fig. 151. — Coupe longitudinale des deux synclinaux.

Ces coupes montrent comment les parties serrées, qui contrastent avec le régime tabulaire voisin, se relient d'un synclinal à l'autre.

médian (fig. 150 *j, k*). Le flanc sud est fréquemment étiré. La figure 152 représente l'ensemble de cette cuvette, et montre comment le synclinal se pince

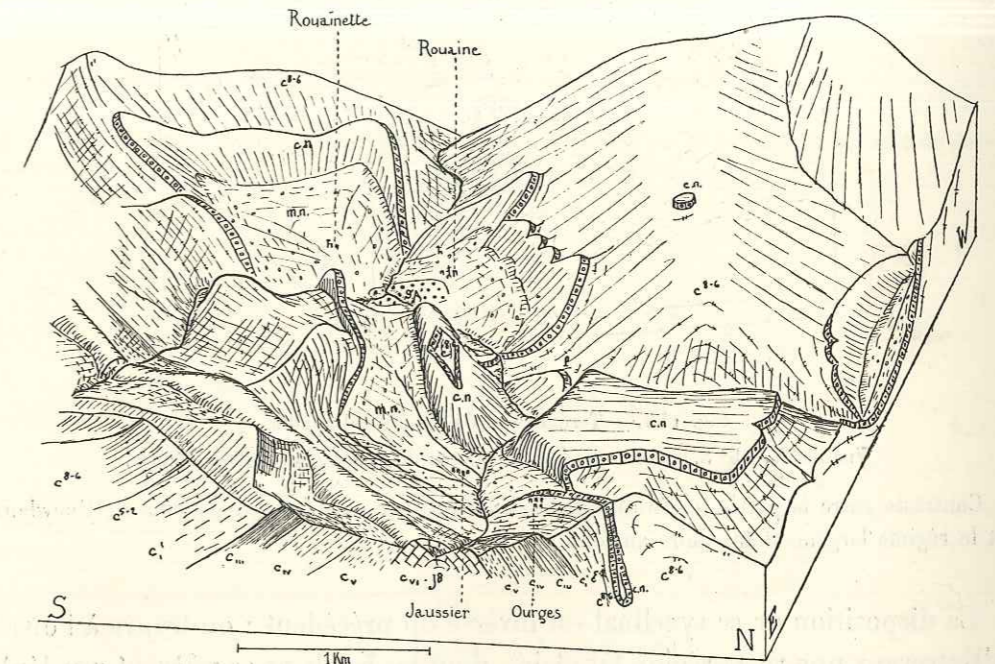


Fig. 152. — Synclinal de Rouaine. Vue prise de E. 8° N., pente 1/3; notations générales.

A droite, bord de la cuvette d'Annot. Le synclinal, subdivisé par un anticlinal intermédiaire entre Rouaine et Jaussier, se pince complètement au premier plan.

et se réduit, à l'est d'Ourges, à un banc vertical de calcaire nummulitique discontinu et dans lequel il est impossible de distinguer deux flancs (fig. 150 *g*).

Au sud du synclinal, le Crétacé est en général étiré, en particulier le Crétacé supérieur le long du synclinal pincé.

Le synclinal s'élargit de nouveau, pour former la cuvette de Pont de Gueydan, que le Var traverse obliquement (fig. 150 e, f) puis l'axe se relève et le synclinal se termine périclinalement à Haut-Agnère, pour faire brusquement place à une cuvette très large, presque tabulaire (fig. 153).

Le synclinal d'Entrevaux-Puget-Théniers est séparé du précédent par le prolongement de l'anticlinal de Cime Bernarde, mais qui s'atténue très fortement pour disparaître au nord de Puget-Théniers.

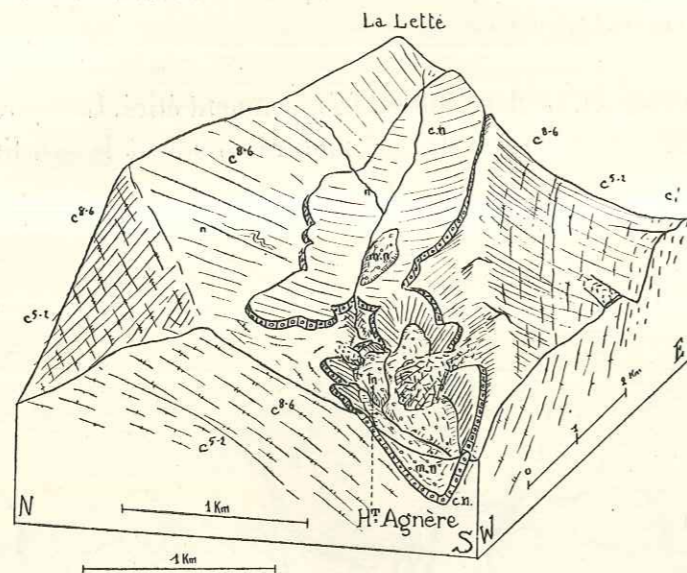


Fig. 153. — Terminaison du synclinal d'Agnère.

Vue de W. 15° S., pente 1/4, base au niveau de la mer. Notations générales.

Contraste entre la partie serrée du synclinal, au premier plan (cuvette de Pont de Gueydan), et le régime largement tabulaire au fond.

La disposition de ce synclinal est inverse du précédent : on trouve à l'ouest d'Entrevaux une vaste région tabulaire, dont les bords ne se relèvent que légèrement et au milieu de laquelle apparaît le synclinal à bords redressés (fig. 154 et 150). L'axe se relève progressivement avec une petite faille près de Puget-Théniers (fig. 155); à très peu de distance de là, dans la basse vallée du Cians, le Crétacé supérieur a repris un régime tabulaire, sans aucune trace de l'axe synclinal de Puget-Théniers. Il se relève simplement vers le sud, à l'approche du pli du Mont Vial.

Les deux synclinaux nous montrent donc un contraste profond entre des régions tabulaires, qui s'étendent sur plusieurs kilomètres, et des synclinaux qui, dès qu'ils apparaissent, s'approfondissent très fortement. La figure 154

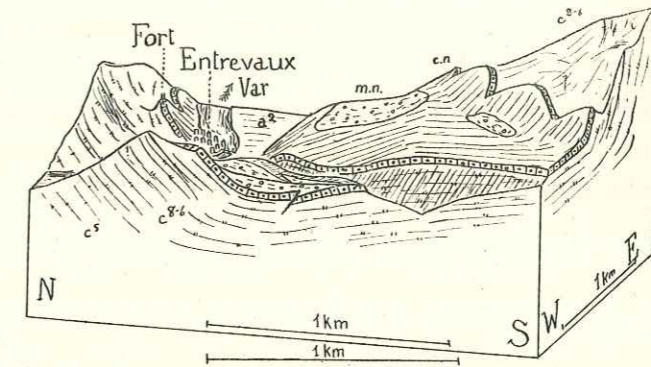


Fig. 154. — Synclinal d'Entrevaux.

Vue prise de W. 16° S., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Le synclinal, tabulaire au premier plan, s'enfonce progressivement à Entrevaux.

donne la projection sur un même plan longitudinal des axes des deux synclinaux. Elle montre comment la partie profonde du synclinal d'Entrevaux apparaît exactement en face du point où disparaît celle du synclinal d'Agnère.

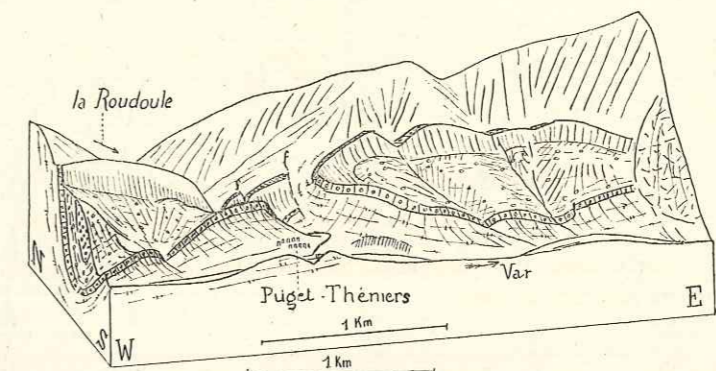


Fig. 155. — Synclinal de Puget-Théniers.

Vue prise de S. 13° W., pente 1/3, base au niveau de la mer.

L'axe du synclinal représenté par la figure précédente se relève. Une faille le coupe sur la rive gauche de la Roudoule.

D'autres exemples nous montreront encore, plus loin, à quel point les masses nummulitiques sont une matière propice à la formation de synclinaux pincés. A condition que les Grès d'Annot ou leurs équivalents ne viennent pas donner



Fig. 156. — Série de trente-huit coupes à travers la région synclinale de l'Estéron. (Voir la suite p. 220, 222 et 224.)

Ces coupes sont espacées d'un kilomètre, et orientées nord-sud. Elles sont désignées par leur abscisse en coordonnées Lambert (qui figurent sur les plans directeurs), le premier chiffre étant laissé de côté. On a indiqué également l'ordonnée y en coordonnées Lambert d'un point de chaque série de coupes. Celles-ci sont rabattues à leur espacement naturel, si bien que l'horizontale zéro correspond à l'horizontale de mille mètres de la coupe suivante.

un noyau rigide, on peut dire qu'à partir du moment où la pression tangentielle s'exerce sur les marnes nummulitiques, celles-ci n'opposent aucune résistance, et permettent très facilement le rapprochement des parois. Ces synclinaux pincés peuvent s'approfondir très fortement. Ils permettent alors une contraction latérale notable sans qu'il y ait de rupture ou de chevauchement des anticlinaux.

GOURDAN, CUVETTE DE SAINT-ANTONIN
ET FAISCEAU DE L'ESTÉRON.

La figure 156 — que les nécessités de la mise en page ont fait diviser en quatre parties — donne une série de coupes, espacées de kilomètres en kilomètres, à travers l'anticlinal du Gourdan, la Cuvette de Saint-Antonin, et le faisceau anticlinal de l'Estéron, jusqu'au bord de l'anticlinal du Cheiron. (Nous désignerons ces coupes par leur abscisse en coordonnées Lambert, qui figurent sur les plans directeurs et les cartes au 1/50.000°.)

Dans notre description, nous suivrons les différentes unités structurales, d'ouest en est. Nous avons vu ci-dessus (p. 161) comment la crête de Ferrière fait suite au Picogu. Les coupes 50 à 55 montrent comment elle se poursuit, formée de Jurassique supérieur chevauchant directement le Crétacé. Elle plonge vers le nord sous le large synclinal tabulaire d'Entrevaux.

Son chevauchement s'enracine (55) au col du Buis (fig. 157). On voit les bancs jurassiques constituer une charnière, et le Néocomien se compléter. L'anticlinal néocomien s'atténue, et tourne vers le nord. Il disparaît pendant 600 mètres sous les marnes aptiennes, mais réapparaît avec une très forte élévation d'axe pour constituer le pli du Gourdan (fig. 158); une faille contribue à faire surgir cet anticlinal dont les coupes 60 à 68 montrent suffisamment l'allure. On voit que sa partie supérieure est légèrement déversée au nord mais que les pendages et les épaisseurs du Crétacé environnant obligent à le considérer comme un pli droit, dans lequel la série jurassique décollée et verticale est refermée sur elle-même, Trias contre Trias, sur une hauteur qui n'est pas inférieure à 2 kilomètres (voir planche II, coupe v).

La figure 159 — comme la coupe 68 — montre la terminaison orientale du Gourdan. On voit les flancs jurassiques se laminer et s'écarter, livrant passage à une masse de gypse triasique qui se déverse vers le nord, jusqu'au contact du Cénomaniens de la rive gauche du Var.

La coupe 65 montre une allure particulière du flanc sud avec un léger chevauchement vers le sud. La figure 160 montre comment le changement d'allure se fait par une faille de décrochement, qui détermine le col de Rigaudon.

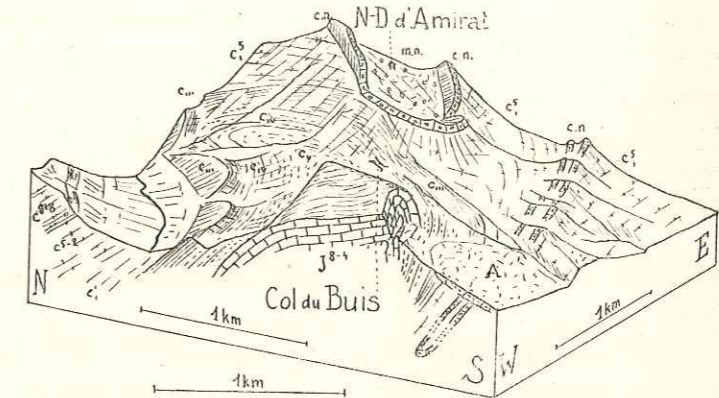


Fig. 157. — Col du Buis et synclinal de Notre-Dame-d'Amirat.
Vue prise de W. 28° S., pente 1/3, base 500.

Notations générales. La crête Jurassique de Ferrière s'enracine et se termine périclinalement avant le col du Buis, derrière lequel apparaît un synclinal de calcaire nummulitique, discordant sur le Crétacé. Un autre synclinal nummulitique, pincé, passe un peu plus au sud.

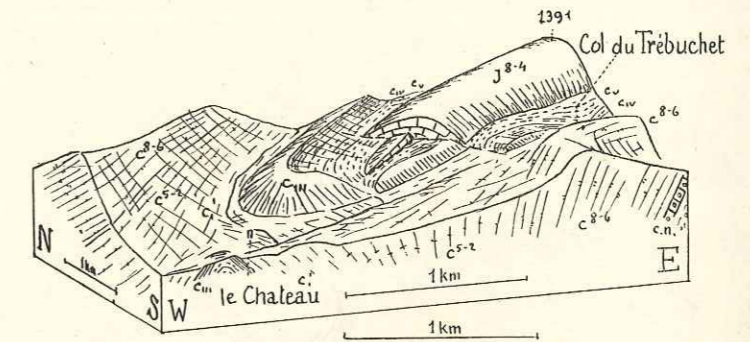


Fig. 158. — Terminaison occidentale du Gourdan.
Vue prise de S. 15° W., pente 1/3, base 500.

Notations générales. Cette terminaison se fait en partie par faille.

Nous verrons plus loin (p. 234) comment, au col de Saint-Raphaël, le Gourdan est relayé par le Roccaforte (fig. 159), puis le Vial qui chevauche vers le sud.

Revenons aux premières coupes de la figure 156 et suivons le synclinal nummulitique que nous avons vu pincé au nord du pli droit de Soleilhas

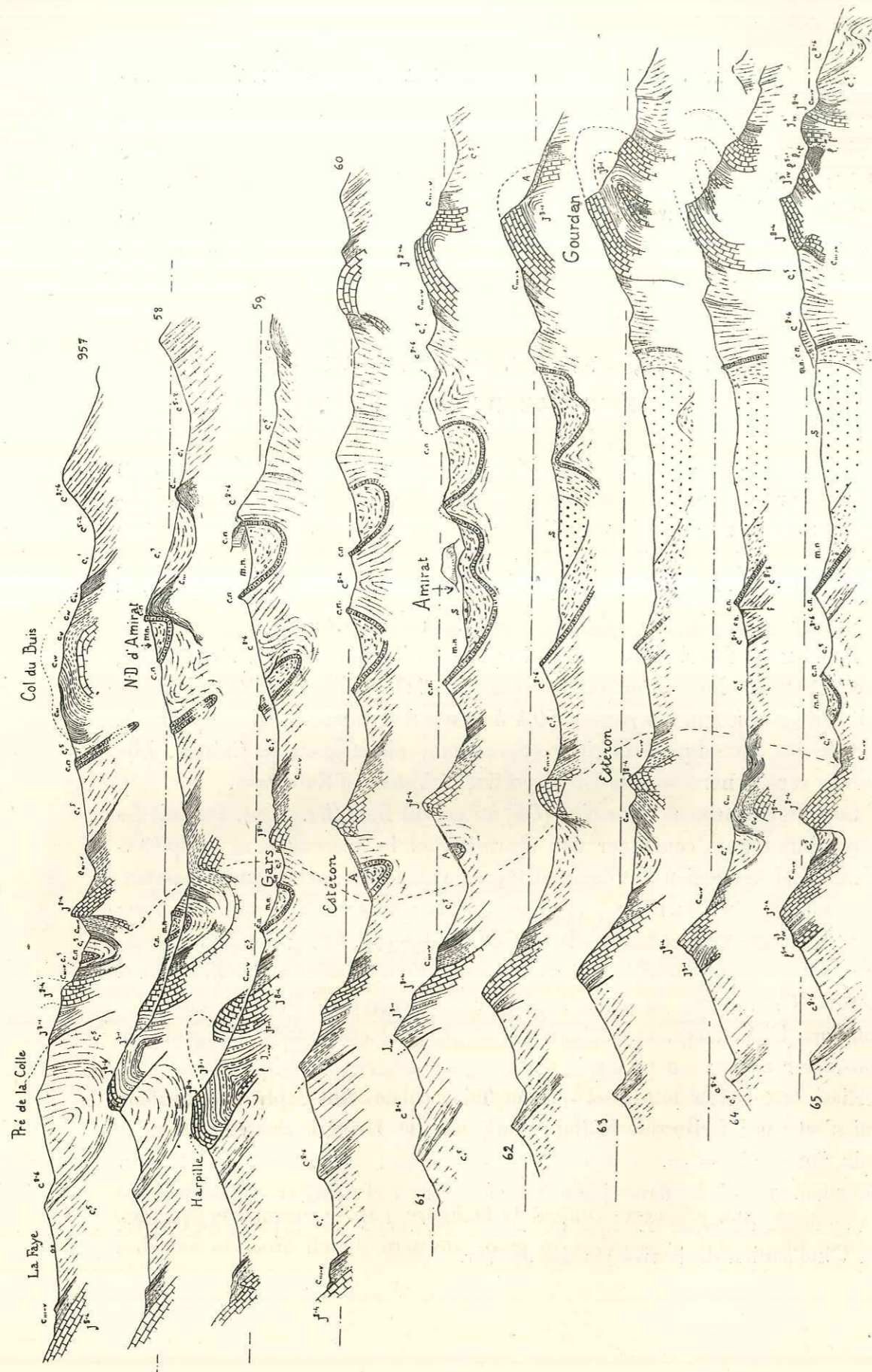


Fig. 156. (Suite).

Notations : *l*, Keuper; *l*¹, Infra-lias; *l*²⁻⁴, Lias; *J*^{1, 2, 3}, marno-calcaires bajociens-bathoniens; *J*⁴, Callovien; *J*⁵⁻⁶, Argovien; *J*⁷⁻⁸, Jurassique supérieur calcaire; *c*¹, Valanginien; *c*², Hauterivien; *c*³, Barrémien; *c*⁴, Aptien; *c*⁵⁻⁶, Cénomannien; *c*⁷⁻⁸, Turonien-Sénonien (le niveau particulièrement résistant à la base de cet ensemble est, là où il existe, indiqué par un figuré plus serré); *c. n.*, calcaire nummulitique; *m. n.*, marnes nummulitiques; *S*, sable de Saint-Antonin.

(p. 158, fig. 103 et 104; fig. 156, coupe 50). Il s'élargit un peu vers l'est, jusqu'à Briançonnet, mais là il est coupé par une faille (fig. 161) qui le fait buter contre le Jurassique supérieur du Rocher de Briançonnet.

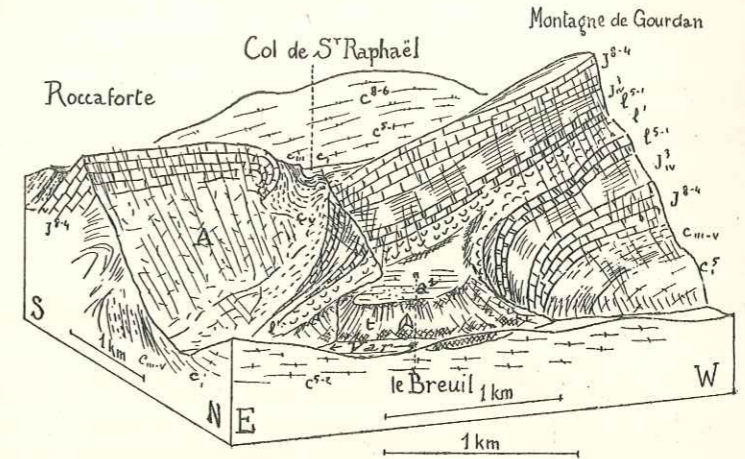
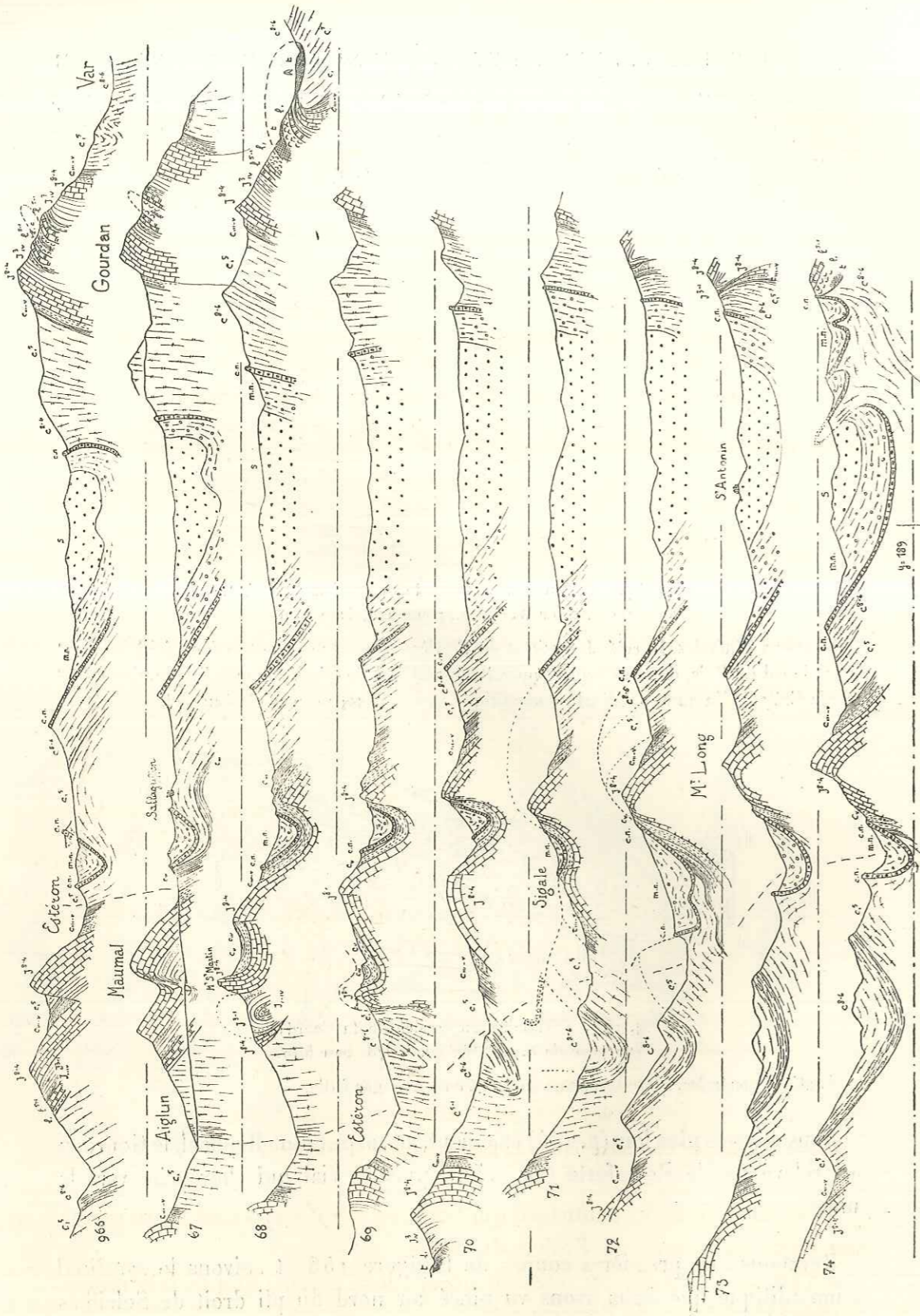


Fig. 159. — Terminaison orientale du Gourdan.
Vue prise de N. 21° E., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Notations générales. Extrusion d'une grosse masse de Trias vers la vallée du Var, avec aminage des flancs de l'anticlinal.
Remarquer les rapports avec l'anticlinal voisin du Roccaforte, qui montre une demi-terminaison périclinale assez nette.

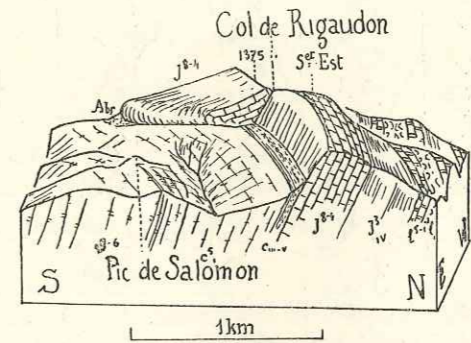


Fig. 160. — Col de Rigaudon.
Vu de E. 5° N., pente 1/5 base à 500 mètres.

Notations générales. Une discontinuité du flanc méridional du Gourdan.

A l'ouest de la faille, l'anticlinal qui borde au nord le synclinal laisse percer son noyau jurassique au Rocher du Saule.
A l'est au contraire, on retrouve un synclinal nummulitique, très mince, au nord du Rocher de Briançonnet.



La faille, qui joue donc un rôle de faille de décrochement, est très oblique sur les axes des plis. Par rapport au Rocher de Briançonnet, on peut la considérer comme une faille de surrection, c'est-à-dire qu'elle correspond au laminage du flanc méridional de l'anticlinal jurassique.

Suivons donc le synclinal qui passe au nord de Briançonnet (55, 58). Il apparaît à droite sur la figure 157, complètement pincé. Mais en même temps apparaît, plus au nord, un second synclinal largement ouvert, et par place directement transgressif sur le Barrémien. C'est celui de Notre Dame d'Amirat (fig. 157 et coupes 58 à 60).

La coupe 59 montre, là où le synclinal méridional commence à s'ouvrir, un petit chevauchement du Crétacé qui masque son flanc nord (près de la Chapelle

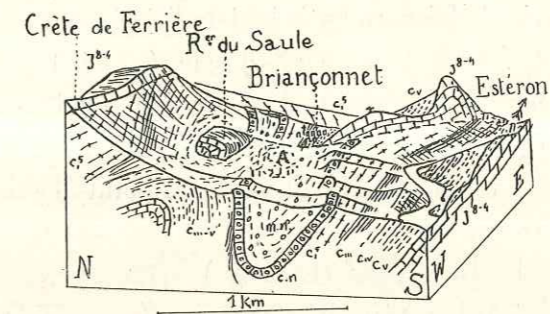


Fig. 161. — Environs de Briançonnet.

Vus de W. 13° S., pente 1/4, base à 500 mètres.

Notations générales. Une faille de décrochement, coupant le synclinal nummulitique, passe vers l'est à la faille qui remplace le flanc inverse de l'anticlinal qui constitue le Rocher de Briançonnet. A l'ouest de cette faille, l'anticlinal jurassique du Rocher du Saule pointe au nord du synclinal nummulitique. A l'est, l'anticlinal du Rocher de Briançonnet est au sud d'un synclinal nummulitique, d'ailleurs pincé. La faille est indiquée par des tirets.

Saint Jeannet); cet accident n'a que 500 mètres de longueur. Les deux synclinaux se réunissent près d'Amirat (coupes 60 à 62). Les sables apparaissent dans l'axe de la cuvette qui se poursuit vers l'est sans aucun accident (coupes 63 à 73). Le flanc sud a un pendage de 30° environ. A part une faille près de Collonges (coupe 64 et fig. 165), il est parfaitement régulier. Le flanc nord est redressé à la verticale le long du Gourdan. Il est même légèrement renversé et affecté d'un petit repli (coupe 61) près du Col du Trébuchet.

Plus loin (coupes 74, 78), entre Saint-Antonin et Ascros, une série de petits replis affectent le calcaire nummulitique et le Crétacé supérieur, évidemment sans aucune participation du Jurassique. Ces plissements propres au Nummu-

litique semblent dus au fait que le chevauchement du Vial s'est fait contre ces niveaux en les poussant devant lui. Plus loin, au contraire (vers Toudon), il semble que le chevauchement se soit fait par dessus (coupes 78, 82), et le Nummulitique est beaucoup plus régulier ; on trouve seulement quelques failles plates (coupes 82, 83) ou des replis tout à fait locaux (coupe 83). Nous verrons plus loin, dans le ravin des Hirondelles, se confirmer cette impression : que le chevauchement a passé par-dessus la cuvette crétacée et nummulitique.

Les coupes 78 à 83 montrent d'ailleurs que le Crétacé remplace le Nummulitique sur presque toute la largeur de la cuvette par suite d'un relèvement d'axe d'ensemble.

Il nous reste à décrire le faisceau anticlinal de l'Estéron. Ce faisceau prolonge directement le Teillon. Nous avons vu ci-dessus (p. 150) celui-ci se résoudre en deux crêtes dont la plus septentrionale s'ennoie à Soleilhas. Mais juste dans son prolongement, une autre crête ne tarde pas à surgir ; elle se poursuit, rompue et chevauchant vers le sud, jusqu'au Mont Saint-Martin, où elle s'enracine près d'Aiglun (coupe 69).

La crête méridionale du Teillon (La Faye) se poursuit un peu plus loin jusqu'en face de Saint-Auban, où elle s'enracine (coupe 54). La figure 162 représente cet enracinement qui est particulièrement facile à étudier. Au nord, le Jurassique plonge très régulièrement sous le Néocomien et le Cénomaniens. De nord ou nord-nord-ouest, le pendage des couches néocomiennes passe à nord-est, amorçant une terminaison périclinale qui ne se réalise pas. Les couches néocomiennes sont en effet coupées par une faille subverticale ouest-est qui les fait buter contre le Cénomaniens.

En suivant cette faille subverticale vers le sud-ouest, on la voit progressivement remplacée par une surface de chevauchement, ayant un pendage vers le nord de 17° seulement. Par quelques décimètres de calcaires broyés, et parfois quelques marno-calcaires qui pourraient être néocomiens, on voit ainsi le Jurassique reposer sur la tranche des bancs verticaux du Cénomaniens et du Crétacé supérieur.

Nous pouvons donc suivre le passage depuis le chevauchement le plus net, suivant une surface subhorizontale, jusqu'à la faille verticale. Il est vraisemblable que, si l'on pouvait suivre cet accident plus loin, là où il disparaît sous le Cénomaniens, on le verrait passer à un anticlinal normal.

Le Crétacé supérieur dessine en effet, au sud, un synclinal auquel doit suc-

céder, vers le nord, entre cette région et Saint-Auban, un anticlinal cénomaniens qui n'est autre chose que le prolongement de celui de la Faye.

Cet exemple est particulièrement intéressant à cause de la fréquence avec laquelle nous allons rencontrer de telles barres chevauchant vers le sud. Telle est la crête de Thorenc, située immédiatement au sud de celle-ci (chap. VIII, p. 250). Au nord, la crête que nous avons vu apparaître à Soleilhas se présente d'une façon analogue. Jusqu'à Saint-Auban (coupe 50 à 53), les bancs jurassiques dessinent nettement une charnière frontale. La cluse de l'Estéron à Saint-Auban permet d'étudier le détail du chevauchement et d'observer la

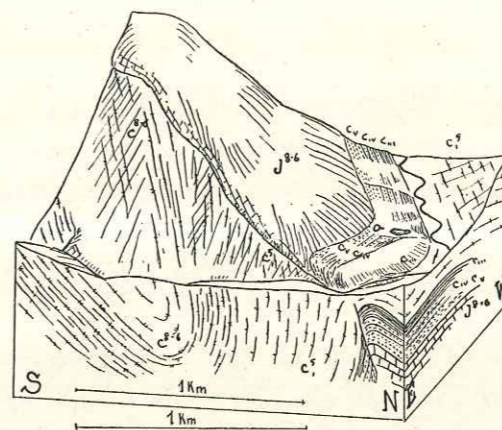


Fig. 162. — Terminaison de la Montagne de la Faye, au sud de Saint-Auban.
Vue de E. 12° N., pente 1/4, base à 500 mètres.

Notations générales. L'anticlinal jurassique et néocomien est limité au sud, et séparé du synclinal de Crétacé supérieur, d'abord par une faille verticale, qui passe ensuite à un chevauchement franc, subhorizontal.

surface même de glissement, plongeant de 45° vers le nord. Elle est bordée d'un à deux mètres de Néocomien broyé, qui sépare le Jurassique du Cénomaniens normal. Les points où l'on peut observer de tels contacts sont peu nombreux, par suite des éboulis qui les masquent d'ordinaire, mais dans presque tous les cas, on constate la présence d'une telle bande de Néocomien broyé.

A peu de distance de Saint-Auban, le Signal de Harpille correspond à un accident intéressant de la crête chevauchante : la figure 163, les coupes 58 et 59 montrent qu'il correspond à une portion conservée de la charnière frontale jurassique supérieur. Cette charnière est isolée du flanc sud par un bom-

bement anticlinal qui apparaît sur la coupe 56 et que l'érosion a éventré jusqu'à l'Argovien.

A l'ouest du Signal de Harpille, la série chevauchante a été entamée par l'érosion au point que la crête (le Pré de la Colle) et 25 hectares du versant nord sont formés par le Crétacé du substratum (fig. 163 et coupe 57). A l'est du sommet, sur une certaine longueur (coupes 60, 61 et fig. 163), la crête est constituée par les marno-calcaires du Bathonien et du Bajocien. Quelques

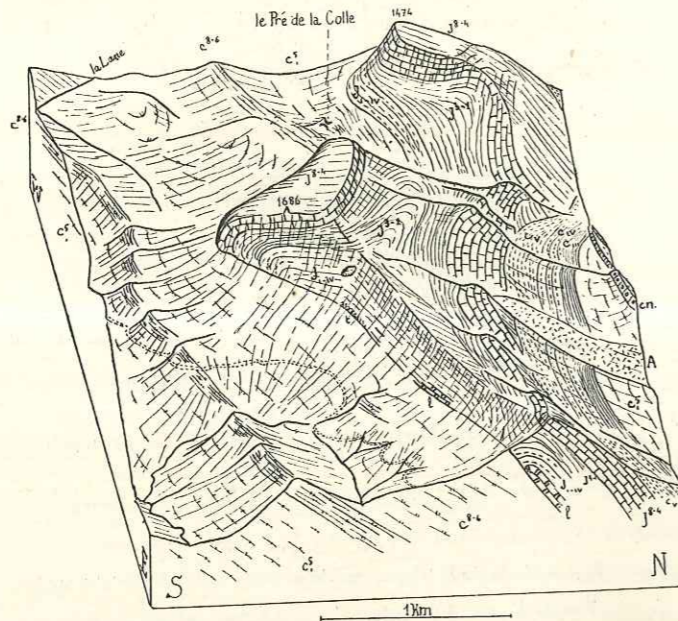


Fig. 163. — Signal de Harpille (1686).
Vu de E. 6° S., pente 1/3, base à 500 mètres.

Notations générales. Sur un synclinal de Crétacé supérieur chevauche une série jurassique dont la partie frontale est conservée.

lambeaux de Lias et de Trias semblent entraînés dans le contact. Jusqu'à la cluse de l'Estéron à Aiglun (coupe 67), le chevauchement se poursuit dans les mêmes conditions. Au Mont Saint-Martin, sur la rive gauche de l'Estéron, les bancs jurassiques se recourbent en formant une charnière dont l'axe plonge rapidement (coupes 68, 69 et fig. 164). L'enracinement est donc parfaitement net.

Revenons jusqu'aux environs de Saint-Auban, pour décrire les écaïles jurassiques qui surgissent au nord de cette longue crête, et entre lesquelles serpente l'Estéron. Nous avons déjà mentionné le premier de ces pointements, le Rocher

de Briançonnet. Nous avons vu (fig. 161 et coupe 55), qu'il est limité par une faille oblique, à l'ouest. La charnière anticlinale est nettement marquée par place (coupe 56), bien que le plus souvent le flanc sud soit complètement étiré. Le flanc nord est toujours normal.

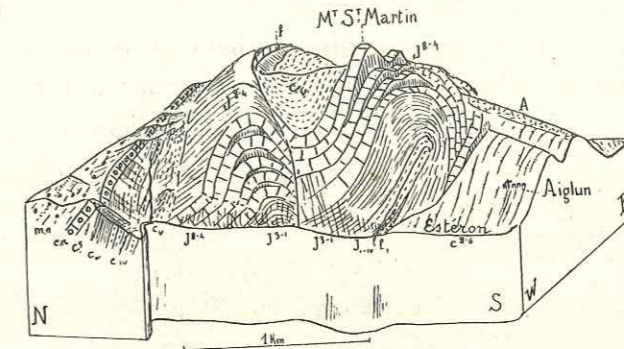


Fig. 164. — Aiglun et le Mont Saint-Martin.
Vu de W. 17° S., pente 1/4, base à 500 mètres.

Notations générales. Apparition de la charnière et ennoyage anticlinal de la série de Harpille, contre laquelle s'accôle, au nord, l'anticlinal du Maumal; à gauche, cuvette nummulitique de Sallagriffon.

Le Rocher de Briançonnet s'ennoie vers l'est. Le Néocomien dessine alors une terminaison périclinale très régulière. A peu de distance, on voit surgir

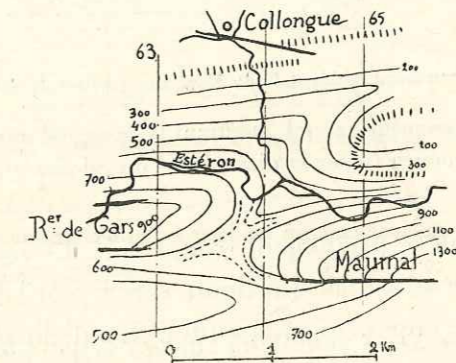


Fig. 165. — Carte structurale des environs de Gollongues.

Les courbes de niveau donnent l'altitude du sommet du Barrémien; les bandes de traits transversaux donnent la trace des affleurements du calcaire nummulitique, à huit cents mètres environ. L'emplacement des coupes 63, 64 et 65 de la figure 156 est indiqué en traits mixtes. Cette figure indique les rapports entre l'anticlinal du Rocher de Gars et celui du Maumal.

d'une façon très analogue le rocher de Gars (coupe 59 à 63). Un synclinal nummulitique est compris entre la crête de Harpille au sud et les rochers de

Briançonnet et de Gars au nord. Il s'effile à ses deux extrémités, masqué par des éboulis à l'est.

Le rocher de Gars montre par place, comme celui de Briançonnet, une charnière anticlinale, bien que le flanc sud soit fortement étiré. Tout à fait à l'est, une faille apparaît au nord de la crête, et le rocher de Gars se termine par un horst compris entre deux failles (coupe 62), et au travers duquel l'Estéron a creusé une gorge. Ce horst lui-même s'ennoie sous une couverture néocomienne, mais à peu de distance surgit un autre anticlinal, celui du Maumal. La figure 165 montre exactement les rapports entre ces deux anticlinaux qui

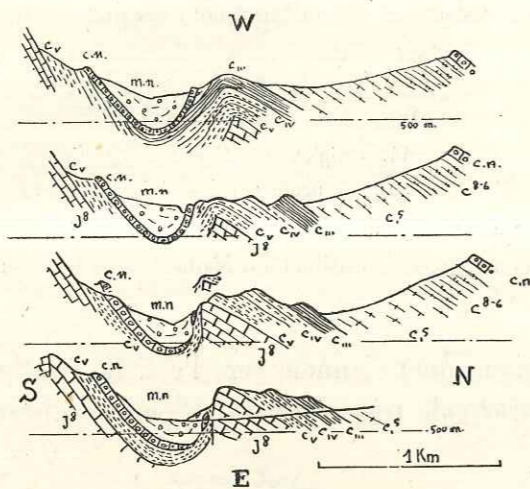


Fig. 166. — Terminaison occidentale du Mont Long à l'est de Sallagriffon.

Série de coupes à leur espacement naturel, montrant le passage d'une faille dans le Jurassique à un anticlinal dans le Néocomien (noter la discordance du calcaire nummulitique).

se relaient plus qu'ils ne se prolongent (coupe 64). Le rocher de Gars semble se prolonger par un axe anticlinal qui limite vers le nord le synclinal nummulitique de Salagriffon (coupes 65 et la suite). L'anticlinal de Maumal prend rapidement plus d'importance et s'accôle à l'anticlinal plus méridional du Mont Saint-Martin là où celui-ci s'ennoie (fig. 164, coupes 66 à 69). Il le relaie alors, mais s'ennoie bientôt à Sigale.

Un troisième anticlinal surgit près de Sallagriffon (coupes 68, 69 et fig. 166). Le Jurassique est limité par une faille vers le sud, contre laquelle s'écrase le calcaire nummulitique. La couverture néocomienne a été assez plastique pour dessiner un anticlinal sans rupture. Bientôt, d'ailleurs, les bancs jurassiques eux-mêmes se recourbent en charnière et la crête du Mont Long

qui se poursuit au nord de Roquestéron et jusqu'à Cuébris n'est jamais chevauchante.

Dans toute cette région, la discordance du Nummulitique est assez forte. Comme nous le verrons, il semble que le flanc redressé du Mont Long corresponde à la partie axiale d'un anticlinal anté-nummulitique.

La figure 167 (et la coupe 71) montrent comment l'anticlinal du Maumal s'ennoie à Sigale, avec le calcaire nummulitique discordant. La faille *f*, qui passe au nord de l'anticlinal, non plus que *f'* très peu importante, ne peuvent masquer cette allure générale. A Sigale, le calcaire nummulitique, principalement dans la crête au sud-ouest du village, est exceptionnellement dur et prend

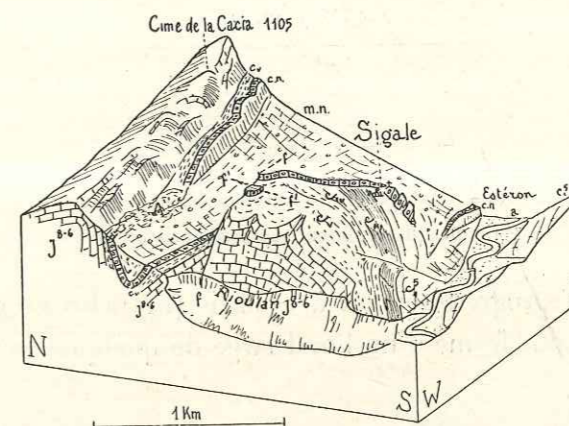


Fig. 167. — Environs de Sigale.

Vus de W. 25° S., pente 1/3, base au niveau de la mer.

La rive droite du Rioulan est supposée enlevée. Le Nummulitique est fortement discordant sur le Crétacé. A gauche, anticlinal du Mont Long; au milieu, anticlinal du Maumal qui s'ennoie. Une faille accidente son flanc gauche.

un aspect très cristallin, blanc crème. Cette particularité explique qu'il ait pu être pris pour du Jurassique supérieur, mais un examen attentif montre un aspect zoogène qui ne laisse aucun doute, non plus d'ailleurs que la position de ce calcaire sur le Barrémien et le Cénomaniens. La crête qui descend au sud-ouest du village rappelle beaucoup celle qui porte le village d'Ascros. Il s'agit, dans les deux cas, d'un calcaire nummulitique trop dur pour s'adapter à des plis de petit rayon, et qui s'est cassé en donnant une suite de gradins.

Les coupes 72 à 75 montrent le synclinal nummulitique de Roquestéron,

dont on remarquera la discordance avec le synclinal turonien situé plus au sud. Ces coupes montrent également l'absence de rupture du flanc sud du Mont Long.

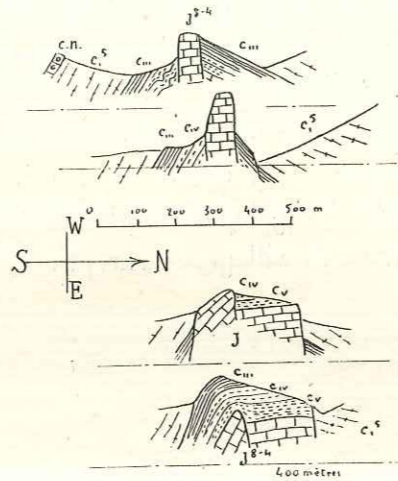


Fig. 168. — Quatre coupes à travers le Rocher de Cuébris. Coupes placées à leur espacement naturel.

Celui-ci s'ennoie progressivement à Cuébris (fig. 168 et 169). Là surgit un petit accident, sous forme d'un horst large de quelques mètres seulement,

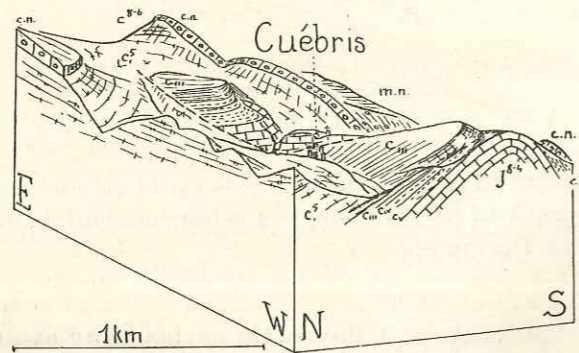


Fig. 169. — Environs de Cuébris. Vus de W. 25° N., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Le Rocher de Cuébris est constitué par un horst de Jurassique supérieur compris entre deux failles, dans le prolongement du Mont Long qui se termine périclinale.

formé de Jurassique supérieur et de Néocomien et à travers lequel le Riu de Cuébris a creusé une gorge étroite. A l'est, ce horst se complète par une dalle inclinée vers le sud. A delà de Cuébris, le synclinal nummulitique de Roques-

téron-Pierrefeu se raccorde au synclinal principal de Saint-Antonin (coupes 78 à 81).

Au delà de Pierrefeu, les coupes 81-83 montrent une série de replis assez désordonnés du Crétacé supérieur. Aucun de ces replis en tout cas n'annonce l'anticlinal des Concias (fig. 170 et 171). Celui-ci surgit brusquement, normal

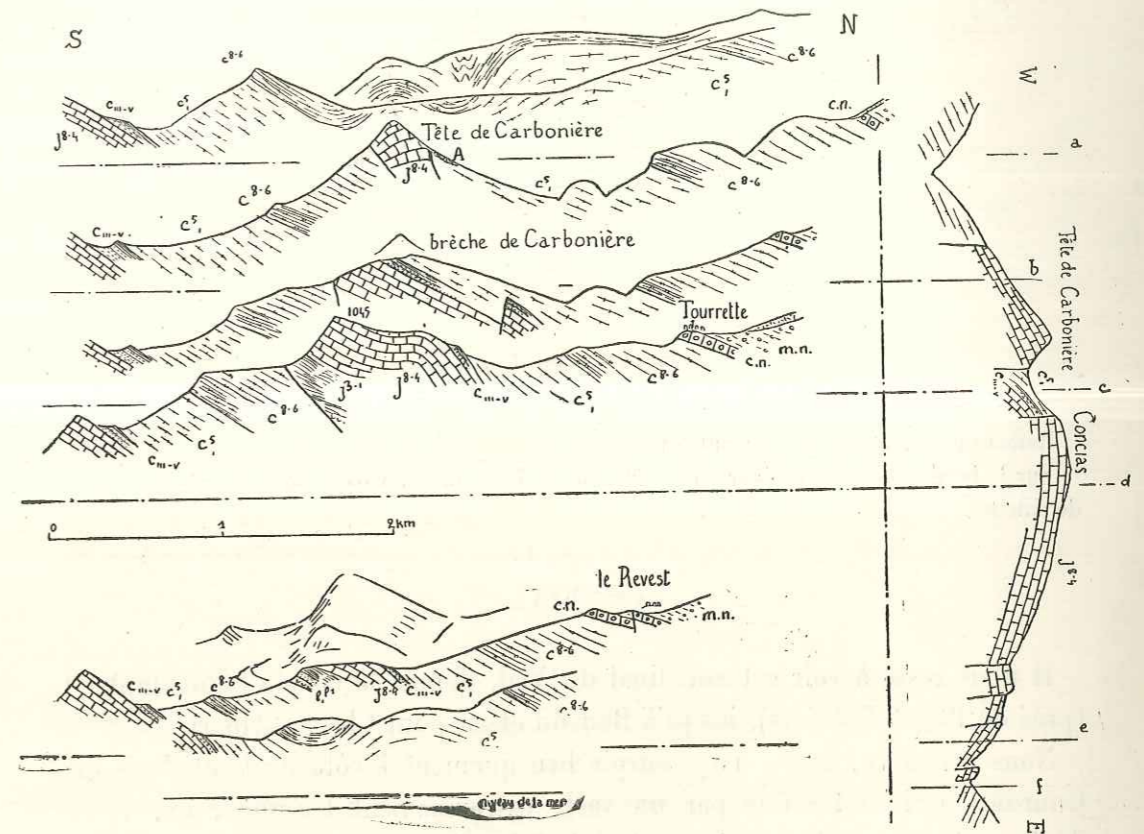


Fig. 170. — Série de coupes à travers les Concias.

Une coupe longitudinale et six coupes transversales, placées à leur espacement naturel. L'anticlinal des Concias est rompu et chevauchant vers le sud. A l'ouest, la tête de Carbonière est un bloc de Jurassique entièrement entouré de failles. Dans le prolongement immédiat de l'axe des Concias, le Crétacé supérieur ne montre pas de repli anticlinal sensible.

au nord, chevauchant au sud, bien que suivant un plan vraisemblablement très incliné. Il est haché de failles nord-sud et en particulier limité par des failles à ses extrémités, de telle sorte qu'on ne peut trouver dans son prolongement d'anticlinal dans le Crétacé supérieur.

On peut rapprocher ces failles de celles qui environnent Gillette (p. 267).

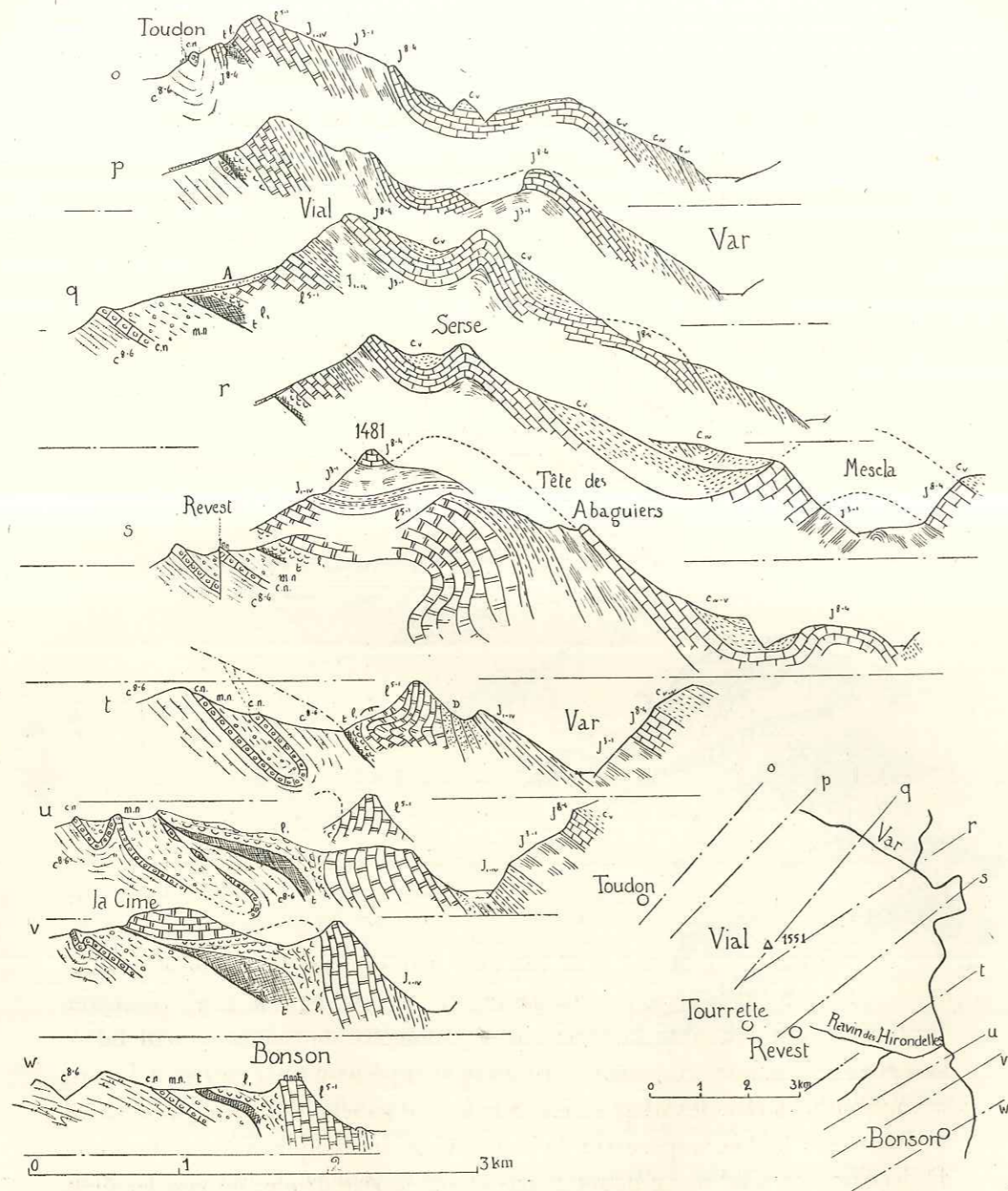


Fig. 173. — Série de coupes à travers la portion orientale du Vial.

Un croquis indique l'emplacement et l'orientation des coupes.

s'observe fort bien à l'ouest de Rourebel; toute la série crétacée s'amincit progressivement; les calcaires du Jurassique supérieur se réduisent à un ou deux mètres, lenticulaires et renversés, au contact d'un Néocomien également très réduit. Puis, c'est le noyau liasique qui vient au contact du Crétacé supérieur, qui disparaît à Rourebel même, où une lame de calcaire nummulitique vient en contact avec la série chevauchante, à la base de laquelle apparaît le Rhétien et le Trias. Nous avons déjà remarqué (p. 225), que la poussée ainsi transmise au calcaire nummulitique s'était immédiatement traduite par une série de replis de ce niveau.

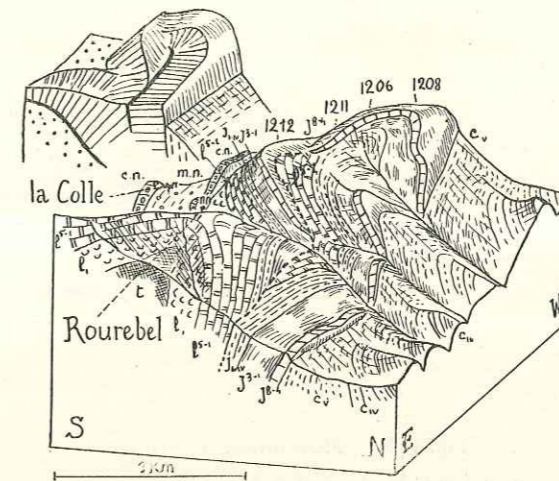


Fig. 174. — Duplicature de Rourebel.

Vue de E. 16° N., pente 1/4, base au niveau de la mer. (Avec un schéma tectonique.)

Une rupture oblique sur les bancs amène très localement un redoublement complet de la série du Vial.

Les environs de Rourebel sont marqués par une petite complication qui affecte uniquement la série chevauchante (fig. 174 et 172, e, f, g). C'est une duplicature qui redouble la série sur un kilomètre de longueur seulement. La figure 174 montre comment le Jurassique supérieur a pu garder à l'ouest sa continuité et relie les deux séries. Sur la rive gauche du ravin qui descend de Rourebel, le Lias repose sur le sommet du Jurassique, mais cette allure de décollement total ne se poursuit pas et sur la rive droite, on voit les deux séries coupées en biseau se raccorder progressivement.

La figure 174 montre l'amorce et les coupes g, h, i, le développement d'un repli secondaire de la série au nord d'Ascros.

Plus loin, la seule particularité à signaler sur les coupes *k, l, m, n*, est la réapparition, au sud de la série chevauchante, d'une lame de calcaire jurassique, blanc et souvent très dolomitique, donc de faciès différent de celui qui fait partie de la série du Vial (fig. 175). Elle occupe la position d'un flanc inverse, mais un examen attentif montre que, entre différentes lames de Jurassique, ou entre celui-ci et le flanc normal, on trouve des marnes grises du Crétacé supérieur. Il n'y a donc pas eu simplement laminage du flanc inverse, suivant le schéma classique. Les choses se sont passées d'une façon plus complexe et d'ailleurs impossible à préciser. Les lames jurassiques, soit qu'elles proviennent du flanc inverse, soit d'un autre accident, entraînées par

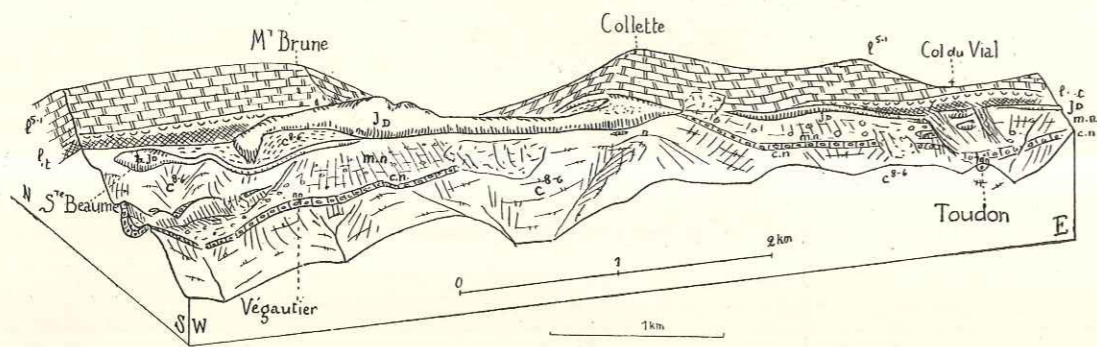


Fig. 175. — Flanc inverse du Vial.

Vu de S. 23° W., pente $1/3$, base à 500 mètres.

Détail des masses de calcaire blanc dolomitique (Jn) poussées dans les marnes crétacées à la base de la série du Vial.

le chevauchement de la série normale, ont raboté les marnes crétacées dont elles ont entraîné des lambeaux entre elles. La dernière trace de cette lame jurassique disparaît à Toudon, au bout de 5 kilom. 500.

Plus à l'est, les figures 173, 176 et 177 montrent un repli anticlinal accidentant la série du Vial. Il se termine au nord-ouest à Malaussène (où la fig. 176 montre également une écaille jurassique chevauchante marquant l'origine d'un autre chevauchement parallèle au Vial), et forme à partir de là la crête du Serse (fig. 176 et 173, coupes *o, p, q, r*). Le point culminant du Vial correspond au point où le Jurassique supérieur atteint la crête. Juste au sud du sommet le profond ravin des Hirondelles, qui descend du Revest vers le Var, fournit une bonne coupe du chevauchement dont la base apparaît relativement peu inclinée. On constate l'existence, dans le substratum, d'un

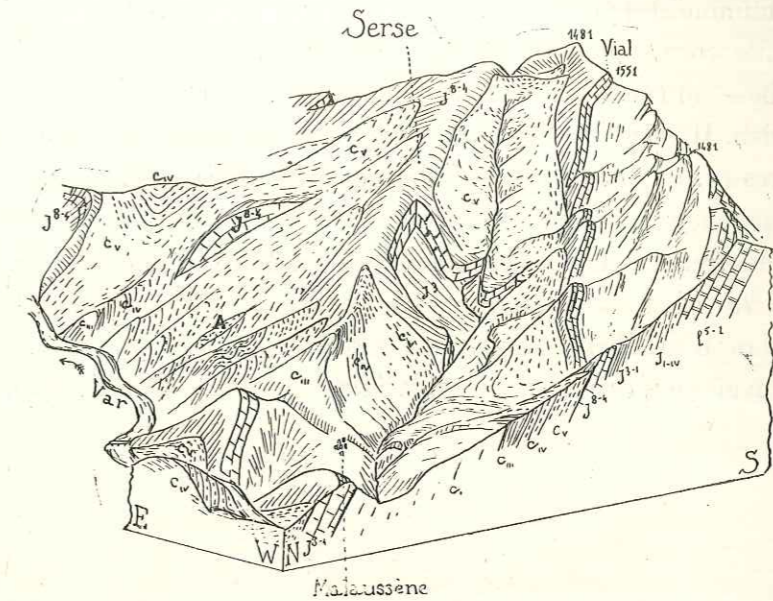


Fig. 176. — Le Vial et la crête du Serse.

Vu de N. 45° W., pente $1/4$, base au niveau de la mer.

Au sud de Malaussène apparaît une écaille jurassique amorçant un second chevauchement, appartenant comme celui du Vial au faisceau de la Vésubie inférieure.

La crête du Serse est formée par un renflement anticlinal de la série du Vial.

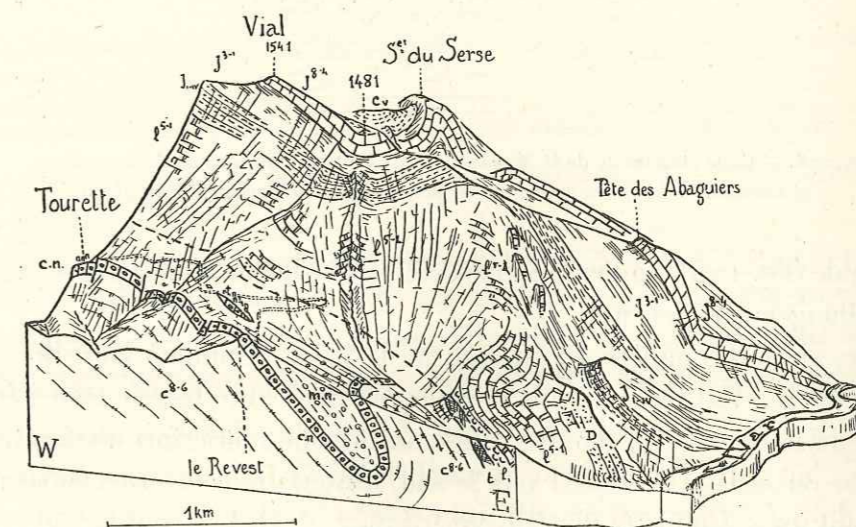


Fig. 177. — Le Vial et le ravin des Hirondelles.

Vu de S. 26° E., pente $1/4$, base au niveau de la mer.

Naissance du repli du Serse dans la série chevauchante. Synclinal couché dans la série chevauchée.

synclinal nummulitique couché. Dans la série chevauchante, un important repli du Lias correspond à l'anticlinal du Serse.

Vers la base du ravin, on observe quelques bancs dolomitiques entre le Lias et le Bajocien. Ils semblent correspondre à ceux que nous avons trouvés autour de Majastres (p. 72) et dans l'anticlinal de Cime Bernarde.

Les coupes *u*, *v*, *w* montrent la suite de la série, avec la prolongation du repli secondaire. Au delà de Bonson, la série tout entière passe sur la rive gauche du Var où nous la décrivons plus loin.

Outre le repli du Serse, le versant nord-est du Vial est affecté d'un second repli anticlinal (coupes *r*, *s*), celui de la Mescla (confluent Var-Tinée). La carte

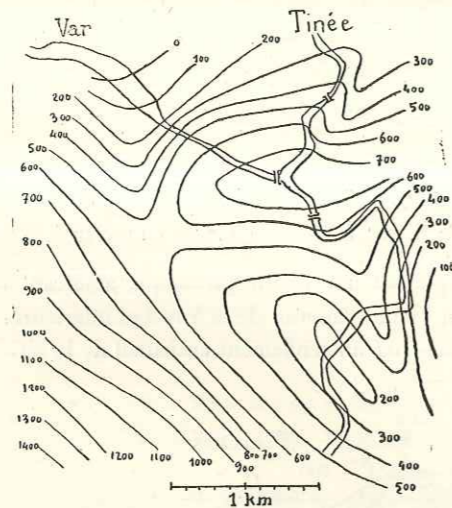


Fig. 178. — Carte structurale de la Mescla, donnant l'altitude du sommet du Jurassique et montrant la forme du dôme, qui ne présente pas d'allongement bien défini.

structurale (fig. 178) montre la forme exacte de ce bombement, qui ne présente pas d'allongement bien net.

La description complète du faisceau de la basse Vésubie à laquelle appartient le pli du Vial et ses replis secondaires nous entraînerait trop loin. Le croquis de la figure 149 montre suffisamment son allure, fort systématique : les plis se recourbent de l'ouest vers le sud, suivent une courbure très régulière et forment un ensemble tout à fait symétrique.

Il est intéressant de voir réapparaître ici des chevauchements, assez importants (le chevauchement du Vial dépasse certainement 3 kilomètres), au nord de la région de l'Estéron, alors que depuis Saint-Auban ils se confinaient au sud de cette zone. Ces chevauchements correspondent au raccordement entre

l'arc de Castellane et l'arc de Nice. Par leur position ils se rapprochent donc des grands chevauchements situés au nord de Digne, et d'une façon générale, de ceux qui apparaissent aux points de rebroussement entre arcs successifs.

PLISSEMENTS ANTÉ-NUMMULITIQUES.

Nous avons signalé au passage des discordances, parfois assez marquées, entre le calcaire nummulitique et son substratum crétacé. Il importe de revenir sur cette question pour reconstituer, dans la mesure du possible, les plissements antérieurs au dépôt du calcaire nummulitique. La carte géologique des

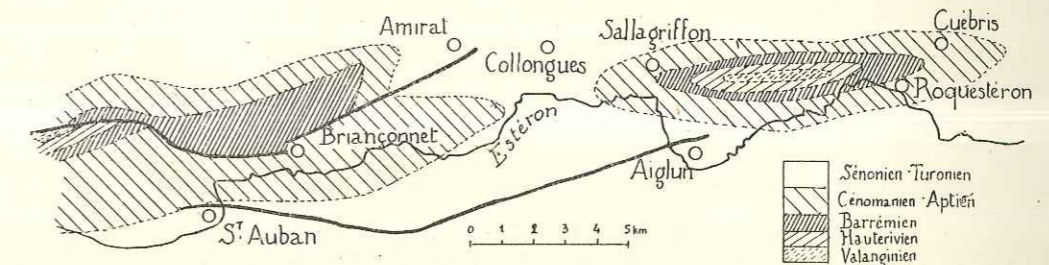


Fig. 179. — Carte géologique anté-nummulitique.

Les principales discontinuités résultant d'accidents postérieurs sont indiquées par un trait fort.

formations sur lesquelles s'est fait ce dépôt est donnée par la figure 179. Partout, en dehors de la zone figurée, le calcaire nummulitique repose sur le Sénonien.

On dispose, pour tracer cette carte, des contours des nombreuses cuvettes nummulitiques et on sait de plus que partout où l'on observe aujourd'hui le Crétacé supérieur, le calcaire nummulitique n'a pu se déposer sur des termes antérieurs. On peut ainsi affirmer qu'au nord des deux anticlinaux de la figure 177, n'existe qu'un repli de même nature, entre les Sausses et Daluis, où le Nummulitique est transgressif jusque sur le Jurassique supérieur.

La carte est projetée sur la surface actuelle, mais nous savons que la surface anté-nummulitique a été fortement déformée. Aussi avons-nous dû indiquer (en traits gras) les principales lignes de discontinuité suivant lesquelles cette surface a été raccourcie (chevauchements et synclinaux pincés). Le rôle des synclinaux de Briançonnet est particulièrement frappant, et on a l'impression

que si l'on pouvait en écarter les deux lèvres de 2 à 3 kilomètres, la carte reprendrait un aspect normal, et montrerait un anticlinal crétacé régulier. Notons donc en passant la grande profondeur que paraissent avoir ces synclinaux nummulitiques et revenons à la forme des plis antérieurs.

La figure 180 dérive de la coupe 71, figure 156, en rectifiant simplement le calcaire nummulitique. Elle représente donc la coupe avant qu'il ait été plissé. Comme l'indiquait déjà la carte géologique figure 179, le pli anté-nummulitique est un anticlinal de style très simple, qui paraît très légèrement déversé vers le sud. Nous en avons l'équivalent exact dans une région qui n'a pas été atteinte par les plissements alpins, au nord d'Uzès, sur la rive droite du Rhône (fig. 249).

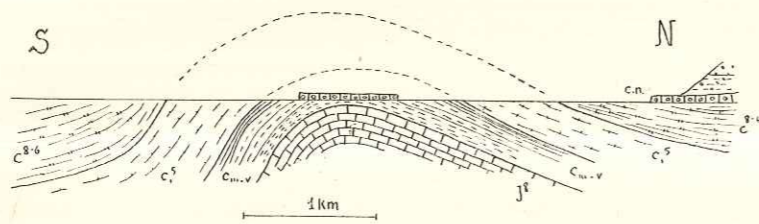


Fig. 180. — Coupe de l'anticlinal anté-nummulitique de Sigale.

Cette coupe dérive de la coupe 71 de la figure 156 en rectifiant le calcaire nummulitique, et montre l'allure des terrains avant son dépôt.

Jamais, en tout cas, on ne peut observer une faille ou une rupture quelconque qu'il y ait la moindre raison de considérer comme anté-nummulitique.

Quelle a été l'influence de ces plis préexistants sur les plis de la phase principale? Les directions sont, ici, concordantes. Il semble que les zones anticlinales, amincies, aient facilité la formation ultérieure d'accidents, tel le Mont Long dont le flanc redressé (et non rompu) correspond à la partie la plus amincie de l'anticlinal de Roquestéron. Le synclinal pincé de Briançonnet correspond également à la partie axiale d'un anticlinal.

Ces relations entre les plissements anté-nummulitiques et les plissements alpins ont été mises en évidence pour la première fois par Léon Bertrand (Thèse). Nous ne croyons pas, toutefois, que des plis anté-nummulitiques aient correspondu à tous les plis postérieurs. Le long de l'axe Gourdan-Vial en particulier, le Crétacé supérieur a conservé toute son épaisseur (sauf près de Rourebel où il est laminé tectoniquement). Il n'y a aucun indice positif de l'existence d'un pli anté-nummulitique.

La région comprise entre le Var et l'Estéron montre quelques anticlinaux jurassiques, en général rompus et de formes très élancées, qui percent à travers une grande épaisseur de Crétacé supérieur et de Nummulitique et séparent de larges synclinaux, parfois plissotés eux-mêmes. Vers l'est, l'anticlinal du Vial tourne franchement vers le sud.

CHAPITRE VII.

LES MONTAGNES CALCAIRES AU SUD DE L'ESTÉRON.

Au sud de l'Estéron s'étend une région où les dépôts crétacés et tertiaires n'occupent plus que d'étroits synclinaux, et dont une étendue considérable est constituée par des plateaux jurassiques arides et desséchés. La longue crête

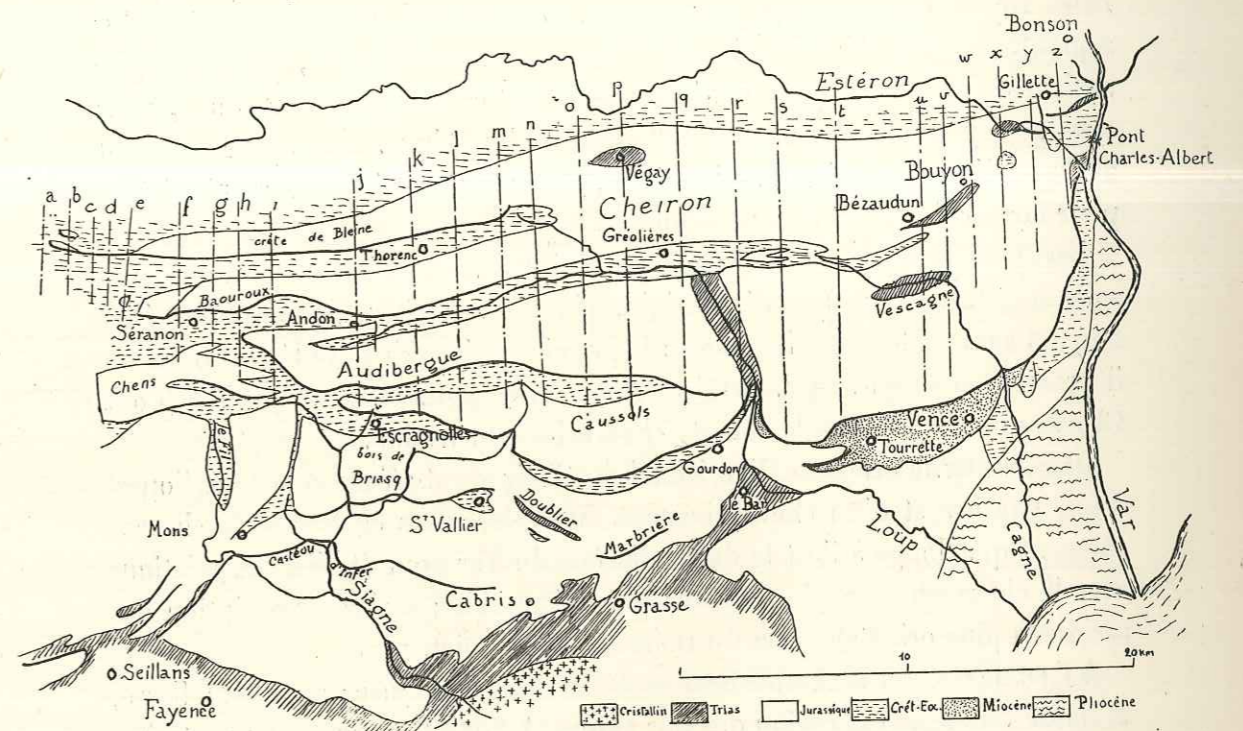


Fig. 181. — Croquis d'ensemble de la région décrite au chapitre VII avec l'emplacement des coupes de la figure 182.

du Cheiron, dirigée d'est en ouest, culminant à 1.776 mètres, la domine au nord. Au sud, on peut limiter cette région au chemin de fer de Nice à Grasse et Draguignan. A l'ouest, entre Grasse et Draguignan, cette ligne longe le bord du massif cristallin du Tanneron ou sa couverture de grès triasique. A l'est du Bar, elle suit la bande miocène de Vence qui sépare les plateaux

arides du nord d'une région beaucoup plus basse, occupée par des dépôts tertiaires variés et par des collines jurassiques boisées.

Jusqu'à Bonson et au Pont Charles-Albert, la vallée du Var ne fournit qu'une coupure tout à fait arbitraire. Plus au sud, au contraire, elle est surimposée dans une masse énorme de conglomérats pliocènes, qui occupent eux-mêmes une très large vallée anté-pliocène. De plus, nous verrons que pour les accidents tectoniques eux-mêmes, cette vallée joue le rôle d'une coupure et d'un rebroussement important.

Au point de vue tectonique (fig. 181), cette région est caractérisée par une série de chevauchements vers le sud. Quatre d'entre eux naissent au nord-ouest, s'échelonnant de cinq en cinq kilomètres avec des terminaisons périclinales très nettes, rapidement rompues. Les deux chevauchements les plus septentrionaux, celui de la crête de Bleine et celui du Baouroux, sont de simples anticlinaux de Jurassique supérieur, rompus et chevauchant vers le sud, mais sans qu'il y ait décollement de toute la série jurassique. Ces ruptures cessent au bout d'une vingtaine de kilomètres, et les deux anticlinaux se réunissent pour former l'anticlinal du Cheiron.

Les deux derniers chevauchements (celui de l'Audibergue et celui de Caus-sols) sont formés presque dès l'origine par une série jurassique décollée à sa base, et sont également plus longs : le premier va jusqu'à la vallée du Loup où il passe à un simple repli. Celui de Caus-sols se poursuit jusqu'au Var (Pont Charles-Albert), et joue le rôle de chevauchement frontal.

Dans sa partie orientale, l'anticlinal du Cheiron est affecté comme à l'ouest d'une rupture et d'un chevauchement. Nous décrivons également le chevauchement que longe à l'est le delta pliocène du Var pour étudier ses relations avec le chevauchement de Caus-sols et celui du Vial; mais la description des accidents plus orientaux sort du cadre de notre sujet.

A l'est de Grasse, le chevauchement de Caus-sols vient jusque sur la molasse, et limite vers le sud la région des plis alpins. A l'ouest de Grasse au contraire, une série d'accidents lui font suite, correspondant à des chevauchements vers le sud. Ils dessinent un arc concave vers le sud, autour du massif du Tanne-ron⁽¹⁾.

Avant d'étudier le chevauchement de Caus-sols et les accidents plus méri-

⁽¹⁾ L'ensemble de la région embrassée par ce chapitre a été l'objet d'une interprétation différente de la part de Léon Bertrand (voir ci-dessus, p. 19 et fig. 2). Nous soulignerons au passage les divergences entre cette interprétation et la nôtre, et nous indiquerons les raisons de notre choix.

dionaux à l'ouest de Grasse, nous décrivons d'abord les trois chevauchements les plus septentrionaux, l'anticlinal du Cheiron, le synclinal d'Andon-Gréollières qui le limite vers le sud et l'Audibergue.

LE CHEIRON ET L'AUDIBERGUE.

Stratigraphie. — Le Lias calcaire disparaît rapidement vers le sud. On en trouve encore quelques bancs, au total dix à vingt mètres d'épaisseur, près de Gilette, mais plus au sud, le Bajocien repose directement sur les dolomies blanches de l'Hettangien; Rhétien et Trias conservent les mêmes faciès que plus au nord.

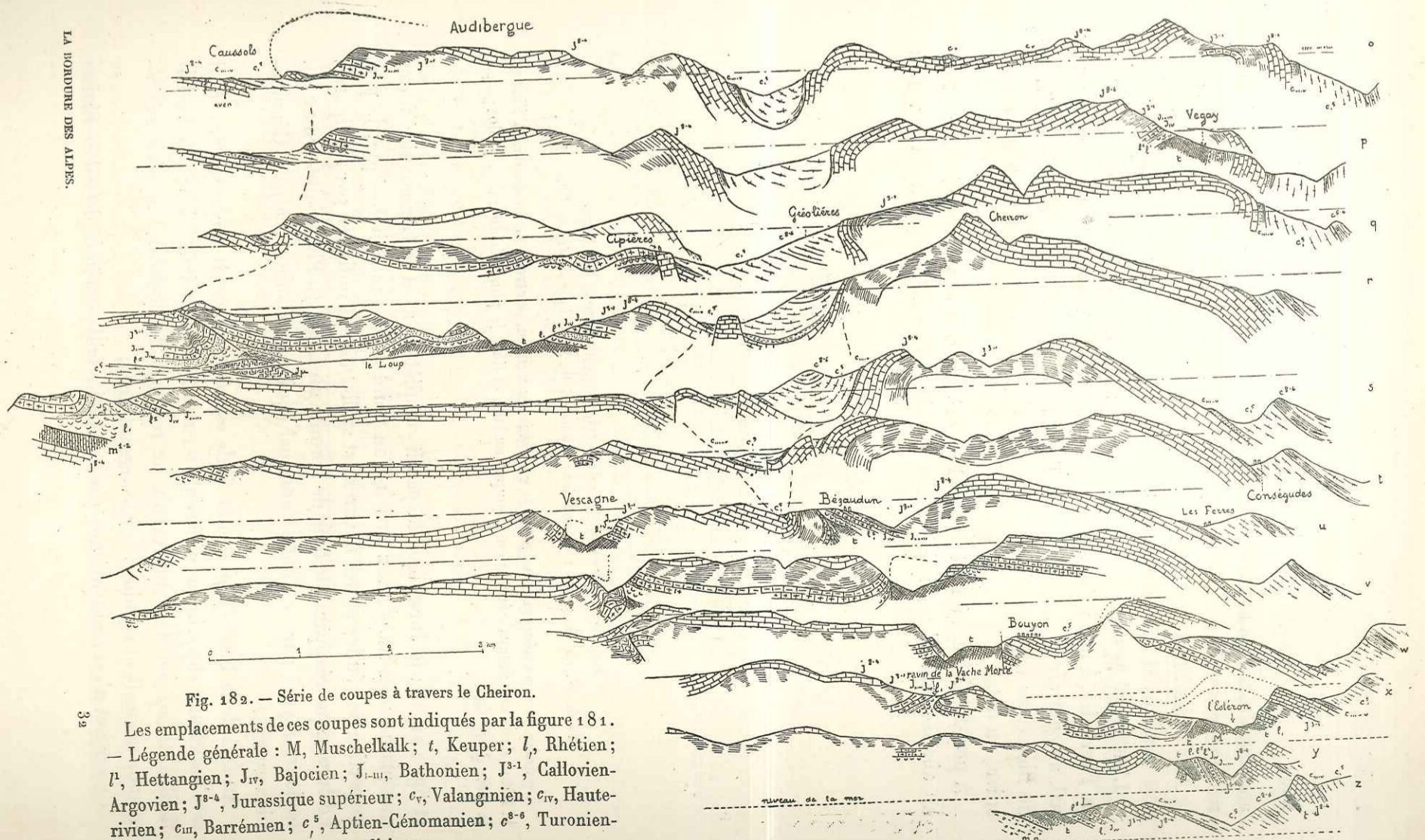
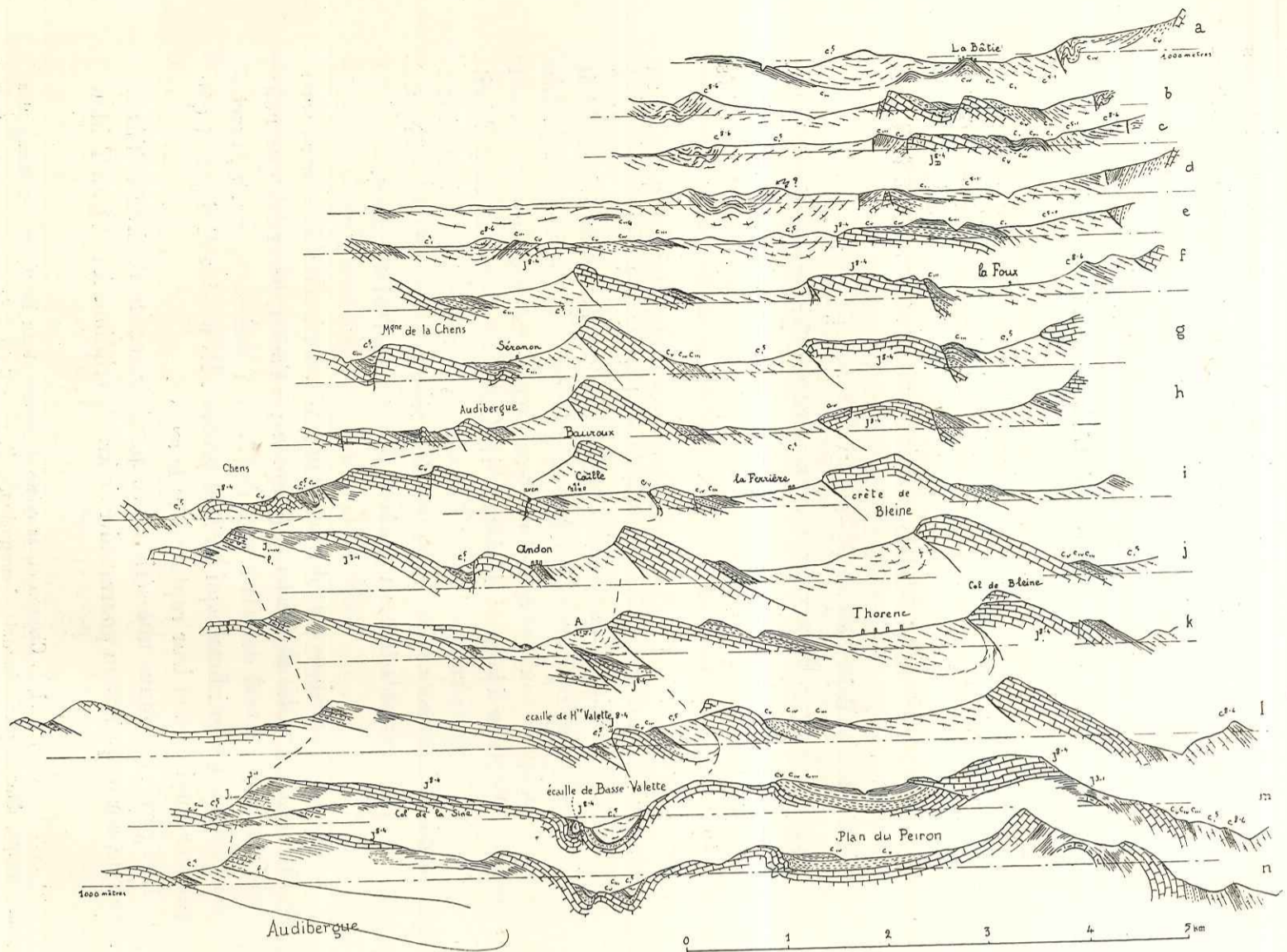
Dès Gilette, le Bajocien prend son faciès provençal, calcaire. Le Bathonien reste plus marneux. Bien entendu, les marnes oxfordiennes disparaissent. L'Argovien est très fossilifère en différents points du Cheiron. Le Jurassique supérieur prend le faciès de calcaires blancs qui reposent sur les calcaires lités du Séquanien.

Dans le synclinal de Thorenc, le faciès du Crétacé est le même que plus au nord, dans la région de l'Estéron. Mais, vers le sud, on le voit changer. Le Néocomien s'amincit progressivement. A Caus-sols et à Escragnolles, il se réduit à dix ou vingt mètres et n'existe plus qu'à l'état de traces plus au sud. Les lignes isopiques sont dirigées ouest-sud-ouest-est-nord-est, nettement obliques sur les accidents. L'Albien, qui à Thorenc ou plus au nord faisait partie de la série marneuse Aptien-Cénomaniens, se réduit à un mince niveau glauconieux à Gourdon. Nous ne trouverons plus de cuvettes nummulitiques, mais des affleurements très peu épais et très réduits (Saint-Vallier).

Au nord, le Jurassique du Cheiron plonge régulièrement vers le nord sous le Crétacé de la vallée de l'Estéron (chap. vi); à l'ouest, les crêtes que nous décrivons apparaissent dans la région de Comps (décrite au chap. v), exactement comme les anticlinaux qui lui sont propres. Ils ne s'en distinguent que par leur continuité et leur rupture vers le sud⁽¹⁾.

La figure 182 donne une série de coupes à travers le Cheiron et l'Audibergue, sur lesquelles on pourra suivre notre description. Au sud du Teillon

⁽¹⁾ Pour Léon Bertrand, le Cheiron et les crêtes de Bleine et du Baouroux appartiennent à une nappe, dont la partie frontale s'encapuchonne dans le Crétacé de la vallée de l'Estéron



LA HORDURE DES ALPES.

Fig. 182. — Série de coupes à travers le Cheiron.

Les emplacements de ces coupes sont indiqués par la figure 181.
 — Légende générale : M, Muschelkalk; t, Keuper; l, Rhétien;
 l', Hettangien; J_{IV}, Bajocien; J_{I-III}, Bathonien; J³⁻¹, Callovien-Argovien; J²⁻⁴, Jurassique supérieur; c_V, Valanginien; c_{IV}, Hauterivien; c_{III}, Barrémien; c₅, Aptien-Cénomannien; c⁸⁻⁶, Turonien-Sénonien; m. n., marnes nummulitiques.

au village même de la Bâtie, apparaît au sein du Cénomaniens un double anticlinal (coupe *a* et fig. 183). Les deux terminaisons sont tout à fait régulières dans le Néocomien, mais les deux noyaux jurassiques (très dolomitiques par place) sont rompus, et laminent complètement les flancs méridionaux (coupes *b*, *c*).

L'anticlinal septentrional s'ennoie assez rapidement à l'est, sous le village de Peyroules, à peu près comme il était apparu à l'ouest. L'anticlinal méridional, au contraire, se poursuit vers l'est et son prolongement constitue la crête de Bleine, au nord de Thorenc, et enfin le Cheiron lui-même. Nous allons le suivre en détail :

A peu de distance à l'est de la Bâtie, près de La Rivière, un affaissement ou un abaissement d'axe limité affecte l'anticlinal (fig. 183 au fond, fig. 184

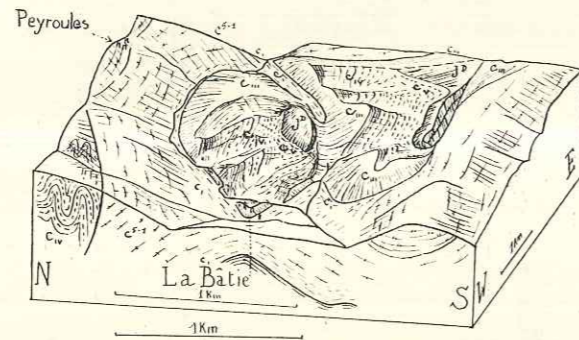


Fig. 183. — Enracinement de la crête nord du Cheiron à la Bâtie.

Vu de W. 10° S., pente 1/4; notations générales. J_d, Jurassique supérieur dolomitique.

A gauche, la série néocomienne poussée en avant du Teillon, contre le Cénomaniens. A l'est de la Bâtie, deux anticlinaux néocomiens, rompus au sud, et dont le plus méridional se prolonge par la crête de Bleine.

et fig. 182, *d*); le Jurassique disparaît complètement et le Cénomaniens forme une plaine suspendue assez curieuse au point de vue morphologique; la part respective des failles et des flexures est suffisamment indiquée par les figures. Le Jurassique réapparaît le long de la route du Logis du Pin à Saint-Auban (*e*), toujours séparé par un contact anormal (qui paraît subvertical) du Cénomaniens au sud.

Au sud de la Foux (*f*, *g*, *h*) une faille est-ouest apparaît sur le versant nord de l'anticlinal, supprimant différents termes du Néocomien. Elle est tout à fait limitée et, au sud de Saint-Auban, on retrouve de nouveau une série néocomienne normale et régulière sur le versant nord.

Ce versant n'est accidenté que par une petite faille, au nord du col de Bleine.

(fig. 182, *k* et 185), faille tout à fait locale, et qui s'amortit presque immédiatement dans les marnes néocomiennes.

L'étude très détaillée qu'a donnée Boutakoff montre parfaitement la très grande régularité de toute la série crétacée⁽¹⁾.

Le versant sud, au contraire, est constamment rompu, le Jurassique supé-

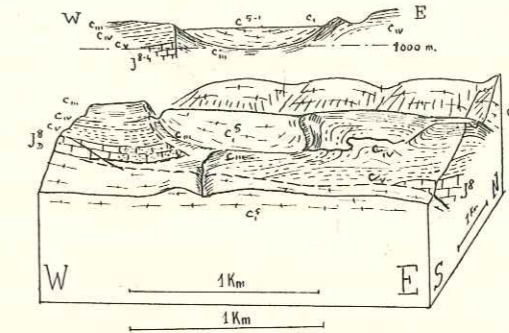


Fig. 184. — Abaissement d'axe de la Rivière.

Vu de S. 8° E., pente 1/4, et coupe est-ouest.

Notations générales. J_d, Jurassique supérieur dolomitique.

Un abaissement très limité de l'axe, se faisant par faille à l'ouest, détermine la plaine suspendue de la Rivière.

rieur venant en contact avec le Cénomaniens ou le Crétacé supérieur, avec interposition, du moins aux rares points où l'observation est possible, de quelques marnes néocomiennes broyées (col de Bleine, d'après Boutakoff). Mentionnons pour mémoire le petit accident de Val de Roure (fig. 182, *h* et 186), où quelques failles ont permis la conservation, au bord de la masse chevauchante, de marnes valanginiennes.

Au sud de cette crête, on trouve une colline de Crétacé supérieur, formant synclinal (fig. 182, *b*, *c*, *d*). Nos coupes montrent l'allure de ce synclinal, avec replis intermédiaires. Nous n'avons toutefois pas retrouvé les replis aigus signalés près du Mousteiret

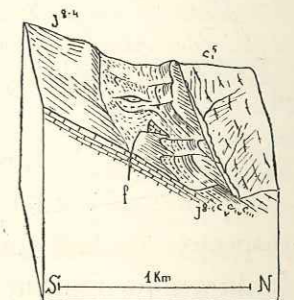


Fig. 185. — Faille au nord du Col de Bleine.

Vu de E. 4° S., pente 1/3.

La faille passe à une flexure dans le Néocomien.

⁽¹⁾ BOUTAKOFF (N.). — Étude stratigraphique et tectonique sur la région frontale de la nappe provençale du Cheiron (Louvain, 1930).

Pour cet auteur, l'Aptien et les terrains postérieurs appartiennent au substratum, dans lequel la nappe formée du Barrémien et des terrains antérieurs est venue s'encapuchonner, de telle façon que l'Aptien repose partout sur le Barrémien.

par Boutakoff. Il nous paraît vraisemblable que la répétition observée d'un banc déterminé doit être attribuée plutôt à une récurrence de faciès qu'à un phénomène tectonique.

Au sud de ce synclinal apparaît une nouvelle crête, qui prend naissance au Logis du Pin (e). La figure 187 en montre le détail : on observe au Logis du

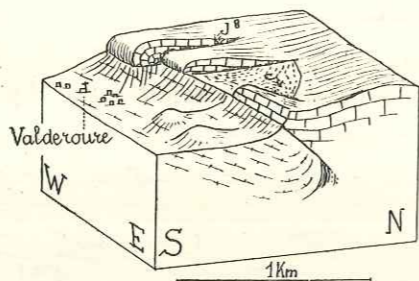


Fig. 186. — Accident de Valderoure.
Vu de E. 15° S., pente 1/4.

Quelques failles ont permis la conservation d'un lambeau valanginien sur la masse chevauchante.

Pin une terminaison périclinale tout à fait régulière, coupée à l'est par une faille. Une seconde faille détermine une crête barrémienne au milieu du Céno-

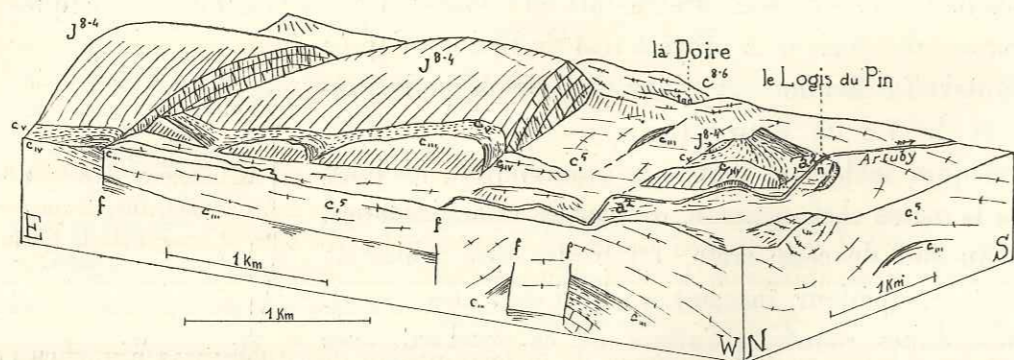


Fig. 187. — Terminaison de la crête méridionale du Cheiron au Logis du Pin.
Vue de N. 33° W., pente 1/4.

Une série de failles hachent la terminaison périclinale régulière.

manien, et une troisième fait surgir l'anticlinal jurassique rompu au sud. Enfin, une quatrième faille le décale au nord de Séranon et paraît correspondre à la faille orientale du coin effondré du versant nord de la Chens (p. 190).

Cet ensemble de failles rapproche très nettement cet anticlinal de Séranon des anticlinaux coupés que nous avons décrits plus à l'ouest.

Le chevauchement est nettement caractérisé au Baouroux au-dessus de Séranon, et surtout au Col Bas, au nord de Caille (fig. 182, i). On observe là la surface même du chevauchement, inclinée à 60° environ, et d'ailleurs assez peu rectiligne, avec des angles à la faveur desquels la bande de Néocomien broyé s'épaissit localement.

Tout près de Séranon, on observe l'enracinement périclinal d'un troisième chevauchement vers le sud, celui de l'Audibergue (fig. 188) ⁽¹⁾. Cet enracine-

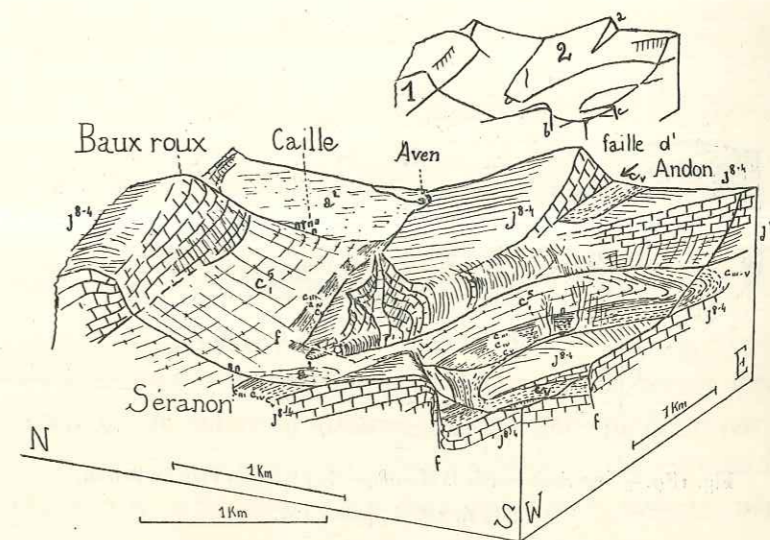


Fig. 188. — Enracinement du chevauchement de l'Audibergue.
Vu de W. 26° S., pente 1/3.

1, série du Baouroux, crête méridionale du Cheiron. 2, série de l'Audibergue, avec la faille d'Andon. Un ravin desséché, représentant un ancien écoulement de la plaine de Caille, donne une bonne coupe de la terminaison périclinale. Au premier plan, fin de la Montagne de la Chens, avec la faille de Rouaine (b) et celle de Valferrière (c).

ment se produit juste au nord de la terminaison des différentes branches en lesquelles se résout l'anticlinal de la Chens (p. 192). Il est lui-même haché par une petite faille à l'ouest de laquelle on ne trouve qu'un tout petit peu de Jurassique. Dès l'origine, le flanc sud de l'anticlinal est étiré, les calcaires jurassiques montrent une charnière très nette, mais le Néocomien manque.

⁽¹⁾ Cet enracinement, comme ceux de la crête du Baouroux et de la crête de Bleine, à la Batie, s'oppose à l'hypothèse des nappes du Cheiron et de l'Audibergue.

A trois ou quatre kilomètres de là (coupe *j*), la série jurassique est décollée dans son ensemble, jusqu'au Rhétien (voir fig. 223). Nous étudierons plus loin l'enracinement d'un quatrième chevauchement à Escagnolles.

Les trois crêtes dont nous avons décrit les enracinements à l'ouest se poursuivent vers l'est avec des caractères assez analogues. Les versants septentrionaux sont normaux; le Néocomien et le Cénomaniens, parfois le Sénonien-Turonien constituent des synclinaux, tous chevauchés au nord par la crête jurassique suivante. Une différence apparaît presque immédiatement entre l'Audibergue, très large et très étalé et les deux crêtes de Bleine et du Baouroux

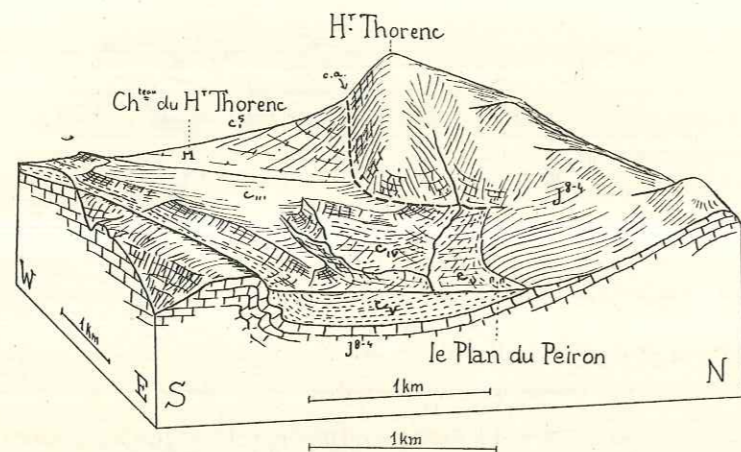


Fig. 189. — Enracinement de la Montagne de Bleine au Plan du Peiron.
Vu de E. 14° S., pente 1/4.

La moitié du synclinal néocomien du Plan du Peiron disparaît sous la série jurassique qui va constituer la crête de Bleine.

(fig. 182), beaucoup plus étroites. Cette différence géographique tient à une cause tectonique, la différence entre les deux chevauchements septentrionaux, correspondant à des ruptures plus ou moins obliques dans la masse du Jurassique, et le chevauchement de l'Audibergue, constitué par une série jurassique décollée et beaucoup plus voisin de l'horizontale.

La coupe *i*, figure 182, montre une faille au nord du Col Bas, près de la Ferrière. C'est un accident tout à fait local, comme la faille analogue qui accidente le flanc nord de la crête septentrionale, près de la Foux. En dehors de là, le synclinal de Thorenc ne présente aucune particularité notable jusqu'au delà du Haut-Thorenc. La figure 182 montre suffisamment son allure.

La crête de Bleine s'enracine juste à l'est du Château du Haut-Thorenc, au lieu dit «les Champs gelés» (fig. 189). La masse jurassique qui reposait sur

le Cénomaniens vient au contact du Barrémien qui occupe alors l'axe du synclinal, puis la surface du chevauchement va se perdre dans la masse jurassique, en laissant apparaître toute la série néocomienne de la partie septentrionale du synclinal (fig. 182, coupes *m* et *n*).

Le synclinal complet qui fait ainsi suite au synclinal chevauché de Thorenc ne se prolonge d'ailleurs pas longtemps. Le versant sud passe à une flexure

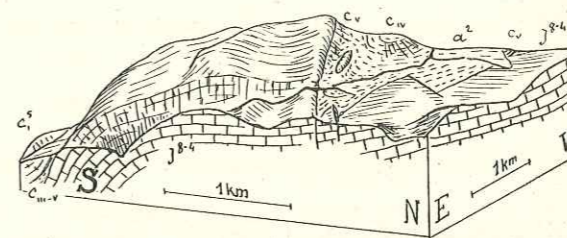


Fig. 190. — Failles du Plan du Peiron.
Vues de E. 25° N., pente 1/4.

Quelques failles hachent la fin du synclinal de Thorenc.

brusque, puis à une faille; d'autres failles apparaissent (fig. 190), l'axe se relève et le synclinal néocomien disparaît. Les deux crêtes forment alors ensemble une grande masse jurassique qui se relève pour former l'anticlinal du Cheiron proprement dit, qui conserve toujours, d'ailleurs, une forme légèrement bi-lobée (fig. 182, *o* à *t*). Un dernier lambeau crétacé, néocomien et

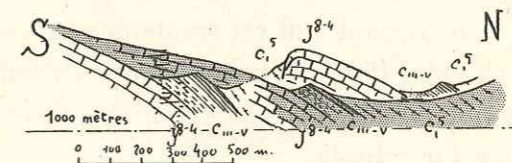


Fig. 191. — Terminaison de la faille d'Andon.

La coupe passe le long d'une faille nord-sud, à l'est de laquelle la faille d'Andon ne se prolonge pas. La coupe de la lèvre orientale est grisée.

cénomaniens, a été signalé par Boutakoff au puits de la Brasque, un kilomètre plus loin. La figure 190 montre d'ailleurs que l'anticlinal méridional du Baouroux cesse d'être rompu dans la même région.

Cette seconde crête est séparée de l'Audibergue par le synclinal crétacé de Gréolières, très continu, qui se poursuit de Séranon et Caille, où apparaît

l'Audibergue, jusqu'à Bézaudun en passant par Gréolières⁽¹⁾. Dès l'origine, comme le montre la figure 188, une faille est-ouest (faille d'Andon), longue de cinq kilomètres, détermine une bande crétacée au sud du synclinal principal (fig. 182, *i, j*); la figure 188 montre la façon dont la faille d'Andon s'atténue et disparaît à l'ouest; à l'est les choses se passent d'une façon un peu différente: la faille d'Andon est coupée par une faille subméridienne, dont la lèvre orientale présente un pendage régulier vers le nord. Par rapport à cette lèvre orientale, les deux moitiés de la lèvre occidentale, de part et d'autre de la faille d'Andon, ont joué en sens inverse (fig. 191, 192).

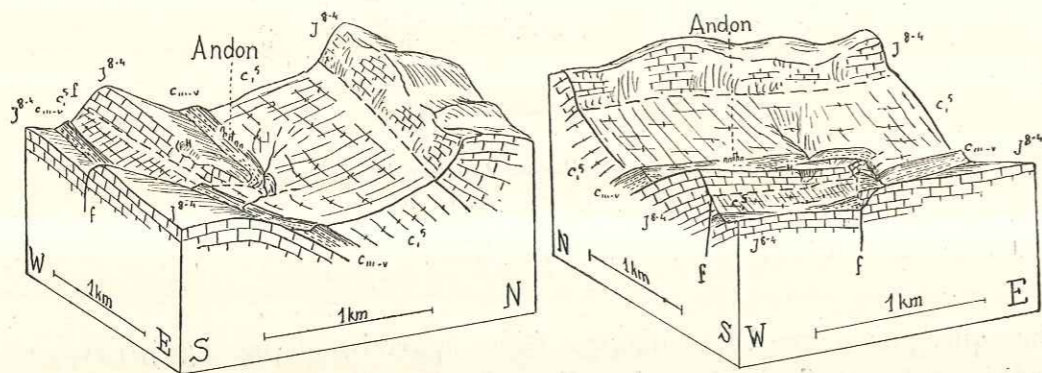


Fig. 192. — Environs d'Andon.
Vus de E. 29° S., pente 1/3 et vus de S. 29° W., pente 1/3.

La faille d'Andon (à l'ouest) est arrêtée par une faille nord-sud.

A l'est d'Andon, le synclinal de Gréolières se complique encore. A deux kilomètres à l'est d'Andon, le versant sud est accidenté par un groupe de failles, déterminant un coin effondré (fig. 193). Nous avons vu suffisamment d'exemples de tels accidents — que Guébard comparait au couvercle d'une tabatière — pour ne pas insister sur celui-là.

Plus curieux sont les pointements jurassiques, au nombre de trois, qui surgissent dans l'axe même du synclinal, qui devient extrêmement profond et accusé, et dont le versant septentrional cesse progressivement d'être chevauchant.

L'affleurement le plus occidental est l'écaille de la Haute-Vallette, qui appa-

⁽¹⁾ Dans l'hypothèse de Léon Bertrand, ce synclinal séparerait de la nappe du Cheiron la nappe plus élevée de l'Audibergue, dont la partie frontale s'encapuchonnerait dans le Crétacé de la nappe du Cheiron, comme plus au nord celle-ci dans le Crétacé autochtone. Notre description montre que le synclinal de Gréolières est un synclinal normal.

rait sur le versant nord (fig. 194) de la vallée. Dans sa partie orientale, elle montre une masse jurassique subhorizontale (fig. 182, *l*) avec le Néocomien normal au nord et en contact anormal avec le Cénomaniens au sud. Le Barré-

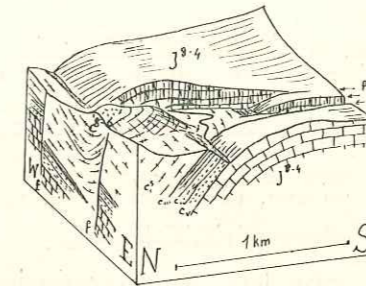


Fig. 193. — Goin affaissé d'Emplan.
Vu de W. 21° N., pente 1/3.

Un accident du flanc nord de l'Audibergue.

mien montre, à la terminaison est, une amorce de charnière, et enveloppe le Jurassique coupé carrément.

La terminaison ouest est différente: les couches, jusque-là normales, sont laminées à partir du ravin. On reconnaît encore le Néocomien réduit au dixième de son épaisseur, et le Jurassique réduit à trois ou quatre mètres. Cette lame

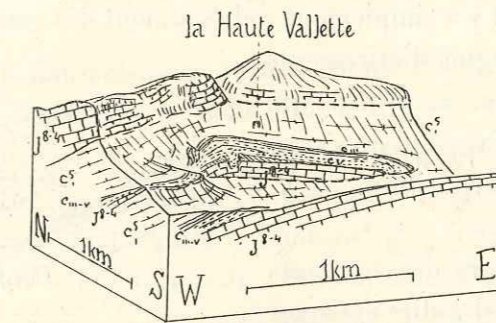


Fig. 194. — Écaille de la Haute-Vallette.
Vue de S. 27° W., pente 1/4.

A l'ouest, l'écaille s'étire complètement; à l'est elle s'enneie périclinalement. Au fond, crête du Baouroux, au premier plan, série de l'Audibergue.

étirée s'effile et disparaît ainsi vers l'ouest. Faut-il lui rattacher, ou considérer comme une masse d'éboulis, la butte qui apparaît au nord du coin effondré (fig. 193)? La réponse à cette question importe peu (fig. 182, *k*).

L'écaïlle suivante surgit en face de Basse-Vallette, sur la rive droite du Loup (fig. 182, m et 195). C'est une lame jurassique reposant au sud par un plan de faille très incliné (80°) sur le Cénomaniens.

Des étirements se sont produits également au nord, dans le Néocomien de cette écaïlle, qui se trouve en retard par rapport au Jurassique, lequel est donc isolé sous forme d'une lame peu épaisse, découpée perpendiculairement à la stratification.

Aux deux extrémités, distantes de onze cents mètres, cet accident se régularise et prend une allure périclinale nette.

En face de la terminaison occidentale, le Néocomien et le Jurassique du versant sud de la vallée sont très localement renversés au delà de la verticale.

Enfin, près des Fouques, le Jurassique réapparaît une troisième fois au milieu du synclinal crétacé, sous forme d'un anticlinal peu accusé, entamé sur une faible épaisseur par le Loup (fig. 196 et 182, n). Le Néocomien repose normalement

sur le Jurassique, sauf à l'est, où l'on observe un petit laminage du côté sud. Au nord de ces deux derniers affleurements, la crête qui borde le synclinal ne le chevauche pas. Il y a simplement redressement des couches à la verticale, fréquemment accompagné d'étirements du Néocomien (fig. 182, m, n) mais qui n'empêchent pas de s'assurer du caractère normal de la superposition.

Nous avons vu ailleurs des accidents analogues à ceux-ci, c'est-à-dire amenant une lame de calcaire jurassique dur à traverser les terrains meubles du Crétacé. Citons les rochers de Cuébris, de Gars et de Briançonnet. Ici, bien que surgissant au milieu d'un synclinal, ces accidents dérivent d'anticlinaux, comme en témoignent d'une façon très nette leurs extrémités non rompues.

Ces accidents ne s'observent que là où le chevauchement de l'anticlinal septentrional sur le synclinal disparaît. Or, ce chevauchement permet à la compression tangentielle de s'exercer facilement. Lorsqu'il n'a pas lieu, cette

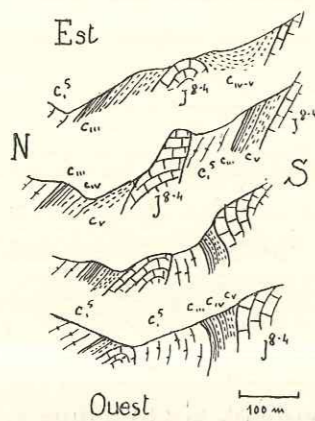


Fig. 195.
Écaïlle de Basse Vallette.

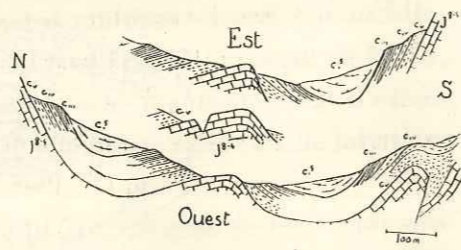


Fig. 196.
Pointement jurassique de Fouques.

compression doit donner lieu à des tensions très fortes, qui resserrent le synclinal jusqu'à rendre ses flancs presque parallèles.

Dans ce mouvement, le Crétacé meuble cède facilement, et permet au Jurassique de prendre une courbure de faible rayon. Ceci entraînerait pour le Jurassique supérieur un raccourcissement prohibitif, aussi n'y a-t-il rien d'étonnant à ce que ce niveau, particulièrement dur, se soit gondolé ou brisé dans le fond du synclinal.

Effectivement, nous avons à faire, dans cette partie de la vallée du Loup, à un synclinal profond, vidé par l'érosion de son contenu meuble sur une hauteur assez considérable, et dont les accidents voisins du fond nous deviennent ainsi perceptibles.

L'écaïlle de Haute-Vallette, la plus occidentale, a un caractère un peu différent des autres, principalement à son extrémité ouest. Nous avons vu que cette extrémité est laminée et s'effile progressivement. Ceci doit correspondre au fait qu'en ce point le chevauchement est nettement accusé au nord du synclinal. L'écaïlle a dû se former comme les précédentes, sous forme d'une ride anticlinale rompue au fond du synclinal, mais quand le chevauchement de la série de Thorenc s'est produit, il a entraîné la partie occidentale de l'écaïlle pour la laminer.

En passant de là au chevauchement de l'Audibergue, nous trouvons une nouvelle illustration du fait que, bien souvent, le chevauchement de la série décollée permet à la compression tangentielle de s'exercer sans causer d'autres dérangements.

D'Escagnolles à Caussols, sur quinze kilomètres de longueur, la série de l'Audibergue, décollée à sa base, mais dont le Rhétien n'est qu'exceptionnellement visible, repose sur le Cénomaniens. La barre qui en résulte se poursuit parfaitement régulière, simplement coupée par l'érosion du vallon de Nans-col de la Sine (route de Saint-Vallier à Thorenc) [fig. 182, j à q], et le Crétacé sous-jacent est tout à fait tranquille. Peu de chevauchements donnent une telle impression de constance et de régularité. Ce n'est que dans la région de Caussols qu'apparaissent quelques complications : à l'est de Saint-Lambert, de petites buttes existent en avant de la falaise qui marque le front de la masse chevauchante : on y reconnaît facilement des restes de flanc inverse, ou de charnière (coupe o)⁽¹⁾. On peut rapprocher ces buttes de celle que nous décrivons au nord de Gourdon (p. 275).

(1) GUÉBHARD (A.). — Accidents frontaux de la barre de Caussols (*B. S. G. F.*, 3, XXVII, 1899, p. 253).

Vers l'est, comme le montre la figure 197, la série chevauchante se complète par l'apparition d'une charnière frontale (cote 1256), qui vient reposer directement sur le Jurassique du substratum.

Un peu plus loin, la vallée du Loup donne une coupe profonde de tout cet ensemble. On voit la charnière synclinale, séparée de la partie anticlinale par un pli faille, amorce du chevauchement. Sur la rive gauche du Loup, cet accident ne se manifeste plus que par un repli insignifiant (fig. 232).

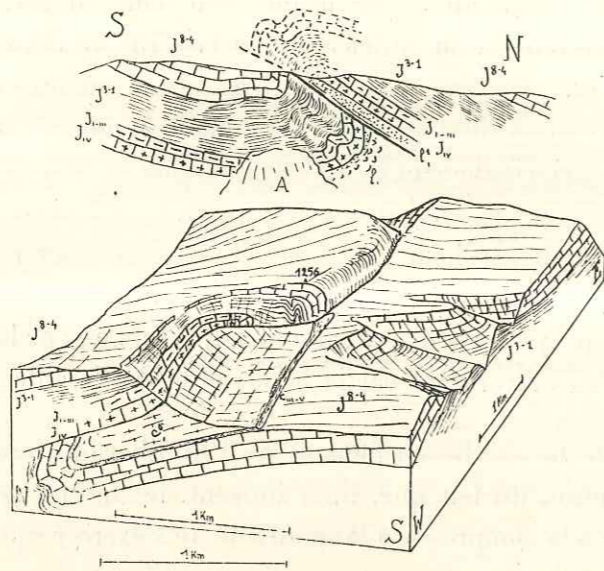


Fig. 197. — Terminaison orientale du chevauchement de l'Audibergue.

Vue de W. 15° S., pente 1/3, et coupe montrant l'allure de l'accident sur la rive droite du Loup.

La série chevauchante se complète par une charnière frontale; le Crétacé disparaît dans le synclinal intermédiaire. Un peu plus loin, la coupe profonde de la vallée du Loup montre la charnière synclinale, séparée par un pli-faille limité de la partie anticlinale.

Revenons au versant nord du Cheiron. En face du point où cesse le chevauchement de la crête de Bleine, on le voit se redresser à la verticale, ou même au delà. Il a ainsi donné prise à l'érosion, qui l'a entamé assez profondément, en particulier jusqu'au Trias à Vegay (fig. 182, p). La série n'en reste pas moins toujours continue, en particulier pour le Néocomien et le Crétacé en général.

A l'est de Vegay, le pendage s'atténue rapidement et jusqu'au voisinage de Gillette, la série qui constitue le versant nord du Cheiron reste tout à fait régu-

lière; le Turonien spécialement dur dessine une crête très constante au nord de Conségudes et des Ferres⁽¹⁾.

Les coupes p, q, r, s, de la figure 182 montrent suffisamment l'allure du Cheiron dans sa partie la plus haute.

Dans le synclinal qui le longe au sud, le vieux village de Gréolières est construit sur une masse de Jurassique supérieur, mais cette masse est formée de blocs éboulés reposant sur le Crétacé supérieur.

En face de Gréolières, un accident secondaire affecte le flanc sud du synclinal, à l'endroit où le Loup se dirige vers le sud. Une faille est-ouest amène le Trias et la base du Jurassique au contact du Crétacé du synclinal sur une petite longueur (fig. 198). De part et d'autres, un certain nombre de failles font la

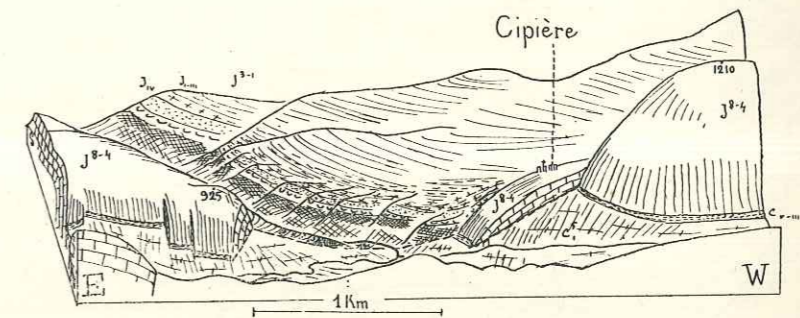


Fig. 198. — Cipières et la vallée du Loup.

Vus de N. 6° E., pente 1/3.

Un certain nombre de failles accidentent le bord sud du synclinal de Gréolières. L'une de ces failles, est-ouest, amène au contact du Cénomaniens du synclinal le Trias d'un anticlinal subméri-dien dont la vallée du Loup suit l'axe.

transition avec le régime normal. A l'ouest une seconde faille parallèle à la première délimite un voussoir jurassique qui porte le village de Cipières et sépare ce voussoir de la partie normale du flanc synclinal (cote 1210). A l'est, un groupe de failles perpendiculaires à la première hachent le flanc normal

⁽¹⁾ Pour Léon Bertrand, le versant nord du Cheiron est une tête plongeante de nappe. La boutonnière anticlinale de Vegay devient alors une charnière frontale.

A l'est de Vegay, Léon Bertrand considère le contact anormal comme évident, par suite d'une interprétation stratigraphique différente de la nôtre. Cet auteur rapporte au Sénonien les marnes que nous considérons comme cénomaniennes, et fait de la barre turonienne un anticlinal autochtone jailli par suite de l'encapuchonnement de la nappe du Cheiron. En fait, les conditions locales se prêtent bien à l'observation et dans toute cette région nous avons pu nous assurer de la continuité stratigraphique de la série crétacée, telle que nous l'avons interprétée.

(cote 925). Le contact n'est donc anormal que sur une distance d'un kilomètre; de part et d'autre, on retrouve au contact normal du Jurassique supérieur, le Néocomien (très peu épais) et le Cénomaniens⁽¹⁾.

Immédiatement à l'est, toute une série de failles affectent le synclinal jusqu'à Courségoules (fig. 199). Ces failles sont principalement longitudinales (est-ouest). Au sud de l'axe du synclinal apparaît un coin jurassique déterminé en premier lieu par la faille qui longe son bord sud. Mais sa terminaison occidentale est également faillée du côté nord. Le reste de ce bord nord est normal,

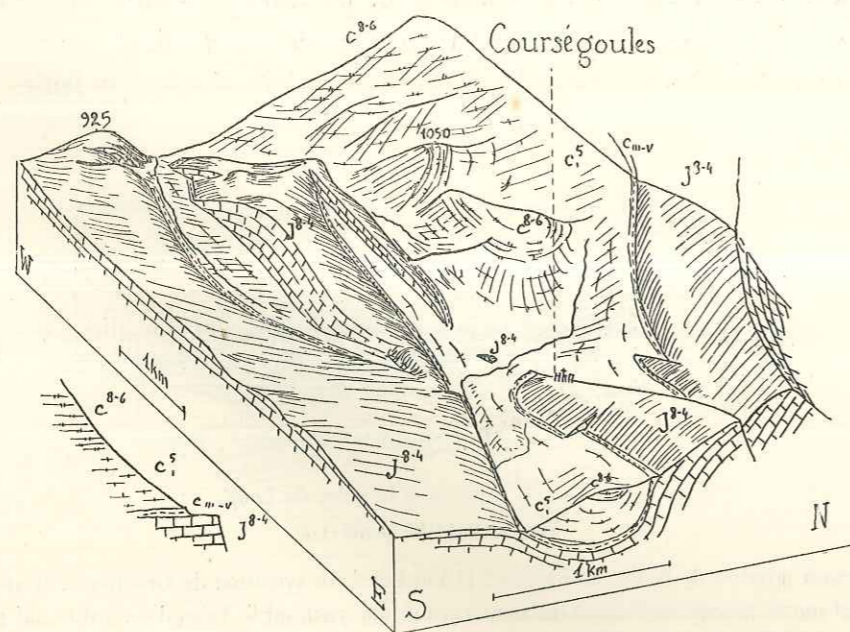


Fig. 199. — Failles de Courségoules.
Vues de E. 20° S., pente 1/3.

Une série de failles longitudinales déterminent la saillie à l'ouest de Courségoules de crêtes jurassiques au milieu du synclinal.

mais une seconde faille à regard sud divise en deux la masse jurassique. Tandis que la branche nord s'ennoie, la branche sud se rattache à la masse du plateau situé au sud, la faille passant à une flexure qui s'annule rapidement.

Une autre faille détermine, au nord du synclinal, l'arête jurassique qui porte

⁽¹⁾ Dans l'hypothèse d'une nappe de l'Audibergue, celle-ci comprend le Trias de la vallée du Loup, qui vient au contact du Crétacé de la nappe inférieure du Cheiron. L'accident que nous venons de décrire est donc considéré comme la base de la nappe. Mais sur tout le reste de la longueur du synclinal de Gréolières, il n'y a aucune autre trace de ce contact anormal.

le village de Courségoules. Toutes ces failles sont très nettement verticales et ressemblent à celle d'Andon. Les deux flancs du synclinal sont, entre les failles normaux et non étirés.

Au sud de cette région, à Vescagne, un petit anticlinal apparaît au milieu du plateau jurassique, largement éventré jusqu'au Trias par la vallée de la Cagne, qui coule de Courségoules vers Saint-Jeannet et Vence. Les coupes *t*, *u*, *v*, *w*, de la figure 182, montrent suffisamment son allure⁽¹⁾. Il apparaît très progressivement à l'ouest, puis son flanc sud se redresse et s'étire, et l'Infralias vient au contact des bancs lités callovo-oxfordiens, plissotés (*v*). Plus à l'est, l'accident se réduit à une simple flexure, qui aboutit au-dessus du Broc.

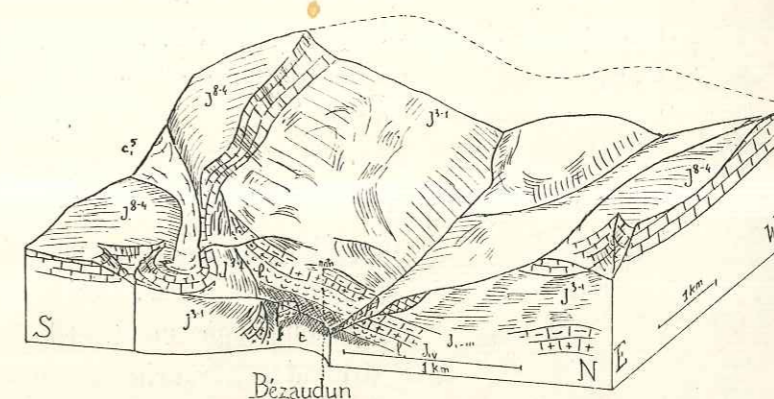


Fig. 200. — Rupture de l'anticlinal du Cheiron à Bézaudun.
Vue de E. 17° N., pente 1/4.

La rive droite du ravin est supposée enlevée. A gauche, fin du synclinal de Gréolières. Le flanc inverse de l'anticlinal est étiré, avec une traînée d'Infralias.

Une faille de décrochement, suivant à peu près l'axe du ravin à l'est de Bézaudun, fait buter contre le flanc inverse redressé une série subhorizontale, sur la tranche de laquelle le Trias de la vallée du Bouyon paraît refluer. L'extrémité de cette série subhorizontale apparaît sur la rive gauche du ravin, avec la faille *f*. Au nord de la vallée du Bouyon, en face de Bézaudun, un bloc de Jurassique supérieur a glissé sur le versant.

Nous avons dit que l'anticlinal du Cheiron, normal dans sa partie centrale, est rompu et affecté de chevauchements vers le sud, à ses deux extrémités, aussi bien à l'ouest où nous avons vu les longues crêtes rectilignes en lesquelles il se résout chevaucher vers le sud, qu'à l'est où nous allons voir apparaître

⁽¹⁾ Coupes et carte détaillée dans : JEANGARD (P.). — Note sur l'affleurement carbonneux de Vescagne (*B. S. G. F.*, 4, II, p. 933, 1902) [il s'agit de lits carbonneux à la limite du Trias et de l'Infralias].

une flexure importante, qui passe ensuite à un chevauchement. Cette région tire un caractère spécial du voisinage du Var et de la mer : la proximité du

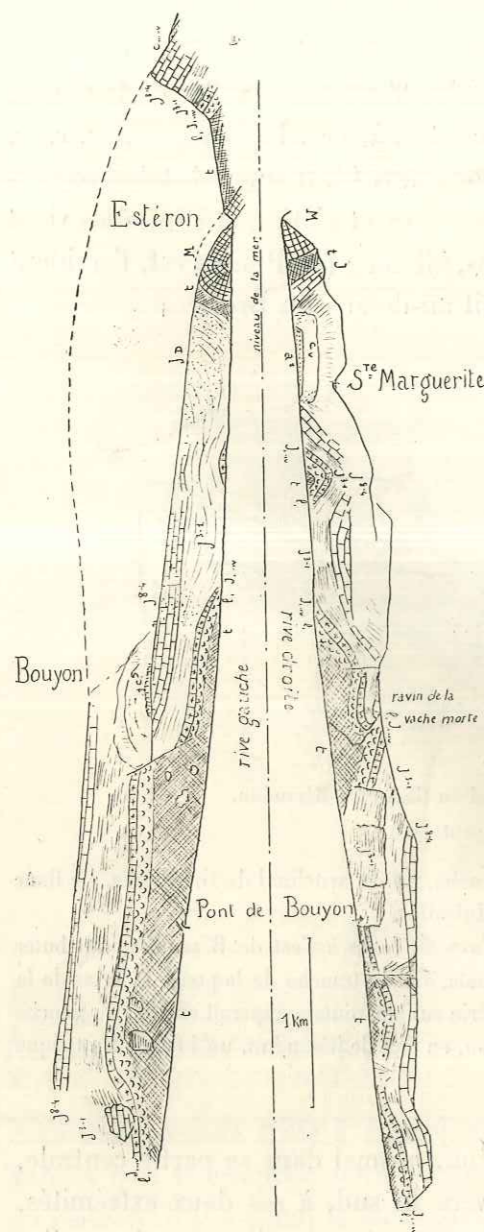


Fig. 201. — Les deux rives du torrent de Bouyon.

Remarquer les glissements ou affaissements.

pression de refluer sur la tranche des bancs de la rive droite.

La figure 201 montre les deux versants de la vallée, et souligne bien leur

niveau de base a entraîné une érosion extrêmement rapide par les cours d'eau, si rapide que l'érosion normale des versants s'est souvent trouvée en retard par rapport à celle des thalwegs et que des éboulements ou des glissements très importants ont ainsi pu se produire.

C'est à Bézaudun que l'on observe la première rupture de l'anticlinal du Cheiron (fig. 182, u et fig. 200). En approchant du village en venant de Courségoules, on voit le synclinal crétacé de Gréolières se réduire à cent mètres de large, et enfin disparaître complètement. Le flanc méridional du Cheiron se redresse, s'étire et se renverse même légèrement, et le flanc septentrional le chevauche par son Infracrias, qui repose sur l'Argovien fossilifère. Les figures montrent bien que la rupture se produit tout à fait au sud de l'anticlinal.

Ce régime ne se prolonge guère; une faille de décrochement qui passe à peu près dans l'axe du ravin, à l'est de Bézaudun, fait buter les bancs jurassiques retroussés contre un plateau subhorizontal. La coupe v montre l'allure à l'est de cette faille : la rupture de l'anticlinal ne se traduit plus que par la dénivellation entre ses deux flancs qui constituent les deux rives de la vallée du Bouyon. Le Trias donne l'im-

dissymétrie. Coulant dans le Trias avec une pente de 15 p. 100, le torrent exerce une érosion intense; toutes les conditions se trouvent réunies pour provoquer des glissements sur les versants. Effectivement, ceux-ci montrent d'innombrables coulées de boues gypseuses, des glissements avec crevasses, etc. Mais on observe également d'importants glissements qui affectent les calcaires; en particulier un immense pan jurassique a glissé sur la rive droite au pont de Bouyon et plus en aval; juste en amont du pont, on retrouve le Trias sur la rive droite, à l'extrémité de cette masse.

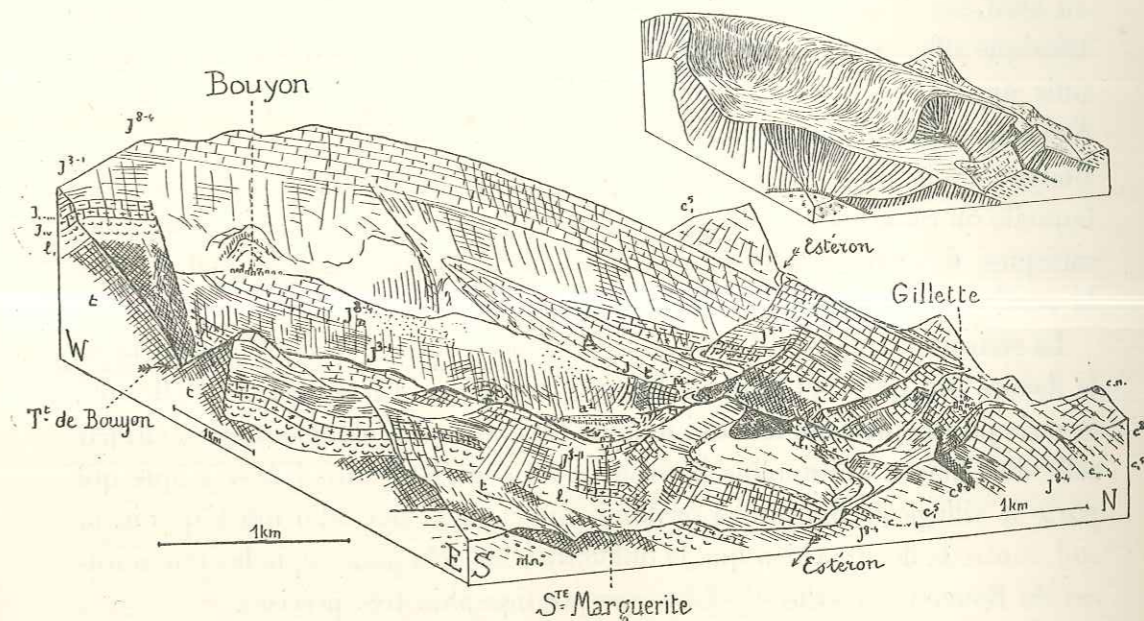


Fig. 202. — Région de Gillette à Bouyon.

Vue de E. 22° S., pente 1/4, base au niveau de la mer; avec schéma tectonique.

Dans l'angle sud-est, les marnes nummulitiques autochtones, sur lesquelles se fait le chevauchement de Caussols. Au fond, la flexure de Bouyon, qui passe à l'anticlinal de Muschelkalk de la vallée de l'Estéron. Cet anticlinal se rompt et passe à un chevauchement, lui-même coupé par la faille de décrochement de Gillette. La région située plus au sud est simplement ondulée.

A partir de Bouyon, le torrent ne suit plus l'axe de la flexure : celle-ci passe sur la rive gauche juste au nord du village de Bouyon. Celui-ci est construit sur le Jurassique supérieur, au nord duquel on trouve une petite cuvette cénomane (fig. 182, w). On observe quelques bancs jurassiques très redressés qui matérialisent la flexure. Au sud-ouest, la partie déprimée qui porte le village de Bouyon est limitée par une faille (fig. 201 et 202); au nord-est, la flexure disparaît sous un immense cône de déjection (fig. 202).

Sur la rive droite du Bouyon, le ravin de la Vache Morte est marqué par un petit chevauchement vers le nord, qui amène le Rhétien sur le Jurassique, mais ne se prolonge aucunement vers l'est. On peut contourner le Rhétien et s'assurer que la série jurassique est entièrement normale plus à l'est⁽¹⁾.

Peu en aval, une faille dénivelle un peu le Jurassique. Elle ne prolonge pas exactement celle qui passe au sud-ouest de Bouyon, mais joue cependant un rôle analogue. Plus en aval, les coupes des deux rives sont les mêmes et la vallée ne correspond plus à aucun accident, la flexure de Bouyon passant plus au nord, sur la rive gauche. Le torrent coupe un petit anticlinal dont le noyau triasique affleure sur la rive droite — anticlinal qui ne se prolonge nulle part — puis une cuvette synclinale, à peu près aussi large que longue, formée de Néocomien (sur lequel repose une épaisse terrasse d'alluvions anciennes). Le Bouyon s'échappe de cette cuvette en coupant une série très redressée, dans laquelle on reconnaît des calcaires jurassiques très incomplets, d'ailleurs dolomitiques, des gypses triasiques et le Muschelkalk, au milieu duquel se place le confluent du Bouyon et de l'Estéron.

La série Jurassique-Trias redressée n'est autre chose que le prolongement de la flexure qui passe au nord de Bouyon (fig. 202). Au nord de cette flexure, la série jurassique complète qui domine l'Estéron se prolonge directement par celle du Cheiron qui domine Bouyon. Au sud de la flexure, le Jurassique qui porte le village de Bouyon se prolonge directement par celui qui s'appuie au sud contre la flexure (bien que la dolomitisation très poussée de la crête nord-est de Bouyon empêche d'y faire une stratigraphie très précise).

Nous avons donc vu, à Bézaudun, une rupture avec un léger chevauchement apparaît au sud de l'anticlinal du Cheiron. Ce chevauchement passe presque immédiatement à une dénivellation dont l'érosion ne permet pas d'étudier la forme exacte, mais qui passe à la flexure de Bouyon. Cette flexure qui sépare la série très continue du Cheiron, au nord, d'une région assez ondulée au sud, passe, peu à l'est du confluent du Bouyon et de l'Estéron, à un chevauchement franc. On a vu le Jurassique extrêmement étiré au contact du Trias. Peu après,

⁽¹⁾ La limite entre les nappes du Cheiron et de l'Audibergue suivrait le synclinal de Gréolières, la vallée du Bouyon et le ravin de la Vache Morte. Les blocs jurassiques glissés sur la rive gauche de la vallée, au nord-est de Bézaudun, sont alors interprétés comme des lambeaux étirés jalonnant la rapide flexure de la nappe du Cheiron, qui passerait sous le Trias du Bouyon.

Notre description montre qu'il n'est pas possible de trouver un contact anormal longeant le synclinal de Gréolières et rejoignant la vallée du Bouyon, que dans celle-ci les lambeaux jurassiques anormaux sont glissés, et que l'accident de la Vache Morte ne se prolonge pas à l'est.

celui-ci revient sur les bancs jurassiques (coupe *y*), comme toujours sans que le Muschelkalk participe à ce mouvement, et on observe le chevauchement par décollement de toute la série jurassique. Mais ce chevauchement ne se poursuit que sur un kilomètre environ et, tout près du village de Gillette, une grande faille subméridienne vient couper toute la série chevauchante.

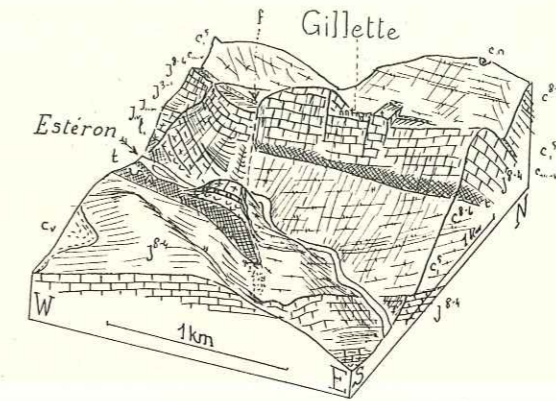


Fig. 203. — La faille de Gillette.

Vue de S. 20° E., pente 1/2, base au niveau de la mer.

Vue à peu près cylindrique de la faille, de part et d'autre de laquelle le chevauchement est très différent. A l'ouest, la série chevauchante comprend tout le Jurassique, et le chevauchement se fait sur le sommet du Jurassique. A l'est, au contraire, le chevauchement se fait sur une grande épaisseur de Crétacé supérieur, et ne comprend que le Jurassique supérieur.

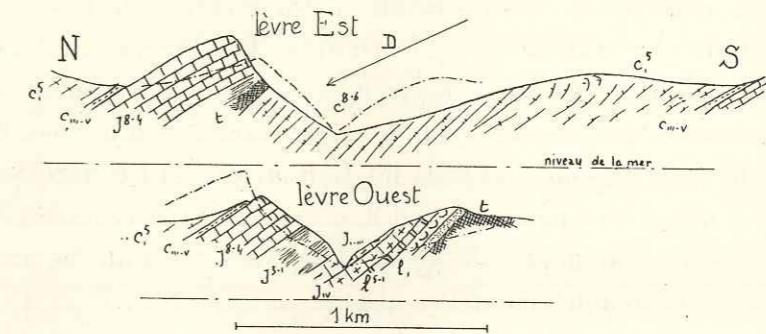


Fig. 204. — Les deux lèvres de la faille de Gillette.

D, direction des proiettantes de la figure 203.

Cette faille apparaît sur la figure 202 et le schéma correspondant; la figure 203 est vue à peu près dans son axe; la figure 204 donne la coupe de ses deux lèvres; la faille sépare les coupes *y* et *z* de la figure 182. Enfin, la figure 205 montre qu'à l'est de la première, de nombreuses petites failles

en touches de piano hachent la série de Gilette. Mais seule la première de ces failles a de l'importance.

Cette faille n'affecte pas, ou à peine, le Jurassique du substratum. Elle limite au contraire le Crétacé de ce substratum très développé à l'est, inexistant à l'ouest. Elle coupe la série jurassique chevauchante qui est complète à l'ouest, très laminée à l'est, où elle se réduit pratiquement au Trias et au Jurassique supérieur. Enfin, elle dénivelé celui-ci de deux cents mètres.

Quelle est la signification et l'origine tectonique de cette faille? Elle ne résulte évidemment pas d'un simple affaissement, mais représente une faille de décrochement, c'est-à-dire une surface de rupture verticale dont les deux lèvres ont pu se plisser différemment.

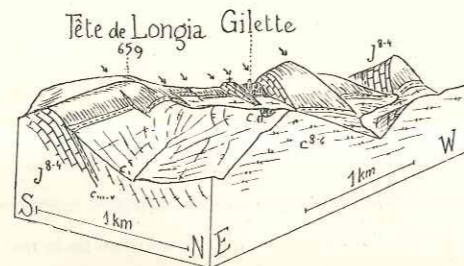


Fig. 205. — Petites failles autour de Gilette.
Vues de E. 35° N., pente 1/3, base au niveau de la mer.

La dernière faille à droite est la grande faille de décrochement; c.n. calcaire nummulitique.

Puisqu'elle n'affecte pas le substratum, il est évident que le Crétacé était complet avant le chevauchement, à l'ouest aussi bien qu'à l'est. A l'ouest, le chevauchement s'est donc produit en profondeur sous la couverture meuble. A l'est au contraire, le chevauchement a pris le caractère d'une écaïlle fichée dans cette couverture meuble, comme les Concias ou les Rochers de Gars et Briançonnet. Comme souvent en pareil cas, la base de la série est laminée, bien que le contact soit injecté de gypse. Plus à l'est, d'ailleurs, la série se lamine encore plus complètement⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Les deux séries en lesquelles est divisé, par la flexure de Bouyon, puis le chevauchement de Gilette, l'anticlinal du Cheiron sont interprétées, dans l'hypothèse d'une nappe du Cheiron, comme deux digitations plongeantes. La cuvette néocomienne que traverse le Bouyon avant son confluent avait d'ailleurs été figurée par Zurcher en Trias, ce qui modifie l'interprétation de la région.

L'allure anticlinale du Muschelkalk et celle de la flexure de Bouyon s'opposent à l'hypothèse d'une tête anticlinale plongeante, mais surtout, le Jurassique plonge normalement, aussi bien à Gilette que sur le versant nord du Cheiron, sous le Crétacé situé plus au nord.

Il nous reste à suivre jusqu'au Var cette série. Il convient d'abord — anticipant sur ce que nous verrons plus loin — d'indiquer que la région située au sud de la flexure de Bouyon et du chevauchement de Gilette est elle-même bordée au sud par un chevauchement qui fait reposer son Trias sur des marnes nummulitiques (fig. 202). Cette ligne de contact anormal se poursuit depuis Escragnolles sur une longueur de quarante kilomètres. Elle disparaît sous le confluent du Var et de l'Estéron.

D'autre part, la série chevauchante du Vial vient passer dans la même région. On a vu que le Var la coupe obliquement, si bien que ses derniers éléments sur la rive droite sont à un kilomètre environ au sud de Bonson. Mais elle se poursuit sur la rive gauche.

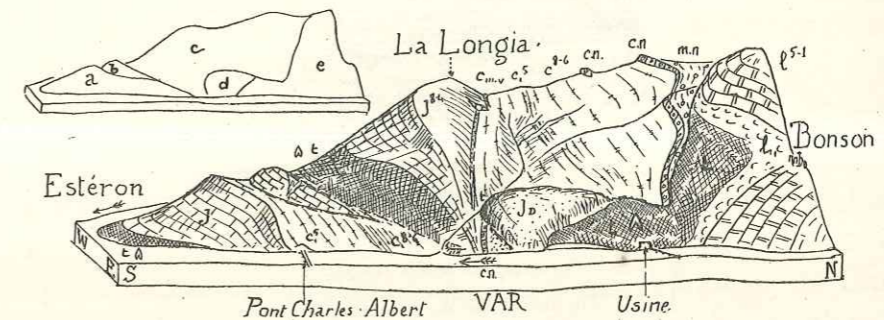


Fig. 206. — Le promontoir entre Var et Estéron.
Vu de E. 14° S., pente 1/5, base au niveau de la mer.

Le diagramme indique les unités tectoniques : a, série chevauchante de Caussols; b, une petite écaïlle en position normale; c, série chevauchante de Gilette dont le Jurassique se lamine fortement; e, série du Vial avec une masse jurassique formant flanc inverse en d.

Ceci dit, les figures 206 et 207 montrent la région comprise entre le Var et l'Estéron, dans laquelle viennent converger ces différentes séries. a désigne le substratum du chevauchement de Gilette. Le laminage du Jurassique, qui ne laisse subsister le long du Var que le Trias et le Jurassique supérieur, indique le voisinage du contact anormal suivant lequel cette série elle-même est chevauchante. En b, on observe une petite écaïlle jurassique à la base de la série de Gilette. Ce n'est pas un flanc inverse, un petit lambeau crétacé reposant au nord-est sur le Jurassique qui est donc en position normale.

La série de Gilette (c) est extrêmement laminée; le gypse triasique prend un grand développement, le Jurassique est réduit à presque rien, et une lame de calcaire nummulitique vient presque à son contact, au bord du Var.

La cause de ce laminage est facile à trouver : c'est la série du Vial (*e*), qui vient écraser les séries inférieures. Elle comprend d'ailleurs à sa base une masse de Jurassique supérieur dolomitique (*d*), qui joue un rôle de flanc inverse analogue à celui signalé à propos du Vial, page 238, mais est emballé ici dans le Trias et non pas dans les marnes crétacées.

Les deux chevauchements méridionaux jouent donc un rôle subordonné par rapport à celui du Vial, qui lamine les deux séries à la fois, et peut sans doute être considéré comme l'origine même du chevauchement de Gillette⁽¹⁾.

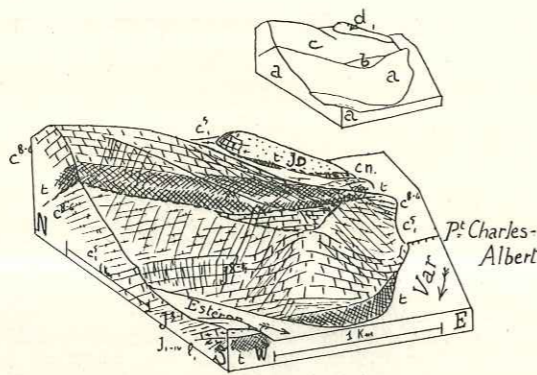


Fig. 207. — Mêmes région.
Vue de S. 25° W., pente 1/3.

Les lettres du diagramme ont la même signification que pour la figure précédente.

Le chevauchement du Vial se fait, comme plus au nord, sur le Crétacé supérieur et le Nummulitique. La masse de Jurassique supérieur dolomitique jouant le rôle de flanc inverse est fichée ici dans le Trias et non dans les marnes crétacées comme plus au nord (p. 238). La série du Vial lamine à son approche les différents termes du substratum : série de Gillette, qui se réduit à une simple lame jurassique bordée de gypse triasique, et série de Caussols, également incomplète au bord de l'Estéron.

AU SUD DU CHEIRON ET DE L'AUDIBERGUE : STRATIGRAPHIE.

Nous venons de décrire l'ensemble du Cheiron et de l'Audibergue. Nous allons maintenant passer à la région plus méridionale qui s'étend de Fayence au Var.

Il y a peu de chose à ajouter aux indications stratigraphiques données pré-

⁽¹⁾ Voir, sur la coupe du Var et la région de Gillette : BERTRAND (Léon) et LANQUINE (A.). — Charriages pyrénéo-provençaux et mouvements alpins à l'ouest du Var. Compte rendu des collaborateurs, 1913 (Bull. Carte, t. XXIII, n° 136, p. 179, 1914).

cédemment : sur le dôme cristallin, avec synclinal de grès houiller, du Tanneron, on trouve le grès du Trias inférieur assez peu épais (cent mètres), le Muschelkalk, sous forme de calcaires gris, et le Keuper très épais, (trois cents mètres environ).

Le Keuper présente un ensemble de marnes rouges à gypse, de cargneules, de dolomies blanches. Nous sommes habitués à des affleurements de Trias en position tectonique telle qu'il est impossible d'y établir une stratigraphie. Ce n'est que le long du Tanneron que le Keuper se présente assez tranquille pour qu'on puisse y reconnaître l'allure régulière des dolomies blanches. Les bancs épais qu'elles constituent au sein des marnes à gypse apparaissent déjà près de Bargemon, mais elles sont spécialement nettes près du Bar : des éboulis sont en effet très fréquents sur les pentes, mais là ils manquent au sud du bombement anticlinal, et permettent de relever une coupe précise (fig. 212, p. 278).

Le Rhétien fossilifère présente son faciès classique de marnes et calcaires lumachelliques. On en trouve de beaux gisements, par exemple, en haut des pentes de la cuvette du Bar.

Sur le Rhétien repose une épaisseur assez considérable de dolomies blanches polyédriques, plus ou moins friables ou pulvérulentes, analogues à celles du Trias, et qu'on rapporte à l'Hettangien, seul terme représenté du Lias. Ces dolomies diffèrent assez sensiblement de celles qu'on rencontre d'une façon sporadique à tous les niveaux du Jurassique, d'abord par leur faciès, ensuite par leurs conditions de gisement. Elles constituent des niveaux continus, au lieu de se substituer d'une façon quelconque à des calcaires.

La masse du Jurassique calcaire qui repose sur l'Hettangien débute par le Bajocien, particulièrement dur et qui donne fréquemment une barre dans le paysage. Il est formé d'un calcaire à débris roulés jaunâtre bien reconnaissable.

Le Bathonien est plus marneux; il est même franchement argileux à Vallauris, un peu plus au sud. Ses bancs à pâte fine montrent fréquemment *Rhynchonella decorata*. On trouve plus haut des calcaires lités plus ou moins marneux qui représentent le Callovo-Oxfordien, l'Argovien, le Séquanien. Sur ces calcaires lités reposent les calcaires blancs du Jurassique supérieur, le terme le plus caractéristique de la série. Tous ces niveaux indifféremment peuvent être dolomitiques : au château Amic, près Grasse, c'est une dolomie à points noirs et blancs, poivre et sel, qui occupe la place du Bajocien. Au-dessus de la Marbrière, dans une masse dolomitique, on ne reconnaît plus Bajocien et Bathonien que grâce à de petites enclaves calcaires dont le faciès est conservé. Mais

ce sont les calcaires lités de la partie moyenne qui sont le plus fréquemment dolomités — environ une fois sur deux. Ce sont alors des dolomies plus ou moins ruiniformes, à patine noire. Les calcaires blancs sont moins atteints. C'est à leur niveau que les dolomies s'avancent le plus au nord, au sommet près de Castellane, par exemple, mais ici elles sont rares.

Il est possible de faire de ces masses calcaires une stratigraphie beaucoup plus détaillée⁽¹⁾. Malgré la rareté des fossiles, il a été possible de caractériser de nombreux niveaux, en partie grâce aux patientes recherches de Guébard. Mais ces fossiles ne peuvent rendre que peu de services en tectonique, car il est bien rare qu'on puisse les trouver au point où une question doit être tranchée.

D'autre part, dans une telle masse de calcaire, les différences de faciès sont fugaces et surtout, il peut se produire des variations latérales, des convergences entre couches différentes, sans parler de la dolomitisation qui complique les choses. Il n'est donc pas possible de caractériser le faciès de chaque étage à l'aide de quelques gisements fossilifères, pour le reconnaître ensuite partout : nous ne pouvons pas nous servir d'une échelle stratigraphique toute faite, établie une fois pour toutes, mais nous serons obligés de la vérifier et de la contrôler à chaque instant. Toutes les fois où la continuité d'un ensemble, la régularité de la stratification montrent qu'une série n'a pas été dérangée tectoniquement, on doit suivre sa coupe avec attention, en notant les variations de faciès par rapport aux coupes déjà connues. Inversement, la connaissance de multiples coupes permettra seule d'identifier un lambeau isolé, ou de reconnaître un dérangement tectonique.

Précisons ceci par quelques exemples : la série jurassique au sommet de laquelle est construit le village de Gourdon apparaît sur une vaste étendue. Ses bancs se voient bien, sur de grandes longueurs, au-dessus de la cuvette du Bar et dans les gorges du Loup, parfaitement réguliers et parallèles. La coupe elle-même est régulière et complète par rapport à ce qu'on connaît dans la région, à ceci près qu'au milieu de la série apparaît une dolomie dont le faciès rappelle, d'après Léon Bertrand, l'Hettangien. Il nous paraît plus logique d'admettre que ce n'est là qu'une apparence accidentelle des dolomies méso-

⁽¹⁾ KILIAN et GUÉBARD. — Étude paléontologique et stratigraphique du système jurassique dans les préalpes maritimes (*B. S. G. F.*, 4, II, p. 737, 1902).

LANQUINE. — Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales (*Bull. Carte*, n° 173 et 191, 1929 et 1935).

jurassiques que d'imaginer un redoublement tectonique qu'aucun argument probant ne vient confirmer.

Citons un autre cas : près de Mons, on trouve au milieu des calcaires blancs du Jurassique supérieur, en quelques points, des calcaires à débris jaunâtres identiques à ceux du Bajocien. Le fait nous a embarrassé jusqu'au moment où nous avons pu nous convaincre qu'il s'agissait bien de Jurassique supérieur. Et, à la réflexion, il n'y a rien là d'extraordinaire. La présence de calcaires à débris parmi les calcaires blancs est normale, et on sait tout ce qu'une coloration en jaune par des produits ferrugineux peut avoir d'accidentel.

En résumé, les grandes lignes de la stratigraphie que nous avons indiquées ci-dessus sont tout ce qu'on peut distinguer avec certitude dans tous les cas — à condition cependant de multiplier les observations. La distinction des étages pourra ensuite être plus ou moins poussée suivant les points.

On assiste à la disparition du Néocomien : très net, bien que mince, à Causols et à Escagnolles, il manque plus à l'est (bien que dans les mêmes unités tectoniques). Il semble que la partie inférieure du Valanginien prenne le faciès des calcaires blancs, qui sont surmontés par une lacune⁽¹⁾. Sur la surface, souvent corrodée, qui termine ces calcaires blancs, l'Hauterivien est transgressif. Le Barrémien glauconieux s'amincit beaucoup. On trouve quelques fossiles barrémiens dans les poches du Jurassique près de Gourdon ou près de Vence⁽²⁾, mais il n'y a plus de couche continue.

L'Albien glauconieux et très mince est classique à Escagnolles où il repose directement sur le Barrémien. A Gourdon, où il a fourni à Guébard une très belle faune étudiée par Jacob, il repose directement sur le Jurassique. Le Cénomaniens présente le même faciès que plus au nord.

A Vence, l'Éocène présente un faciès particulier, débutant par des couches continentales (Bartonien), sur lesquelles repose le Nummulitique⁽³⁾. Dans la vallée du Var, les marnes nummulitiques sont analogues à ce que nous avons vu plus au nord⁽⁴⁾.

⁽¹⁾ KILIAN et ZUCHER. — Notice sur la région d'Escagnolles (*B. S. G. F.*, 3, XXIII, p. 957, 1895).

⁽²⁾ GUÉBARD (A.) et JACOB (Ch.). — Note sur deux gisements à Brachiopodes dans le Barrémien des Alpes-Maritimes (*Ann. Soc. Lettres Sc. et Arts des A.-M.*, Nice, 1906, p. 85).

⁽³⁾ GUÉBARD. — Note sur les débuts de l'Éocène aux environs de Vence (*B. S. G. F.*, 4, II, p. 908, 1902).

⁽⁴⁾ BERTRAND (Léon). — Sur un nouveau gisement nummulitique des Alpes Maritimes (*C. R. S. G. F.*, n° 2, 1913, p. 14).

A l'est de Grasse, le Nummulitique est représenté par une série de minuscules affleurements, souvent pincés dans des contacts anormaux. Il s'agit de grès ou de conglomérats, parfois fossilifères.

On sait que les conglomérats de la Roque Esclapon (voir p. 168) sont oligocènes. D'autres conglomérats, enfin, sont miocènes. Dans ces conditions, il n'est évidemment pas facile de dater un affleurement isolé de conglomérats non fossilifères. De plus, il importe de remarquer que la majorité des affleurements de brèches miocènes figurés par Guébard sont en réalité des éboulis récents, et ne doivent pas être retenus. Il n'en reste pas moins que la découverte de gisements comme le Castéou d'Infer, large de quelques mètres et pincé entre des centaines de mètres de calcaires jurassiques montre la conscience et le soin avec lesquels Guébard avait exploré toute la région.

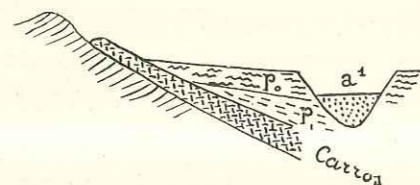


Fig. 208.

Schéma des formations post-miocènes de la vallée du Var.

Sur la brèche de Carros reposent les argiles plaisanciennes, *p*, et les conglomérats *p*. La vallée post-pliocène du Var est occupée par des alluvions *a*¹, épaisses de plus de soixante-dix mètres.

Villeneuve-Loubet. Elle est antérieure aux chevauchements, dans lesquels elle se trouve impliquée.

La vallée du Var montre tout un ensemble de formations récentes postérieures aux mouvements tectoniques (fig. 208). C'est d'abord la brèche de Carros, formation assez variable, brèche anguleuse à éléments jurassiques fortement cimentés par place passant ailleurs à des parties plus meubles et même à des grès (au nord du Broc). Cette formation est inclinée, mais semble s'être formée dans cette position⁽¹⁾.

Sur la brèche de Carros repose le Pliocène, comportant à la base des marnes

⁽¹⁾ Voir : GUÉBARDE. — Age pliocène de la brèche du Broc (A.-M.) (*B. S. G. F.*, 4, III, 1903, p. 667). Réfuté par ZURCHER. — Compte rendu des collaborateurs pour 1904, (*Bull. Carte*, n° 105, t. XVI, p. 138, 1905).

plaisanciennes, fossilifères, surmontées par les puissants conglomérats qui représentent un delta ancien du Var.

Sur ce delta, enfin, on trouve des alluvions quaternaires. En particulier, les alluvions anciennes du Var dépassent soixante-dix mètres d'épaisseur.

DU LOUP À ESCRAGNOLLES.

La région que nous allons décrire forme un plateau calcaire qui s'abaisse progressivement vers le sud. Il est coupé, un peu à l'est de Grasse, par la profonde vallée du Loup. Nous avons vu que le chevauchement de Caussols se poursuit d'Escragnolles au Var; la vallée du Loup en donne une très belle coupe. D'autres chevauchements lui succèdent vers le sud, à l'ouest de Grasse. La coupe du Loup autour du Bar est d'une telle importance pour la compréhension de la région que nous partirons de là pour décrire successivement les régions situées à l'ouest et à l'est du Loup.

La figure 209 donne la coupe de la rive droite du Loup, prise suivant les gorges et prolongée en ligne droite vers le sud. Cette coupe montre, autour du Bar, un bombement anticlinal, d'axe sud-ouest-nord-est. Cet anticlinal est éventré jusqu'au Muschelkalk⁽¹⁾, qui n'affleure qu'un peu à l'est du plan de la figure. Sur le Muschelkalk repose le Keuper avec ses bancs de dolomies largement éventrés. Le flanc sud de l'anticlinal du Bar constitue le plateau qui, accidenté par quelques failles⁽²⁾ se poursuit jusqu'à Antibes. Le flanc nord constitue les plateaux de Grasse à Gourdon; la série se poursuit très régulièrement au-dessus du Bar jusqu'à Gourdon et est creusée par les célèbres gorges du Loup. Elle comprend, sur le Jurassique supérieur de Gourdon, du Cénomaniens assez développé (le Miocène se cantonne sur la rive gauche). Le chevauchement de Caussols ramène sur le Cénomaniens de Gourdon une seconde série jurassique.

Juste au nord de Gourdon, le mamelon de la Colle Basse montre une masse

⁽¹⁾ Signalé dans : BERTRAND (Léon) et LANQUINE (A.). — Extension des duplicatures provençales sous la nappe du Cheiron à l'ouest de la vallée du Var (*C. R. Ac. Sc.*, t. 176, p. 399, 5 février 1923).

⁽²⁾ KAZMITCHEFF (A.). — Contribution à l'étude tectonique de la région de Cannes-Antibes (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, VIII, 1935).

de Jurassique supérieur très fracturé, mais où le pendage 45° N. est encore reconnaissable, et qui repose directement sur le Cénomanién. Il ne peut s'agir que d'un lambeau de flanc inverse. D'ailleurs, le front même de la masse charriée présente une charnière (fig. 209), qui contribue à donner l'impression que le chevauchement n'a pas dû s'avancer beaucoup au sud de Gourdon.

Le chevauchement lui-même est visible sur une longueur de quatre kilomètres. Il comprend à sa base, du côté amont, une grande masse de calcaire broyé (J μ de la coupe 209) paraissant provenir des différents niveaux du Jurassique (1). C'est évidemment un reste de flanc inverse.

Considérons maintenant la série chevauchante qui repose sur ces roches brisées. Comme il est fréquent, le Rhétien manque dans la partie frontale. Mais le fait le plus frappant est, en face de Courmes, un grand repli de toute la série, qui se relève à angle droit pour être coupée par une surface inclinée, sur laquelle repose la partie nord de la série.

Cet accident, repli passant à un pli-faille, n'est autre que l'amorce du chevauchement de l'Audibergue, que nous avons suivi ci-dessus depuis Séranon. Il se réduit, sur la rive gauche du Loup, à un simple repli sans faille. Il avait été bien figuré par Zurcher sur la première édition de la feuille de Nice (2).

(1) BERTRAND (Léon) et LANQUINE (A.). — Les grandes nappes provençales de l'Audibergue et du Cheiron (C. R. Ac. Sc., t. 176, p. 521, 19 février 1923).

(2) Les rapports entre les nappes du Cheiron et de l'Audibergue seraient ici les suivants : la nappe supérieure, de l'Audibergue, se poursuivrait sur la rive gauche du Loup. La série de

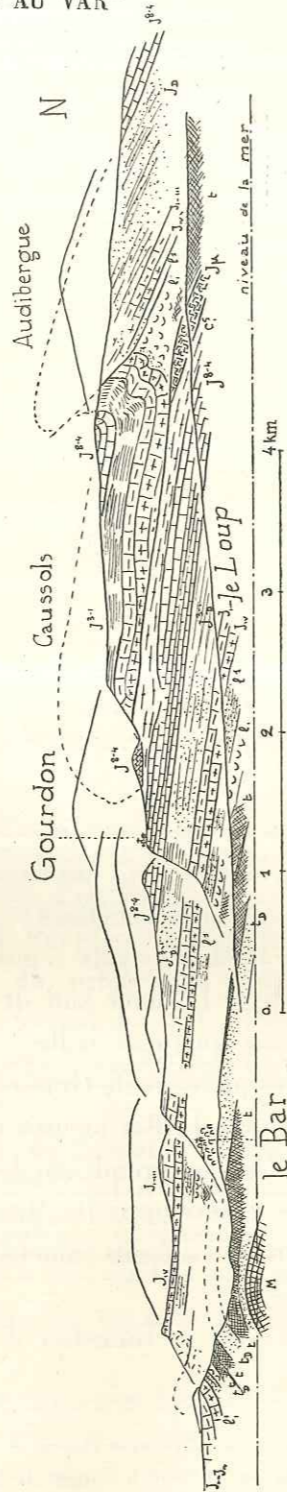


Fig. 209. — La rive droite du Loup.

Notations générales, avec tn, dolomies blanches du Trias supérieur; t, marnes à gypse; M, Muschelkalk; J μ , masse broyée de Jurassique du flanc inverse de la série de Caussols.

Plus en amont, la vallée du Loup reste dans le Trias jusqu'au synclinal de Gréolières. Elle semble bien suivre un accident nord-nord-ouest, car l'altitude du Trias ne correspond pas à l'altitude atteinte par les différents niveaux jurassiques sur les deux rives. D'ailleurs, nous avons vu qu'un système de failles amenait le Trias au contact du Cénomanién du synclinal de Gréolières.

Revenons maintenant sur la région de Gourdon et du Bar. A l'ouest de Gourdon, le Jurassique supérieur montre un petit repli, dont la figure 210 donne le détail. On remarquera en même temps, sur la coupe supérieure, une écaïlle jurassique perçant le Cénomanién sous le chevauchement de Caussols; la confusion avec les restes de flancs inverse n'est pas possible. Quant aux replis du Jurassique de Gourdon, on voit immédiatement leur peu d'importance.

A l'ouest du Bar, deux glissements se sont produits, amenant des blocs bajociens d'une centaine de mètres à descendre légèrement sur la pente. Nous donnons (fig. 211), un extrait du plan directeur, sur lequel ces glissements apparaissent très nettement.

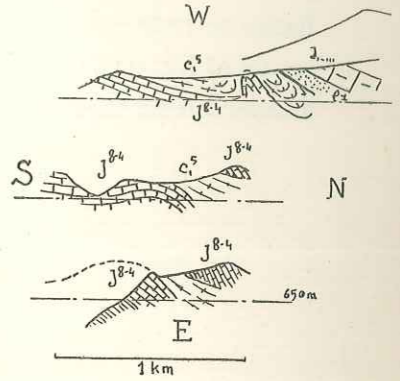


Fig. 210. — Replis de détail à l'ouest de Gourdon.

Les trois coupes passent respectivement à 1.100, 900 et 300 mètres de Gourdon.

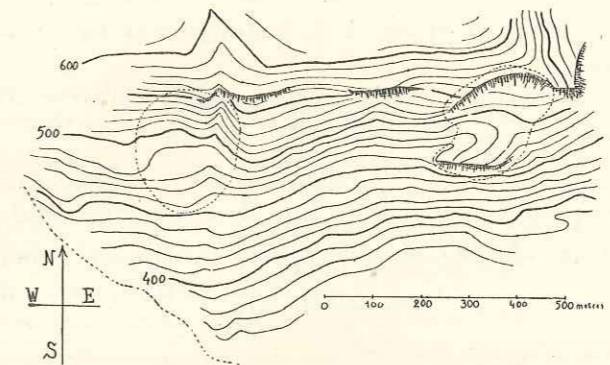


Fig. 211. — Lambeaux glissés au-dessus du Bar. (Extrait du plan directeur.)

La simple étude du relief montre deux glissements caractéristiques, que l'étude géologique confirme.

Caussols, considérée comme appartenant à la nappe du Cheiron, se lamènerait et serait représentée par la masse de Jurassique broyé, avant de disparaître sous le Miocène. La charnière synclinale ne permet pas d'accepter cette interprétation.

Revenons enfin sur l'anticlinal triasique du Bar. Au Pré du Lac, on constate une déformation assez caractéristique. Alors que la masse dolomitique principale forme une voûte très régulière, un banc épais de deux à trois mètres situé plus haut, au milieu des gypses, présente une allure plus complexe : les deux flancs se redressent et arrivent parallèles au Pré du Lac (fig. 212, deuxième coupe et fig. 213). Ceci tient évidemment aux propriétés du gypse, qui tend à donner un pli diapir⁽¹⁾.

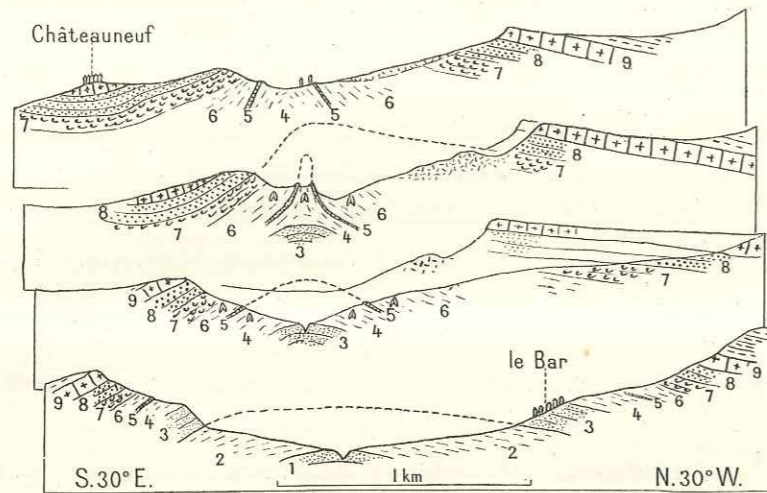


Fig. 212. — Coupes du Pré du Lac.

Les trois premières coupes sont espacées de six cents mètres, la dernière passe à treize cents mètres de la précédente :

1 à 6, Keuper : 1, 3, 5, dolomies blanches ; 2, 4, 6, marnes à gypse ; 7, Rhétien ; 8, Hettangien ; 9, Bajocien. (Fig. extraite des *C. R. S. G. F.*, 5 novembre 1934.)

La coupe du Loup nous montre donc une série régulière, sans aucun accident au sud du chevauchement de Caussols, à part l'anticlinal régulier du Bar. A peu de distance à l'ouest, on voit par contre apparaître des accidents nouveaux.

⁽¹⁾ Léon Bertrand (*C. R. Ac. Sc.*, t. 199, p. 679) donne de cet anticlinal une interprétation stratigraphique différente. Il rapporte à l'Hettangien les bancs dolomitiques que nous attribuons au Trias, et les considère comme doublés de Rhétien, que nous n'avons jamais observé. Chaque niveau dolomitique est donc considéré comme un redoublement tectonique, une duplicature poussée du sud au nord. Les accidents des environs de Grasse sépareraient d'autres duplicatures plus élevées ; en particulier, le contact anormal de la Marbrière se prolongerait vers l'est par les deux blocs glissés de Bajocien mentionnés ci-dessus, qui, dans cette hypothèse, seraient d'origine tectonique et en place, puis par une ligne passant au milieu de la série jurassique sous Gourdon, et qui serait jalonnée par un mince niveau hettangien. Nos observations nous ont montré la terminaison très nette vers l'est de l'accident de la Marbrière, comme le texte va l'indiquer.

C'est d'abord le chevauchement très court de la Marbrière, qui amène l'Infra-lias sur le Jurassique supérieur, puis différents replis.

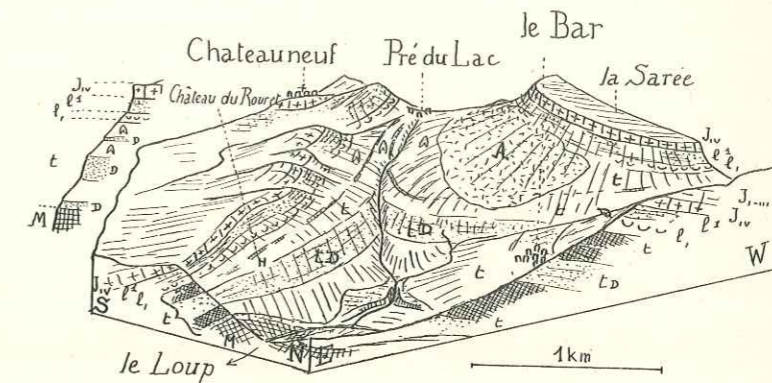


Fig. 213. — Cuvette anticlinale du Bar.
Vue de N. 43° E., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Notations générales. Comme dans les figures 209 et 212, les bancs de dolomie (t) sont indiqués dans le Keuper.

Le Muschelkalk apparaît au premier plan dans l'axe de l'anticlinal. Les flancs de la vallée donnent une bonne coupe de Keuper, avec des dolomies blanches à la base, sur le Muschelkalk, d'autres constituant une masse de cinquante mètres sous le Château du Rouret, et un dernier niveau mince (trois mètres) qui forme un anticlinal aigu au Pré du Lac. Ces niveaux dolomitiques sont séparés par des marnes à gypse. Le Keuper est surmonté normalement par le Rhétien, avec de beaux gisements fossilifères, base de la série jurassique.

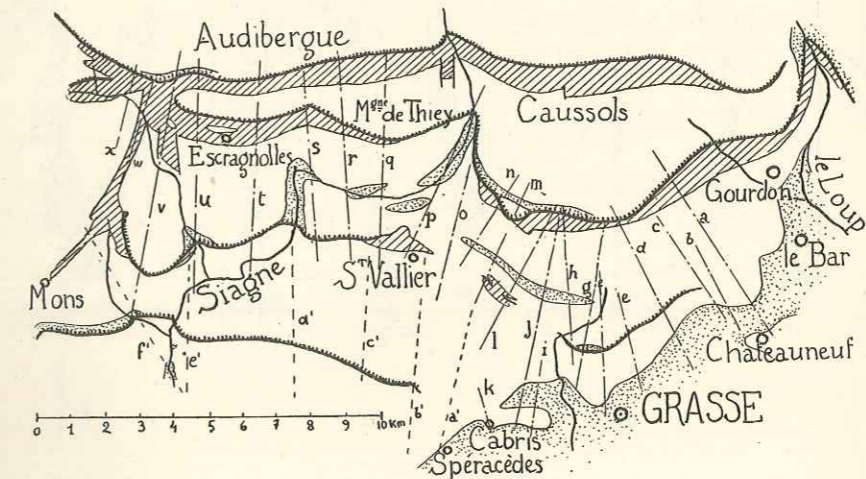


Fig. 214. — Carte de la région comprise entre Escagnolles et le Loup.
Avec l'emplacement des coupes de la figure 215. Les lettres accentuées se rapportent à la figure 226.

Le Rhétien et le Trias sont indiqués par des points, la série allant de l'Hettangien au Jurassique supérieur est laissée en blanc, le Crétacé et le Tertiaire sont hachurés.

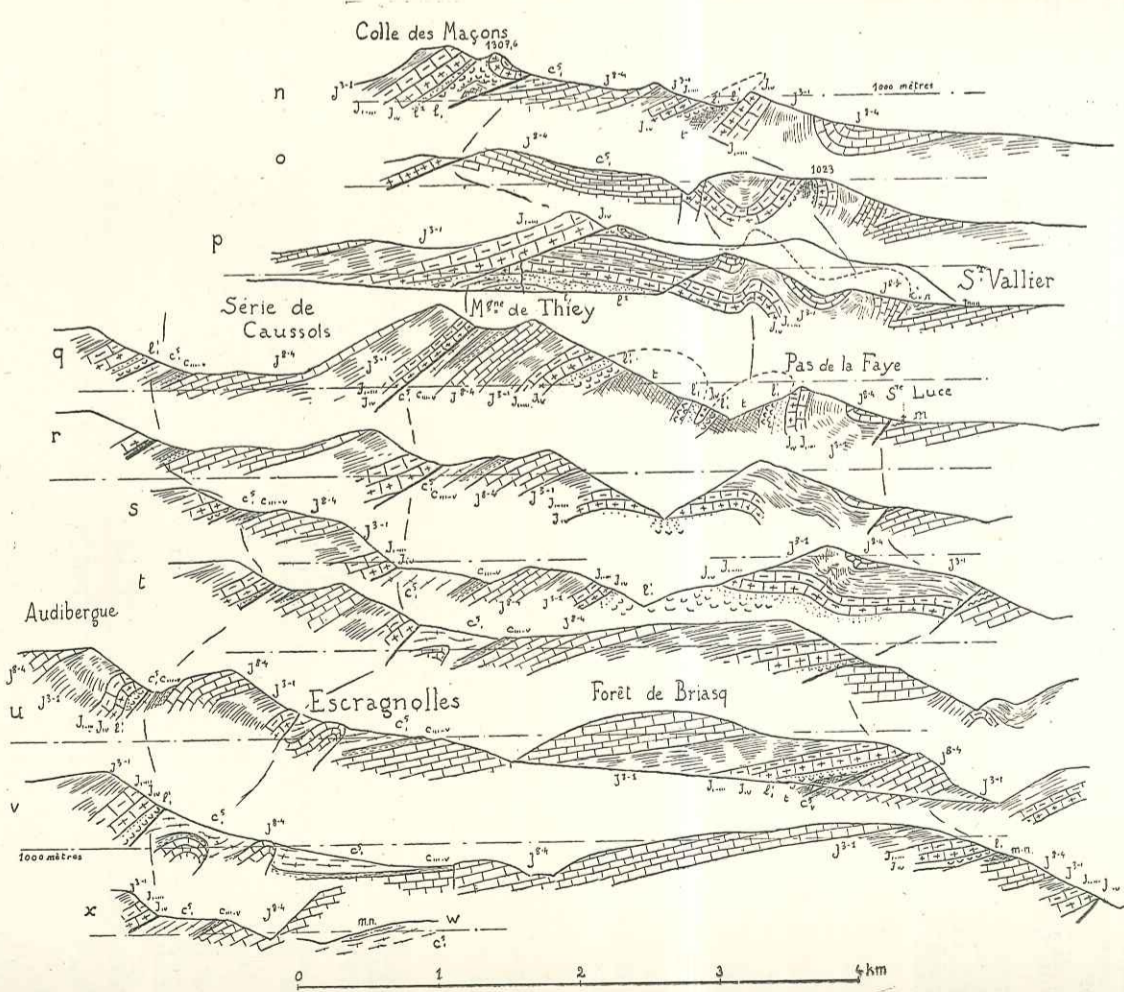
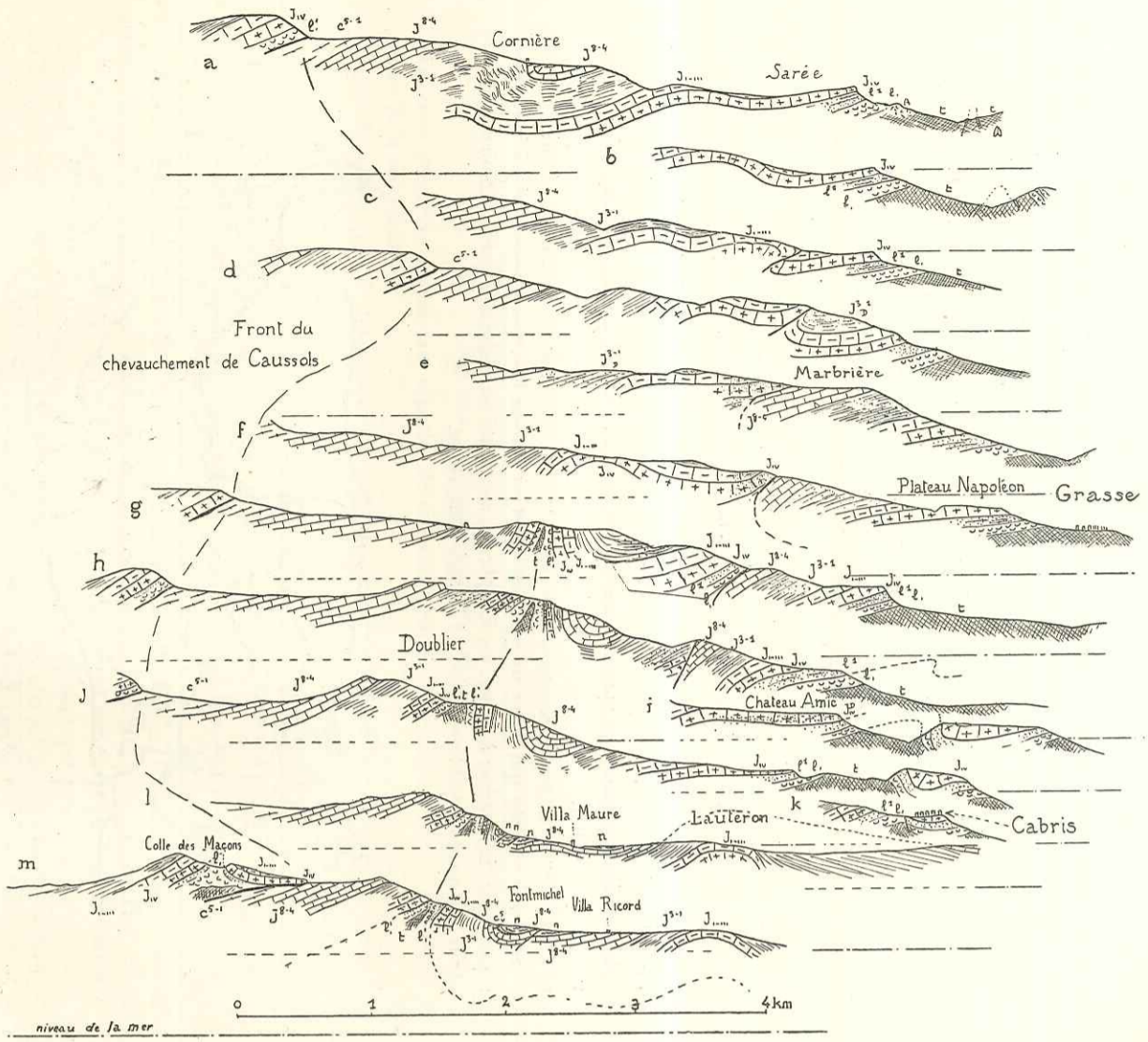


Fig. 215. — Série de vingt-trois coupes entre le Loup et Escagnolles.
Voir leurs emplacements figure 214.

Notations générales : n, Nummulitique de Saint-Vallier; m, Miocène (conglomérats de Sainte-Luce).

La figure 215 donne une série de vingt-trois coupes entre Le Bar et Escragnolles (les traces en sont reportées sur la carte sommaire, fig. 214). Nous allons décrire les différents accidents rencontrés en allant de l'est à l'ouest.

Les coupes de la figure 215 montrent, à leur extrémité nord (à gauche), le chevauchement de Caussols. De Gourdon au Château de la Malle, ce chevauchement se poursuit identique à lui-même. La base de la série décollée (Bajocien, ou, à partir de la ferme Goby, le Rhétien) repose sur le Cénomaniens. La coupe *m*, figure 215 et la figure 216 montrent le détail d'un accident affectant la partie frontale de la série chevauchante, et qui domine le château de la Malle : c'est une dalle bajocienne et bathonienne, inclinée vers l'avant, et

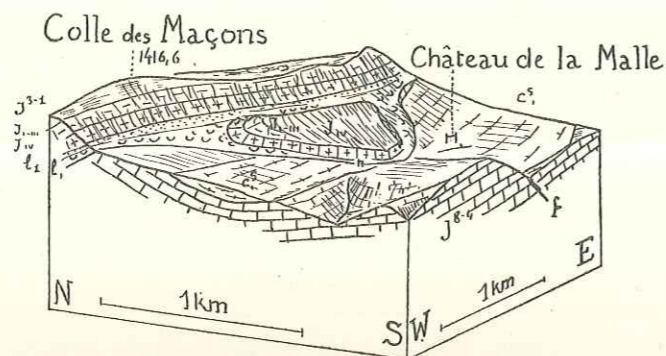


Fig. 216. — Accident du Château de la Malle.
Vu de W. 26° S., pente 1/4.

Accident frontal de la série chevauchante de Caussols.

flottant sur l'Infralias en avant de la ligne principale du chevauchement. Au-dessus du Château existe, à la base de la série, un petit lambeau jurassique de flanc inverse.

L'accident de la Malle est uniquement une complication de la partie frontale de la masse chevauchante. On peut d'ailleurs se demander dans quelle mesure des glissements relativement récents ont contribué à lui donner sa physionomie actuelle.

A l'ouest de cet accident, le contact anormal se poursuit régulièrement avec, comme on pouvait s'y attendre, une profonde indentation en plan vers le nord à la traversée du vallon de Nans, ce qui montre bien la faible inclinaison du plan de chevauchement (fig. 215, *o*, *p* et fig. 214). Mais, dans cette traversée du vallon du Nans, le chevauchement se fait sur des termes progressivement de plus en plus anciens, jusqu'au Bajocien et peut-être l'Hettangien.

Il est possible que ceci tienne à la préexistence dans cette région d'un léger anticlinal arasé du substratum, anticlinal qui aurait déterminé l'emplacement du vallon remontant par érosion régressive dans l'axe de l'anticlinal plus tendre. On peut également penser que l'indentation du vallon de Nans atteint une région arrière dans laquelle le contact anormal est essentiellement oblique à la série inférieure, bien que la seule charnière synclinale de chevauchement que nous connaissons, la coupe de l'extrémité de l'Audibergue par le Loup, soit bien différente.

Quoi qu'il en soit, à partir de la Montagne de Thiey, la série chevauchée redevient complète, y compris le Crétacé (avec, à partir de là, un Néocomien net).

Les deux petites failles de Canaux, qui déterminent au nord de la Montagne de Thiey un fossé nord-sud large de quatre cents mètres et profond de cinquante (fig. 214), ne mériteraient pas d'être mentionnées, non plus que les failles parallèles et encore moins importantes de Caussols, si ce n'étaient les premiers indices du régime des failles nord-sud qui prend une telle importance à Comps.

Avant d'arriver à l'enracinement de la série de Caussols à Escragnolles il est nécessaire de décrire les accidents situés plus au sud.

Nous avons vu que, au-dessus de la vallée du Loup, ils se réduisent à un infime repli près de Gourdon. Ce repli prend plus d'importance à Cornière (coupe *a*, fig. 215), puis il s'atténue momentanément.

Un peu plus au sud apparaît l'accident de la Marbrière; on voit d'abord dans les calcaires bajociens et bathoniens du plateau de la Sarée une légère ride, bientôt rompue (coupes *c*, *d*). Cette ride passe alors à un chevauchement franc qui amène le Bajocien (assez dolomitique par place) à reposer sur les calcaires blancs du Jurassique supérieur, à la Marbrière. L'Infralias apparaît en un point au-dessus du Grand Vallon (fig. 217), sur le Jurassique supérieur. Mais, bien que cet accident corresponde à un décollement complet, il s'amortit en moins d'un kilomètre. Ceci n'est possible que parce que l'accident de la Marbrière est relayé par un autre accident, d'une nature différente, mais qui se traduit également, en fin de compte, par un raccourcissement de la couverture, l'anticlinal de Doublier. Celui-ci surgit aussi soudainement que s'amortit le chevauchement de la Marbrière : il est amorcé par les ondulations de Cornière et Saint-Christophe, mais on voit brusquement, à la traversée du Grand Vallon (fig. 217) surgir un anticlinal triasique, dont l'axe se poursuit sur cinq kilomètres (fig. 215, *g* à *o*). Le flanc nord de l'anticlinal, qui constitue la Montagne de

Doublier, a un faible pendage vers le nord, tandis que le flanc sud est redressé à la verticale. En première approximation, il se raccorde par une charnière synclinale au plateau situé plus au sud, mais cette charnière est le siège d'un certain nombre de ruptures, qui donnent lieu aux écaillés jurassiques fichées dans les grès nummulitiques de Font-Michel, mises en évidence par de Lapparent⁽¹⁾. Ces accidents semblent provenir plutôt de la rupture inévitable de l'intrados d'une masse dure ployée en synclinal aigu, comme dans le synclinal de Gréolières (p. 256), que d'une ligne de contact anormal qui prolongerait la Marbrière.

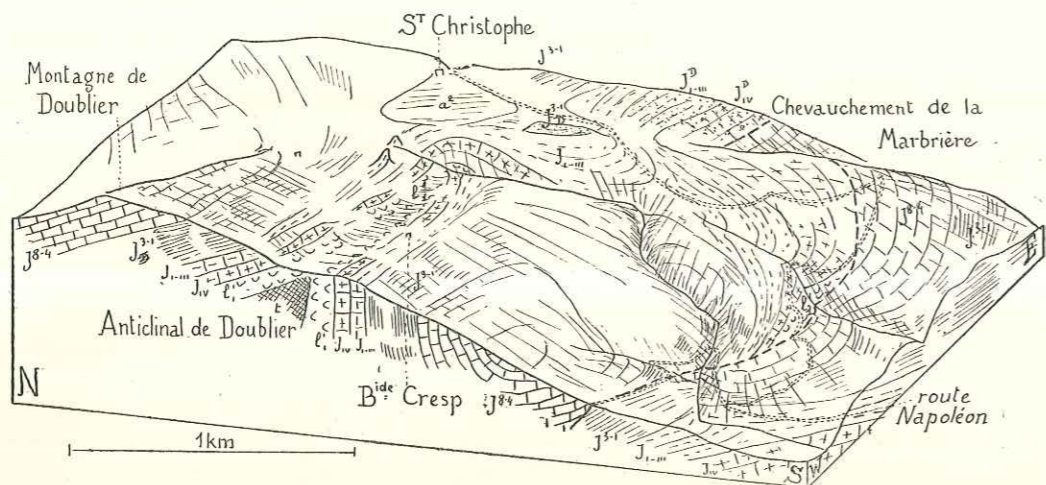


Fig. 217. — Le Grand Vallon.
Vu de W. 16° S., pente 1/3.

A gauche, l'anticlinal de Doublier, qui s'ennoie à la traversée du Grand Vallon. A droite, chevauchement de la Marbrière (indiqué par une ligne tiretée).

L'anticlinal de Doublier se termine périclinalement. Il est relayé, un kilomètre plus au sud, par l'accident de type brisant de la Marbrière, qui amène presque immédiatement le Rhétien à reposer sur le Jurassique supérieur.

Au sud de ce synclinal de Font-Michel, le plateau jurassique présente un bombement anticlinal au Lautéron (fig. 215, l, m), puis s'étend, subhorizontal, vers le sud. La crête située à l'est de Cabris semble correspondre à un léger repli (fig. 215, i, j, k), démantelé par l'érosion.

Après le synclinal de Font-Michel, on trouve sur la même ligne celui de Saint-Vallier. Il a été décrit en très grand détail par Guébard⁽²⁾, qui y a montré la

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Le Nummulitique de Saint-Vallier de Thiey (A.-M.) (*B. S. G. F.*, 5, IV, 1934, p. 79).

⁽²⁾ GUÉBARD. — Compte rendu de la course du 6 septembre (*B. S. G. F.*, 4, II, p. 549, 1902).

présence de terrains très variés. Tout récemment, A. F. de Lapparent y a repris l'étude du Nummulitique. Le Crétacé comprend le Néocomien, l'Albien et le Cénomaniens; le Nummulitique est représenté par une quinzaine de mètres de grès et conglomérats à *Nummulites atacicus* sur lesquels sont transgressifs des poudingues miocènes⁽¹⁾.

Guébard insistait sur la forme cruciale en plan de ce synclinal. Mais la branche sud du synclinal est représentée par un petit fossé entre failles, alors

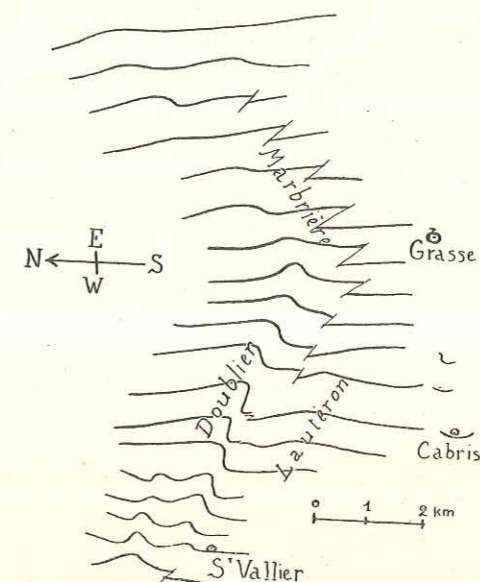


Fig. 218. — Allure schématique des accidents de Grasse à Saint-Vallier.

La ligne représente le sommet du Jurassique et toutes les coupes sont rabattues sur un même plan horizontal.

que les deux branches orientales sont séparées par la terminaison périclinale de l'anticlinal de Doublier. Il n'y a là rien de comparable.

Le flanc nord du synclinal de Saint-Vallier se rompt progressivement et le Jurassique supérieur chevauche légèrement les conglomérats miocènes à Sainte-Luce. Ce chevauchement (de la forêt de Briasq) s'accroît rapidement et, à partir de la Siagne, la série jurassique se décolle à sa base; elle repose par son Infralias (et parfois son Trias) sur la série méridionale, avec quelques

⁽¹⁾ GUÉBARD. — Sur le calcaire lacustre de la Roque-Esclapon (Var). (*B. S. G. F.*, 3, XXVIII, 1900, p. 323).

— Sur quelques gisements nouveaux de plantes tertiaires en Provence (*B. S. G. F.*, 3, XXVIII, 1900, p. 913).

lambeaux crétacés (rive droite de la Siagnole), ou tertiaires (conglomérats). Ce chevauchement s'enracine à l'Aubarède, comme le montre la figure 219 (fig. 215, s, t, u, v).

Il nous reste à décrire les plissements situés au nord de Saint-Vallier : nous avons dit que l'anticlinal de Doublier s'enneoie périclinalement. Mais en même temps, une faille apparaît au nord de cet anticlinal et passe à un repli brusque. Finalement, dans le vallon de Nans, au nord du Pas de la Faye, on a deux replis anticlinaux successifs, qui font tous deux affleurer le Trias. Dans le tronçon nord-sud, en aval de l'importante source vaclusienne de la Siagne, le fond de la vallée est constitué par le Rhétien.

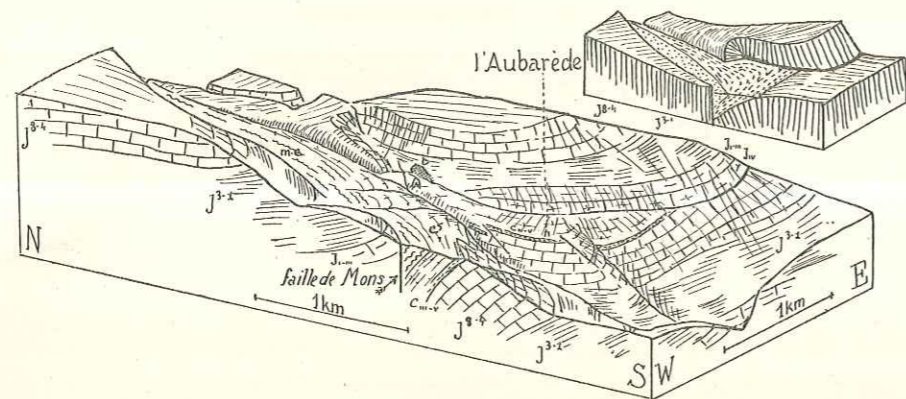


Fig. 219. — Enracinement du chevauchement de la forêt de Briasq.
Vu de W. 34° S., pente 1/3.

Sur le schéma tectonique, le Jurassique est indiqué par des hachures verticales, le Crétacé par des tirets, le Tertiaire par des points.

En s'enracinant, la série de la forêt de Briasq plonge vers l'ouest sous le Crétacé et le Tertiaire qui s'appuient contre la faille allant de Mons jusqu'aux environs d'Escagnolles (fig. 224).

Une série de petites failles accidentent le substratum autour de l'Aubarède.

La figure 220 montre l'allure de ces replis au nord de Saint-Vallier (voir fig. 215, o, p, q). Sur la rive droite de la Siagne, ils ne se prolongent nullement : ici encore, il semble qu'ils aient été entièrement relayés par le chevauchement de la forêt de Briasq, que nous venons de décrire. Comme le montrent les coupes t, u, v (fig. 215), cette série est parfaitement régulière à partir du synclinal d'Escagnolles. Mais le bord de ce synclinal est haché par toute une série de petites failles dont la figure 221 donne le détail (voir également fig. 222). Deux failles plus importantes, passant près du Château, déterminent un fossé crétacé long d'un kilomètre à peu près.

Mais d'autres complications accidentent également les environs d'Escagnolles. Ce sont d'abord des pointements de Jurassique supérieur au milieu du Cénomaniens. Bien qu'ils soient de style très brisant, on peut reconnaître par place leur allure nettement anticlinale. L'un de ces anticlinaux passe au nord du village d'Escagnolles, et un autre au-dessus des Galants : il ne dépasse pas à l'est le prolongement de la faille orientale du fossé du Château. Une

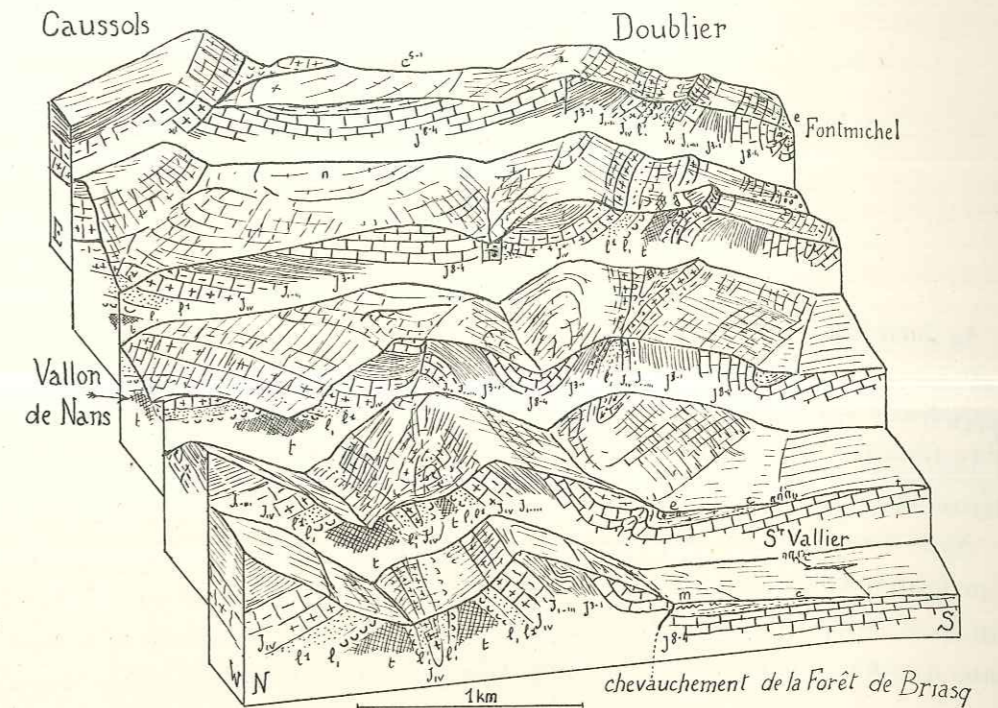


Fig. 220. — Environs de Saint-Vallier.

Stéréogramme échelonné, vu de W. 15° N., pente 1/3; notations générales; e, Nummulitique.

L'anticlinal de Doublier s'enneoie périclinalement à l'approche de Saint-Vallier. Dans son prolongement apparaît le chevauchement de la Forêt de Briasq. Une faille qui accidentait le versant nord de l'anticlinal de Doublier passe d'autre part à un repli anticlinal qui s'accôle à celui du Vallon de Nans.

source vaclusienne importante, qui surgit de cette écaille aux Galants, semble être la résurgence du ravin de Beïral, qui contourne la terminaison périclinale de la série de Caussols, dans laquelle s'absorbe toute son eau. Ceci semble bien confirmer la continuité en profondeur des masses jurassiques.

Une troisième colline, située un peu plus haut, au-dessus de la route, est également formée de jurassique, mais tellement brisé et disloqué qu'il peut

fort bien ne s'agir que d'éboulis, ou peut-être d'un lambeau de flanc inverse de la série de l'Audibergue.

Le point le plus remarquable est l'enracinement de la série de Caussols, dont la figure 223 donne le détail. On distingue bien la demi-terminaison

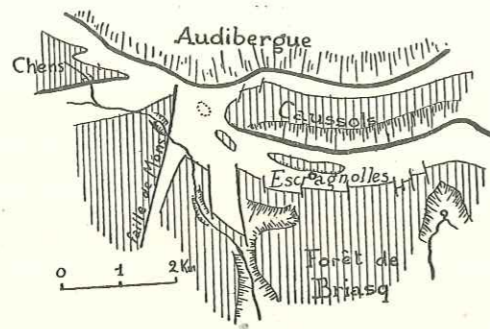


Fig. 221. — Carte géologique simplifiée des environs d'Escragnolles.

Le Jurassique supérieur est indiqué par des hachures verticales.

périclinale du Néocomien, d'ailleurs haché par quelques failles. La série de l'Audibergue, plus élevée, subit une brusque dénivellation au-dessus de cette terminaison.

Nous n'en avons pas fini avec les complications des environs d'Escragnolles : une grande faille coupe le synclinal à l'ouest (fig. 221, 222, 224). Elle limite un fossé rempli de conglomérats et de grès grossiers, évidemment tertiaire sans qu'on puisse préciser davantage. Vers le nord, cette faille coupe la Siagne;

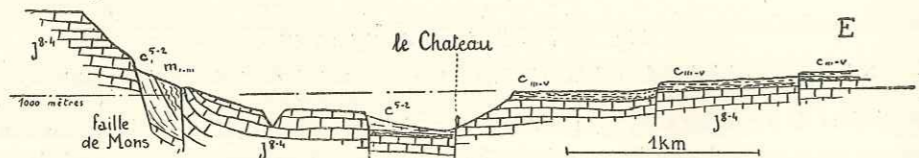


Fig. 222. — Coupe est-ouest passant au sud d'Escragnolles.

Des failles subméridiennes assez nombreuses annoncent le régime des environs de Comps (chap. v).

le Jurassique bute contre le Crétacé supérieur, et l'on peut vérifier avec précision la verticalité du contact anormal. Vers le sud cette faille va passer juste à l'ouest de Mons, en restant tout à fait verticale. Nous avons déjà signalé son existence au chapitre v, pour faire remarquer qu'elle était la suite de celles des environs de Comps. Elle semble cependant jouer le rôle de faille de

décrochement, la série de Caussols ne s'individualisant qu'à l'est de cette faille.

Nous avons décrit plus haut (chap. v, p. 192), la terminaison orientale de la

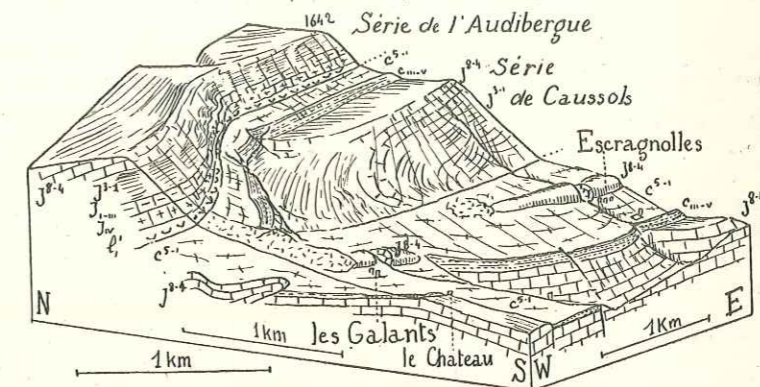


Fig. 223. — Enracinement occidental du chevauchement de Caussols.

Vu de W. 34° S., pente 1/4.

La série de Caussols présente une demi-terminaison périclinale très nette, soulignée par le Néocomien très continu, à peine interrompu par deux petites failles. Elle est tranchée par la surface de chevauchement qui la fait reposer sur le Cénomani.

Sous la série de l'Audibergue et la série de Caussols, remarquer les petits anticlinaux jurassiques d'Escragnolles et des Galants et le fossé du Château.

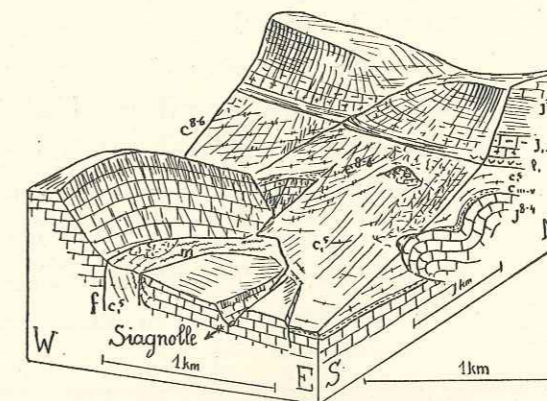


Fig. 224. — Faille de Mons, à l'ouest d'Escragnolles.

Vu de S. 27° E., pente 1/3.

La faille est à gauche, limitant un fossé tertiaire et cénomani.

Au fond, la série chevauchante de l'Audibergue.

Montagne de la Chens, qui apparaît sur la figure 221. Guéhard a longuement commenté ce même plan, voyant un centre d'étoilement remarquable dans la convergence des synclinaux. Cette vue ne paraît pas devoir être retenue.

BASSIN DE LA SIAGNE.

Il nous reste à décrire la région située au sud de Saint-Vallier et du chevauchement de la Forêt de Briasq.

Entre Mons et Saint-Vallier, les plateaux s'abaissent vers le sud en formant un vaste amphithéâtre, dont l'axe est marqué par la Siagne, d'ailleurs profondément enfoncée en cañon. Sur une étendue assez considérable, ce plateau ne comprend que la base du Jurassique. C'est donc une surface d'érosion et non pas structurale. Il en résulte un caractère assez spécial pour les chevauchements, dont nous voyons les parties profondes, qui nous sont généralement inaccessibles.

Avant de chercher à interpréter cette surface d'érosion il convient de décrire les accidents tectoniques :

Une coupe de Saint-Vallier ou Font-Michel à Cabris, en passant à l'est du Signal de Cabris, est tout à fait normale : le Jurassique supérieur du Signal de Cabris apparaît comme un fond de synclinal perché (225, a).

Au contraire, une coupe passant à l'ouest du Signal de Cabris (fig. 225, b) montre des dolomies du Jurassique moyen, broyées et reposant sur les calcaires blancs (les prés de Merle). C'est le début d'un chevauchement (chevauchement de Castéou d'Infer) que l'on peut suivre sur dix-huit kilomètres. Jusqu'à la Siagne, il se fait sur le Jurassique supérieur, avec parfois une petite épaisseur de Miocène interposée (1). Guébard a montré que le nom de Camplong, qui se retrouve en plusieurs points, désigne les champs allongés établis sur ces bandes tertiaires pincées dans le chevauchement. La série chevauchante ne comprend pas, dans cette région, de termes inférieurs au Bajocien ou au Bathonien.

La vallée de la Siagne fournit une bonne coupe du chevauchement (fig. 225, e) et montre que la surface du contact anormal est à peu près parallèle aux bancs de la série supérieure. Elle montre également un anticlinal très accusé juste en avant du chevauchement, qu'on peut rapprocher de l'anticlinal du Ponadiou, en avant du chevauchement de la forêt de Briasq (fig. 225, d). Sur

(1) GUÉBARD. — Lambeaux de Miocène lacustre sur la rive gauche de la Siagne (B. S. G. F., 4, I, 1901, p. 539).

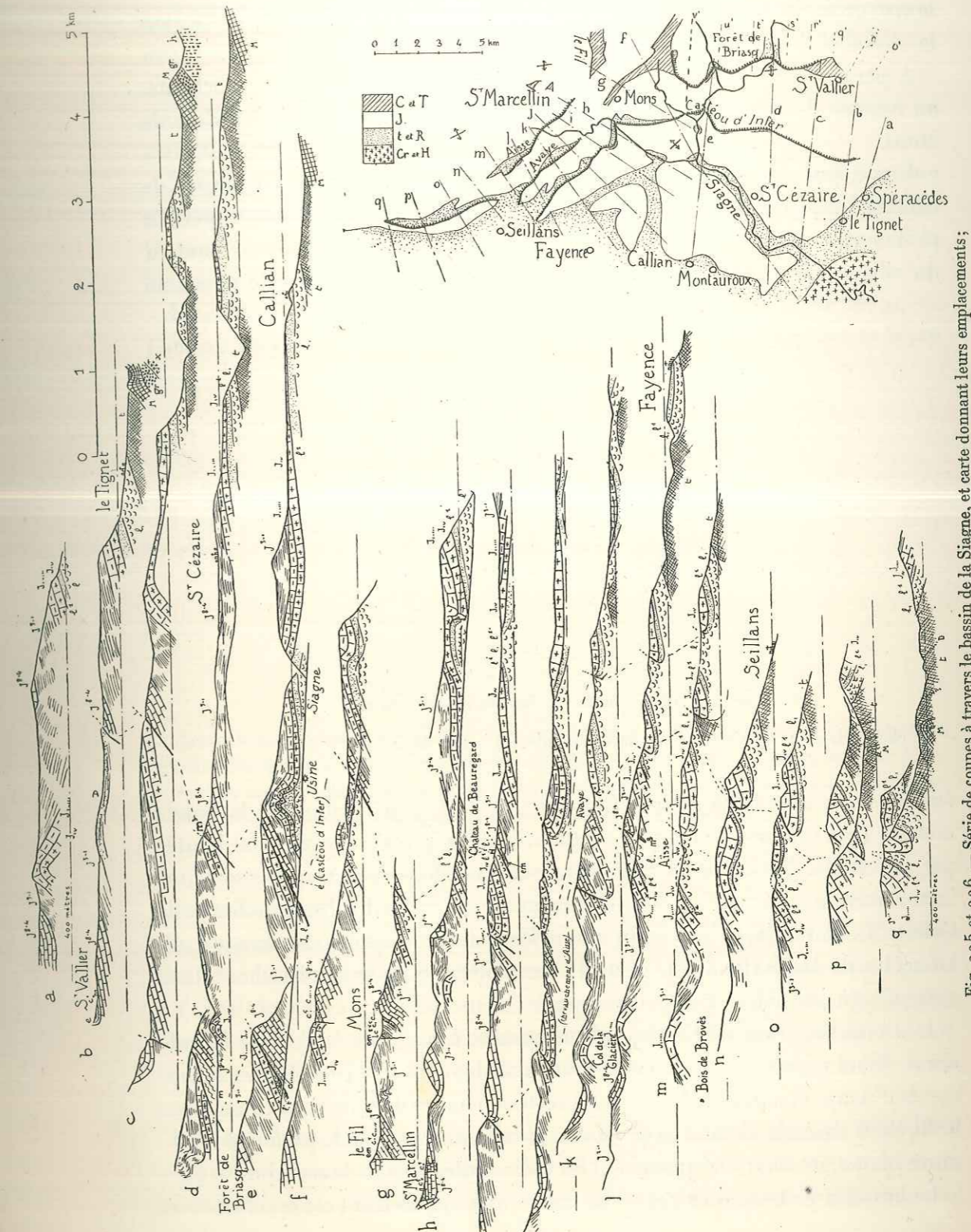


Fig. 225 et 226. — Série de coupes à travers le bassin de la Siagne, et carte donnant leurs emplacements; Les lettres accentuées se rapportent aux coupes de la figure 215.

Sur la carte : Cr et H, Crétacé et Tertiaire; J, Hettangien au Jurassique supérieur; C et T, Crétacé et Tertiaire. Pour les coupes, notations générales avec : e, Nummulitique du Castéou d'Infer; m, Calcaire lacustre miocène de Seillans et M, Muschelkalk;

la rive droite de la Siagne, un minuscule lambeau nummulitique est pincé dans le chevauchement : c'est le gisement fossilifère du Castéou d'Infer.

A partir de là, le Rhétien est constant à la base de la série chevauchante, au sommet de laquelle (sur le Jurassique supérieur) est construit le village de Mons.

Une dépression cultivée passe au nord-ouest de Mons; elle est formée de Crétacé qui, au nord-est, repose normalement sur le Jurassique supérieur prolongeant celui de Mons. Mais une flexure apparaît, très marquée à hauteur du village, où l'on trouve les derniers lambeaux néocomiens. Elle passe, au

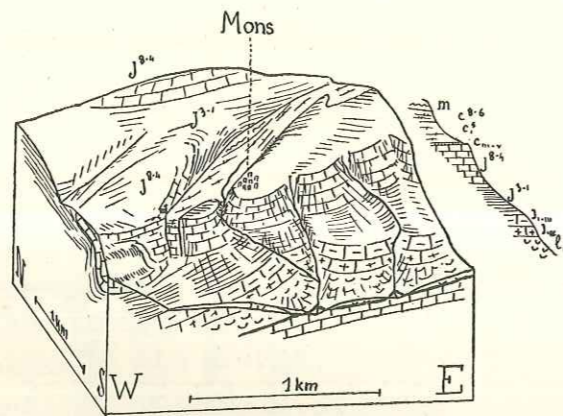


Fig. 227. — Environs de Mons.

Vus de S. 14° W., pente 1/3, base au niveau de la mer.

Le chevauchement de Castéou d'Infer est visible, en bas, à droite.

sud-ouest, à une faille franche (fig. 227 et 228); au nord-ouest, la bande crétacée (qui comprend quelques conglomérats tertiaires) est également limitée par une faille. Mais celle-ci, nettement subverticale, prend vers le nord une importance considérable; c'est elle qui limite le synclinal d'Escragnolles et la Colette de Clars. Rappelons enfin que le fossé du Fil (p. 203) commence à un kilomètre de Mons (fig. 225, g, 226). Les failles de Mons se rattachent donc nettement à celles des environs de Comps.

Le contact anormal de Castéou d'Infer tourne à partir de Mons vers le sud-ouest. Deux autres chevauchements lui succèdent, plus au nord (chevauchements d'Avaye et d'Aïsse); tous ont un certain nombre de caractères communs : le Rhétien s'y étale en une large bande qui chevauche au sud, parfois les calcaires blancs, mais plus fréquemment les termes inférieurs de la série jurassique.

Le bord du plateau, dû à l'érosion, coupe transversalement ces accidents au-

dessus de Fayence et Seillans, et montre bien que nous observons sur le plateau une section profonde d'accidents dont l'amplitude restante est très faible, et n'a sans doute jamais été bien considérable. Les coupes de la figure 226 ont été dessinées en se guidant à la fois sur les caractères visibles à la surface du plateau et sur sa tranche.

Nos coupes montrent en avant du chevauchement de Castéou d'Infer un certain nombre d'ondulations peu marquées qui affectent la région du plateau. On reconnaît, parmi ces ondulations, l'anticlinal de l'usine électrique de la Siagne (fig. 225, e), qui va passer au nord de Fayence.

Le contact anormal de Castéou d'Infer passe, sous le village de Mons, au Château de Beauregard, où l'on trouve le dernier lambeau de calcaire blanc

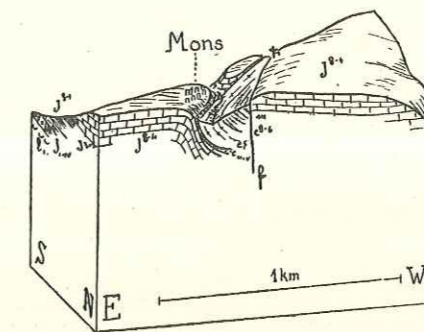


Fig. 228. — Environs de Mons.

Vus de N. 16° E., pente 1/3, base au niveau de la mer.

Une sorte de fossé dirigé vers le nord-est passe à l'ouest du village; il est limité à l'ouest par une grande faille qui va passer non loin d'Escragnolles (fig. 224). De l'autre côté, la faille qui limite le fossé au sud du village est remplacée, à sa hauteur, par une flexure. Le fossé contient un Crétacé complet bien que très aminci, et des conglomérats tertiaires.

de la lèvre chevauchée. Juste au sud du Château, un petit lambeau de conglomérats est pincé dans le contact anormal. Le Jurassique supérieur a là une allure synclinale marquée. Puis Bathonien et Bajocien plongent sous le Rhétien avec un pendage de l'ordre de 15°. Le ruisseau de Camandre (qui passe à l'ouest de Fayence) laisse sur sa rive gauche, près du Château de Cunier, une butte de Bajocien qui est le dernier lambeau de la série inférieure. Dans la même région, la série chevauchante est affectée d'un petit repli (fig. 225 et 229).

Le chevauchement d'Avaye prend naissance dans le prolongement d'un petit repli visible au sud-ouest de Mons (fig. 225, h et 227) et le Rhétien y apparaît bientôt. Au-dessus de Seillans, le Trias lui-même vient reposer sur le Bathonien.

Les figures 229 et 230 montrent comment la série inférieure a été complètement démantelée par l'érosion, si bien que le bord du plateau nous fournit deux coupes voisines du même chevauchement. Celui-ci se poursuit ensuite parallèlement au bord du plateau jusque non loin de Bargemon. Il s'enracine dans le plateau même, sans réapparaître dans son rebord, où il ne se traduit que par un repli brusque des couches jurassiques.

Le troisième accident, celui d'Aïsse, semble prolonger la rive occidentale du fossé du Fil. Il amène d'abord en contact des termes différents du Jurassique. Le Rhétien n'apparaît que dans sa partie méridionale, formant une

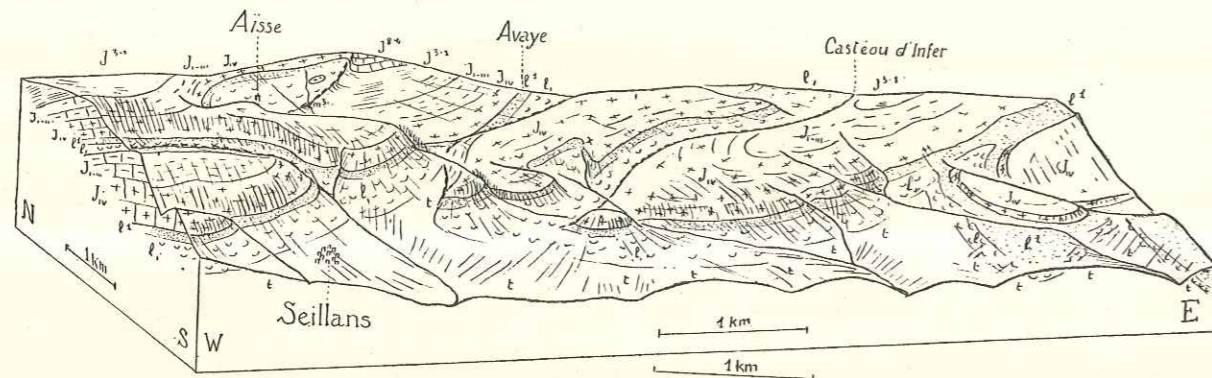


Fig. 229. — Terminaison des chevauchements au-dessus de Seillans et Fayence.
Vus de S. 18° W., pente 1/4, base au niveau de la mer.

L'érosion qui montre la tranche du plateau jurassique permet d'étudier la coupe des deux chevauchements successifs de Castéou d'Infer et d'Avaye, et montre leur peu d'amplitude. Le troisième chevauchement, celui d'Aïsse, se termine périclinalement. Remarquer le lambeau de calcaire miocène lacustre pincé dans le contact anormal à l'est d'Aïsse.

dépression autour de la bergerie d'Aïsse; il est surmonté normalement par le reste de la série jurassique, au nord-ouest; au sud-est, il chevauche au contraire des calcaires jurassiques supérieurs et moyens, sur lesquels repose un petit lambeau de calcaire miocène lacustre à *Helix sylvana* (Tortonien), découvert par Guébard⁽¹⁾. Ce lambeau — épais de deux mètres cinquante, long de vingt-cinq mètres — repose normalement sur le Jurassique que le calcaire

⁽¹⁾ GUÉBARD. — Découverte de deux lambeaux de Miocène lacustre sur le territoire de la commune de Seillans (*B. S. G. F.*, 4, XV, p. 95, 1915). Les coordonnées indiquées dans cette note sont erronées, mais le premier lambeau est indiqué sur la carte du nord-est du Var; la phrase : «à la traversée d'un ruisseau... à l'est d'Aïsse» est d'ailleurs suffisante pour définir sa situation. M. l'abbé de Lapparent a bien voulu déterminer comme *Helix sylvana* KLEIN (certains) les échantillons que nous y avons retrouvés.

lacustre encroûte nettement. Il est surmonté d'une brèche jurassique à ciment rouge et le Rhétien le chevauche.

Vers le sud-ouest, le flanc méridional cesse d'être rompu, se redresse à la verticale, et l'anticlinal se ferme périclinalement. Un petit anticlinal qui paraît prolonger celui-ci va, de l'autre côté de la cote 1121, se raccorder avec la bande rhétienne d'Avaye (fig. 225, n, o).

Les coupes de la figure 225 montrent encore, en arrière de ces accidents, le lambeau crétacé de Saint-Marcellin (p. 203) et le bombement anticlinal du Bois de Brovès, séparé par le col de la Glacière de la Montagne de Malay.

Nous avons insisté au début de cet ouvrage (p. 8) sur la différence morphologique entre les plis provençaux, profondément attaqués par l'érosion qui

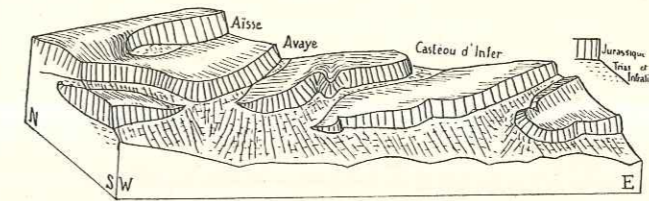


Fig. 230. — Schéma tectonique correspondant à la figure 229.

s'est fréquemment exercée au cours de plusieurs cycles successifs, et les plis alpins, beaucoup plus jeunes, qui n'ont jamais été complètement érodés et n'ont en tout cas pas subi de cycles antérieurs à celui qui est en cours. Les trois chevauchements compris entre Mons et Fayence sont l'exception qui confirme la règle. Leur âge ne peut être mis en doute, grâce au lambeau de calcaire miocène pincé près d'Aïsse. Et cependant ils sont si profondément érodés que le Rhétien tendre à la base de la série chevauchante a donné lieu à une inversion du relief. L'influence morphologique des chevauchements est cependant très nette, et ils correspondent en général à des dénivellations marquées (au nord de Saint-Cézaire, par exemple).

La surface du plateau entaillé par le canon de la Siagne et qui indique un cycle d'érosion ancien, bien que post-miocène, correspond-elle à la surface signalée à quatre cents-cinq cents mètres, au sommet du Tanneron, par L. Lutaud? C'est assez vraisemblable. Le même auteur a montré directement⁽¹⁾

⁽¹⁾ LUTAUD (L.). — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (*Revue Géographique*, XII, 1924, fasc. 1, p. 115 et 102).

l'existence de déformations plaisanciennes autour du Tanneron. Ces déformations ont pu suffire à interrompre un cycle d'érosion déjà très avancé par suite du voisinage de la mer.

DU LOUP AU VAR.

Il nous reste à étudier la région comprise entre le Loup (rive gauche) et le Var. Les coupes de la figure 182 montrent l'allure du plateau qui constitue cette région, et qui n'est accidenté que par l'anticlinal régulier de Vescagne. Nous allons suivre maintenant le rebord méridional et oriental de ce plateau, marqué, comme nous l'avons déjà indiqué, par un chevauchement continu qui prolonge celui de Caussols.

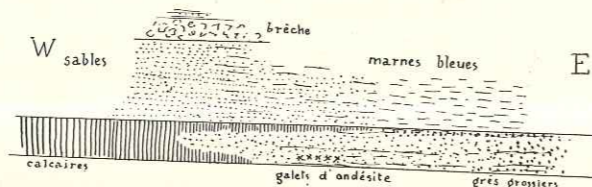


Fig. 231. — Schéma des faciès du Miocène de Vence.

De l'ouest à l'est, les faciès des différents niveaux du Miocène de Vence varient très rapidement. Le niveau inférieur (Burdigalien) passe d'un calcaire récifal à un grès très grossier d'une façon tout à fait progressive. De la même façon, la partie supérieure (Helvétien) passe d'un sable jaun-vert à des marnes fines, bleues, analogues au schlier des environs d'Avignon.

Depuis le Loup jusqu'au delà de Saint-Jeannet, le chevauchement se fait sur le Miocène marin. Les affleurements miocènes sont très limités, et très éloignés de tout autre reste de la même formation. On peut cependant y distinguer plusieurs niveaux, qui présentent tous des variations de faciès très marquées.

A la base, un niveau assez fossilifère, plus ou moins résistant, appartient au Burdigalien. A l'ouest, au-dessus de Courmes, il est représenté par un calcaire blanc récifal très dur. A partir de Tourettes sur Loup, il devient plus marneux, plus sableux, et passe, à Vence, à un grès très grossier, plus ou moins verdâtre.

L'Helvétien — beaucoup moins fossilifère que le Burdigalien — est représenté à Tourettes par un sable jaune verdâtre, plus ou moins cimenté en plaquettes gréseuses. Il passe progressivement vers l'est à des marnes bleues de faciès plus profond.

Le niveau supérieur ne s'observe que dans le ravin du Caire, au-dessus de Tourettes, et dans le ravin de Malvan. Son interprétation est plus délicate.

Dans le ravin du Caire, on voit le sable se charger rapidement de cailloux roulés et de blocs calcaires, puis, sur une surface plane très nette, repose une brèche calcaire à éléments jurassiques de toute taille, dépassant le mètre. Certains blocs sont fissurés. L'un d'entre eux est formé de mollasse calcaire, et d'ailleurs la brèche paraît légèrement discordante sur les sables helvétiques.

La brèche donne une barre en saillie. Au-dessus de cette barre on voit reposer sur la brèche une série de bancs très bien stratifiés, sables, brèches fines ou mollasse typique. Plus haut seulement, on trouve le Trias chevauchant.

Il n'est pas douteux que la brèche ne manifeste un paroxysme tectonique. Mais elle n'est cependant pas due à un broyage mécanique, puisqu'elle sup-

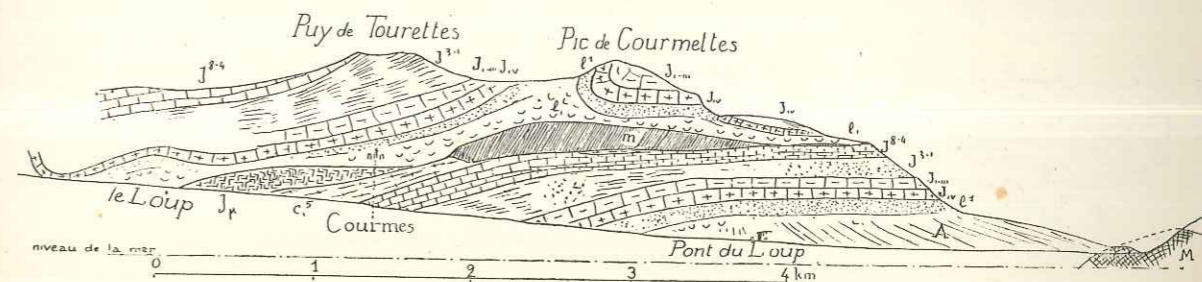


Fig. 232. — La rive gauche du Loup.

Notations générales, avec J_{μ} , Jurassique broyé du flanc inverse et m , Miocène.

La série autochtone va du Muschelkalk, qui apparaît dans l'axe de l'anticlinal du Bar, au Miocène. Elle est chevauchée, avec interposition d'une lentille de calcaire jurassique broyé représentant un reste de flanc inverse, par la série de Caussols, qui ne présente plus qu'une simple charnière au Pic de Courmettes, dans le prolongement du chevauchement de l'Audibergue.

porte des bancs sédimentaires. Comme toujours, le caractère plus ou moins détritique des formations voisines enregistre d'une façon extrêmement sensible l'histoire des mouvements tectoniques. Nous voyons des galets apparaître à la partie supérieure des sables : c'est une surélévation de terres voisines qui avaient atteint un profil d'équilibre. Mais ce mouvement s'accroît rapidement. Ce n'est plus par le jeu de l'érosion torrentielle que des galets calcaires se mêlent au sable sédimentaire, c'est un éboulement direct du front de la masse chevauchante qui couvre le fond de la mer de débris de toutes tailles. La sédimentation normale peut encore reprendre avant que la série chevauchante ne vienne recouvrir les formations aujourd'hui visibles, sans d'ailleurs les déranger sensiblement grâce au rôle lubrifiant du Trias supérieur.

Cette brèche est distincte de la brèche de Carros. Celle-ci résulte d'un processus d'accumulation, grossier certes, et variable suivant les points, mais qui n'a pas le caractère catastrophique de celui de la brèche du Caire. Et surtout, la brèche de Carros est transgressive sur le chevauchement, au lieu d'être pincée dessous.

La coupe de la rive gauche du Loup (fig. 232) ne présente avec la rive droite (fig. 209) que des différences peu importantes : la charnière du chevauchement

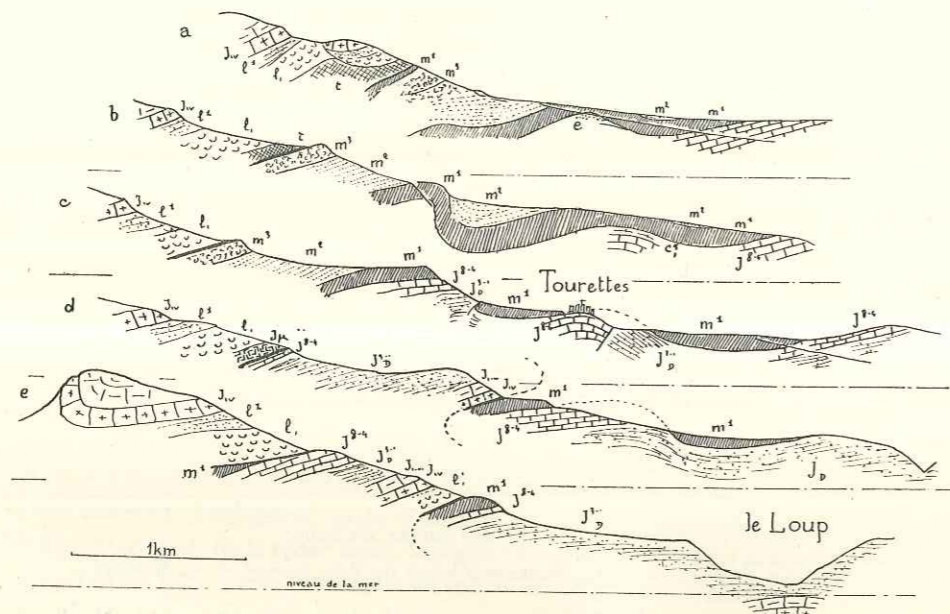


Fig. 233. — Série de coupes à travers la région de Tourettes.

Ces coupes sont orientées N. 20° W.-S. 20° E. et passent respectivement, les deux premières à quinze cents mètres et à six cents mètres à l'est du village, les deux dernières à sept cents mètres et à dix-huit cents mètres à l'ouest.

m^1 , molasse calcaire burdigalienne; m^2 , sables et marnes helvétiques; m^3 , brèche supérieure.

de l'Audibergue se retrouve, beaucoup moins importante, au Pic de Courmettes. Le Miocène, qui manquait sur la rive droite, apparaît en face de Gourdon formant la partie supérieure du substratum, à la place du Cénomaniens⁽¹⁾.

Autour de Tourettes, un certain nombre de replis accidentent ce substratum et sa couverture miocène. C'est d'abord, au sud, un anticlinal est-ouest très

⁽¹⁾ Léon Bertrand considère le Miocène comme transgressif sur les contacts anormaux et comme masquant, sauf par place, la nappe complètement étirée du Cheiron et les duplicatures supérieures. Nous avons toujours vu le Miocène très nettement surmonté, en contact anormal, par la série chevauchante de Caussols.

peu accusé, passant par Tourettes. Les figures 233 et 234 le montrent bien. A l'est il n'atteint pas le ravin de Malvan.

L'érosion, ayant mis à jour le Jurassique dans l'axe de cette ride, à Tourettes, permet d'observer une faille anté-miocène qui fait buter les calcaires blancs contre les dolomies. Le pendage est d'une soixantaine de degrés vers le nord.

Le deuxième anticlinal est plus intense que celui de Tourettes. Au nord-est de ce village, il se réduit à un repli du calcaire burdigalien, dont la charnière est visible de toutes parts (fig. 233 b). Mais, vers l'ouest, le noyau jurassique

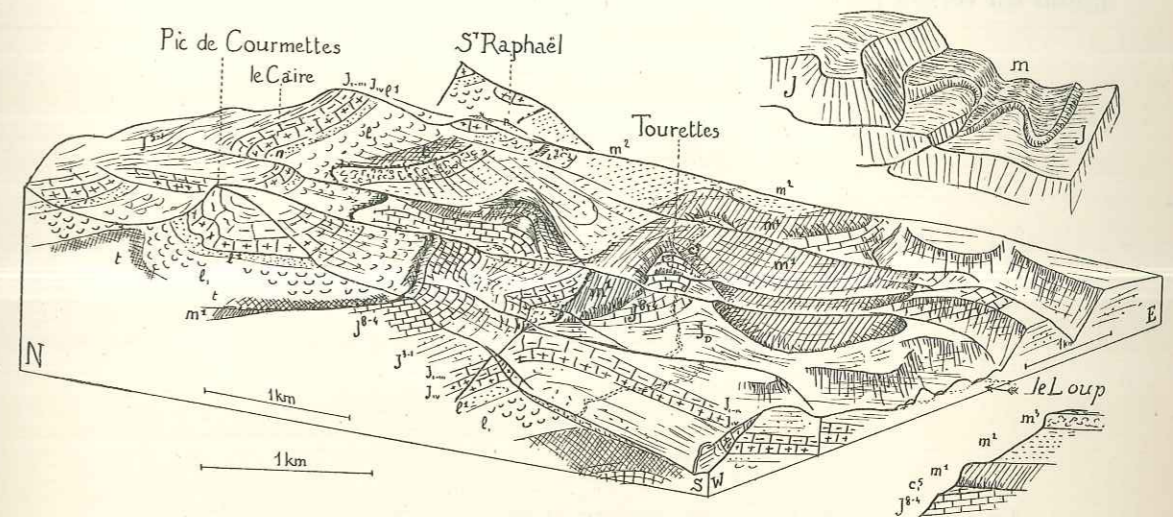


Fig. 234. — Région de Tourettes.

Vue de W. 31° S., pente 1/4, base au niveau de la mer. Mêmes notations que pour la figure 233, et schéma tectonique.

Le Miocène et son substratum jurassique sont affectés d'un certain nombre d'ondulations, dont l'une se rompt à l'ouest du village et amène le Rhétien en contact sur une petite distance avec le Miocène. Au nord, la figure montre le chevauchement frontal de Caussols.

se rompt et chevauche sur le Burdigalien sur lequel vient reposer jusqu'à un petit affleurement rhétien. L'accident s'amortit ensuite rapidement dans les calcaires jurassiques.

Ces deux replis, nous l'avons dit, s'atténuent très rapidement vers l'est et disparaissent avant le ravin de Malvan (1 kilomètre à l'ouest de Vence). Mais dans ce ravin apparaissent quelques complications dont la figure 235 donne le détail⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Voir : ZUCHER. — Feuille de Nice. Compte rendu des collaborateurs pour 1904 (*Bull. Carte*, n° 105, p. 138, 1905).

Sous la série chevauchante, qui comprend une grande épaisseur de Rhétien, et même un peu de Trias sur la rive droite, apparaît une barre de calcaire jurassique supérieur formant verrou, avec du Burdigalien transgressif sur la rive gauche. Sur la rive droite, on ne trouve pas de Miocène caractérisé sur le Jurassique, mais seulement quelques brèches sur lesquelles reposent les dolomies du Rhétien ou du Trias. Ces brèches représentent peut-être un faciès du Miocène.

La surface du chevauchement est déformée dans cette région : un peu en amont du verrou jurassique, les dolomies dessinent au fond du ravin un repli

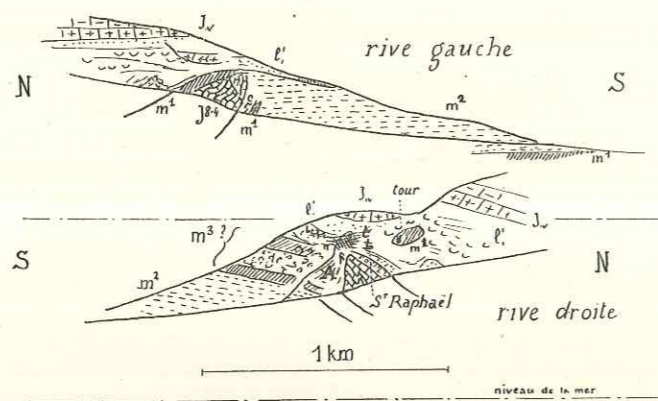


Fig. 235. — Ravin de Malvan : Les deux rives du ravin au voisinage de Saint-Raphaël.

La surface de chevauchement est déformée, ce qui fait affleurer le Miocène en fenêtre sur la rive droite, au milieu du Rhétien. Une écaïlle de calcaire jurassique avec couverture miocène, poussée à la base du chevauchement, est venu buter contre les marnes helvétiques situées plus en aval.

anticlinal assez aigu, dans l'axe duquel, sur la rive droite, le Miocène apparaît en fenêtre au milieu du Rhétien, autour d'une tour en ruine. Sur la rive droite, toute une partie de la série chevauchante paraît déprimée (fig. 235).

La masse jurassique formant verrou est coupée vers l'aval par une surface subverticale. Sur la rive gauche, cette écaïlle bute contre une grande masse de marnes helvétiques en position normale. Sur la rive droite, au contraire, on observe au-dessus de ces marnes un complexe de bancs de brèches miocènes et de calcaires plus ou moins récifaux, allant jusqu'à un calcaire blanc très dur. On pourrait voir dans ces bancs des lambeaux burdigaliens déposés plus au nord, dans une zone où se prolongeait le faciès récifal de Courmes, et traînés à la base du chevauchement, mais il s'agit plus vraisemblablement d'une

récurrence du faciès récifal au sommet de l'Helvétien, les brèches étant l'analogue de celle du Caire que nous avons signalée plus haut au sommet du Miocène.

Vers l'ouest, le complexe de brèches et de calcaires récifaux est coupé par une faille qui accidente également la série chevauchante. Au delà de cette faille, on trouve la brèche du Caire au sommet du Miocène.

Le ravin de Malvan est donc marqué, somme toute, par une simple écaïlle jurassique du substratum fichée dans le Miocène.

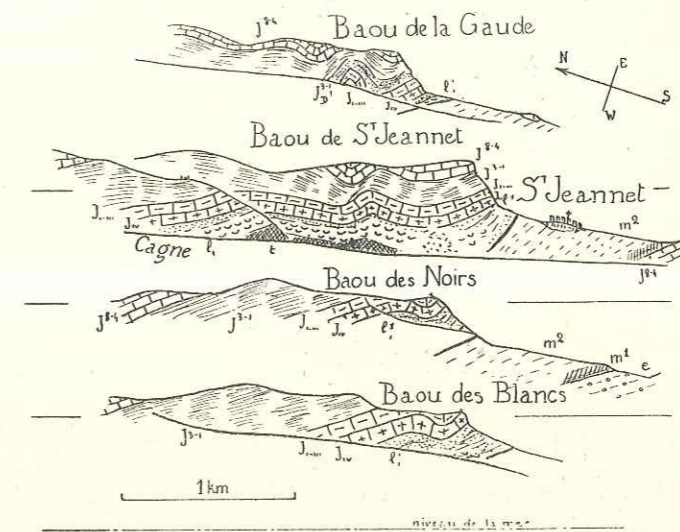


Fig. 236. — Coupes des Baoux. Mêmes notations.

La série chevauchante présente de légers replis frontaux.

A partir de Vence, on ne relève plus de telles complications dans le substratum. La masse chevauchante est découpée par une série de ravins en rochers d'aspect majestueux, qui sont, de l'ouest à l'est, le Baou des Blancs, le Baou des Noirs, le Baou de Saint-Jeannet et le Baou de la Gaude. Ces coupes (voir fig. 236) mettent en évidence de petits replis parallèles au front de la falaise. La plus profonde de ces vallées est celle de la Cagne, à l'ouest du Baou de Saint-Jeannet. Elle coupe le Rhétien sur une longueur de 2 kilomètres et fait apparaître, en dessous, des barres de dolomie triasique qui dessinent un anticlinal sous le Castellans. La belle source du Riou jaillit au niveau du Rhétien dans cette coupure.

Le chevauchement se fait toujours sur les marnes helvétiques, faciles à distinguer des marnes nummulitiques, tant par leur faciès que par leur posi-

tion⁽¹⁾. La coupe du Baou des Noirs montre comment le Miocène avec Burdigalien gréseux et grossier à la base est transgressif sur le Nummulitique (marnes avec calcaire à la base) [fig. 236 et 239].

La brèche sur laquelle est construit le village de Saint-Jeannet est le premier lambeau de la formation connue sous le nom de brèche de Carros, postérieure aux chevauchements, mais antérieure au dépôt des argiles plaisanciennes et des conglomérats pliocènes. En général bien cimentée et très dure, cette brèche repose en majeure partie sur des marnes nummulitiques. Cette disposition commande toute la morphologie de la rive droite du Var, de Gattières au confluent de l'Estéron (fig. 237). Les panneaux de brèche de Carros restent en saillie par rapport aux marnes fortement ravinées qui les séparent.

La brèche de Carros, et des éboulis, masquent le contact entre le Miocène et les marnes nummulitiques dans le substratum du chevauchement. Peut-être cependant un lambeau de sables verdâtres, visible au nord de Carros, appartient-il au Miocène?

Le chevauchement lui-même se poursuit sans grandes complications. A l'est du Baou de la Gaude, on voit s'amortir le repli frontal des Baoux. Le Rhétien, qui paraît constituer la base du chevauchement, est bien visible autour de Carros. Au Broc apparaît une petite complication : le prolongement de l'anticlinal de Vescagne, réduit à une simple flexure, accidente la

⁽¹⁾ Il semble que la confusion ait été faite par Léon Bertrand; le contact anormal pourrait alors être considéré comme antérieur au Miocène.

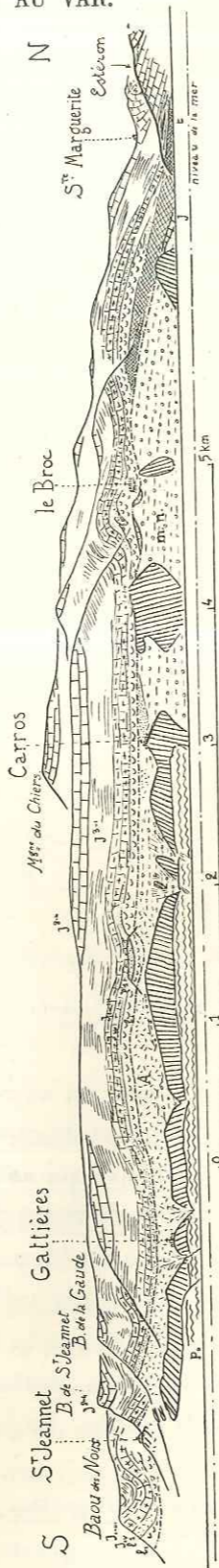


Fig. 237. — La rive droite du Var en aval de l'Estéron.

La brèche de Carros est indiquée par des hachures fortes : *m.n.*, marnes nummulitiques; *p.*, conglomérats pliocènes. Suite du chevauchement de Caussols. A gauche, les replis frontaux des Baoux (fig. 236).

série chevauchante (pendage vers le sud de 60° dans le ravin de la Sine) et, au bord de la route, un lambeau calcaire s'est fiché dans les marnes rhétiennes. D'autre part, deux lentilles jurassiques, appartenant à un flanc inverse, ont été entraînées à la base du chevauchement (fig. 238). Une troisième lentille analogue existe plus au nord, près du confluent de l'Estéron.

Les gypses du Trias apparaissent au nord du Broc et prennent un grand développement (vallée de l'Estéron). On a vu plus haut quels étaient les rap-

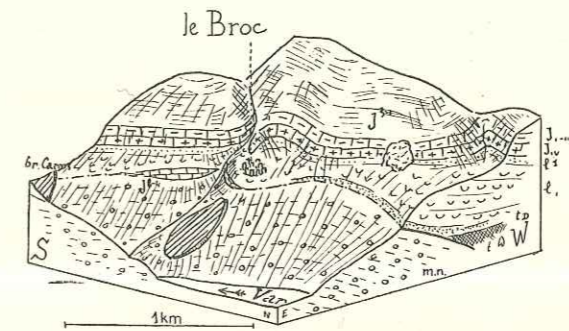


Fig. 238. — Environs du Broc.

Vus de E. 41° W., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Une petite irrégularité du chevauchement de Caussols : lambeau de flanc inverse représenté par deux lentilles de Jurassique supérieur, et petit repli de la barre calcaire bajocienne.

ports de la série que nous suivons avec les autres unités qui passent aux environs du pont Charles-Albert (p. 269).

De Tourettes à Vence, nous avons décrit la bande miocène sur laquelle se fait le chevauchement et ses accidents. Il nous reste à dire deux mots des rapports entre cette bande et la région située plus au sud. Il semble que le Miocène se soit déposé sur une surface arasée, qui tranche en majeure partie des calcaires jurassiques. Nous avons déjà signalé l'existence à Tourettes d'une faille antérieure au Miocène. Il existe une série de plis nord-sud également antérieurs au Miocène, principalement à la Colle, où on trouve des synclinaux nummulitiques assez pincés, et près de Vence. Nous n'entrerons pas dans le détail des petites ondulations ou des poches qui font reposer le Miocène, par place, sur différents termes crétacés ou éocènes, conservés en très petits lambeaux à la surface du Jurassique. Tous ces affleurements ont été décrits depuis longtemps.

Les deux coupes de la figure 239, de Vence à la Gaude, montrent des plis anté-miocènes nord-sud, très réguliers, et qui affectent le Nummulitique en même temps que le Jurassique. A côté des mouvements post-nummulitiques-

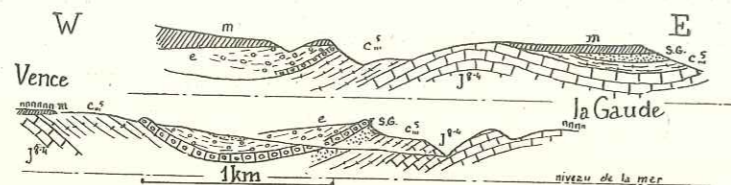


Fig. 239. — Replis anté-miocènes à l'est de Vence.

Deux coupes est-ouest distantes de quinze cents mètres. Légende générale avec : S. G., sables de la Gaude. Ondulations d'axe nord-sud.

anté-miocènes, on reconnaît également la trace de mouvements anté-nummulitiques au fait que l'épaisseur du Cénomaniens est très variable et qu'il manque parfois complètement.

RIVE GAUCHE DU VAR.

Le Var constitue la limite orientale de notre champ d'étude. Nous allons cependant décrire rapidement sa rive gauche en aval de la Vésubie. Dans cette région, les conglomérats pliocènes atteignent une largeur de trois à six kilomètres. Ils sont particulièrement développés sur la rive gauche (fig. 240), où ils peuvent masquer naturellement un certain nombre d'accidents tectoniques. Par exemple, un chevauchement face à l'ouest apparaît au sud d'Aspremont sur deux kilomètres de longueur seulement, mais il est très vraisemblable qu'il se prolonge parallèlement au bord du bassin pliocène.

L'existence de ce chevauchement pose une question importante. Doit-on le considérer comme la suite du chevauchement de Caussols, qui passe sur la rive droite du Var, par Vence, Saint-Jeannet, Carros, le Broc? En ce cas, l'indentation en plan correspondant à la vallée du Var, profonde de douze kilomètres, donnerait une limite inférieure pour l'amplitude du chevauchement qui deviendrait une nappe importante. Il nous paraît plus vraisemblable de rattacher ce chevauchement à celui du Vial qu'il prolonge directement.

Nous avons déjà signalé, au nord de Grasse, l'obliquité des accidents tectoniques sur les lignes isopiques. Ce caractère sera encore beaucoup plus frappant ici. Les faciès varient en effet rapidement de part et d'autre d'une ligne est-ouest, peu distante du confluent de la Vésubie. Or, nous allons suivre des acci-

dents nord-sud, le long desquels nous constaterons des variations de faciès extrêmement rapides. Nous verrons, en moins d'un kilomètre, le Néocomien se réduire au dixième de son épaisseur. Le Lias, si épais à Bonson, réapparaît à peine, réduit à quelques dizaines de mètres à la Roquette, dans la même

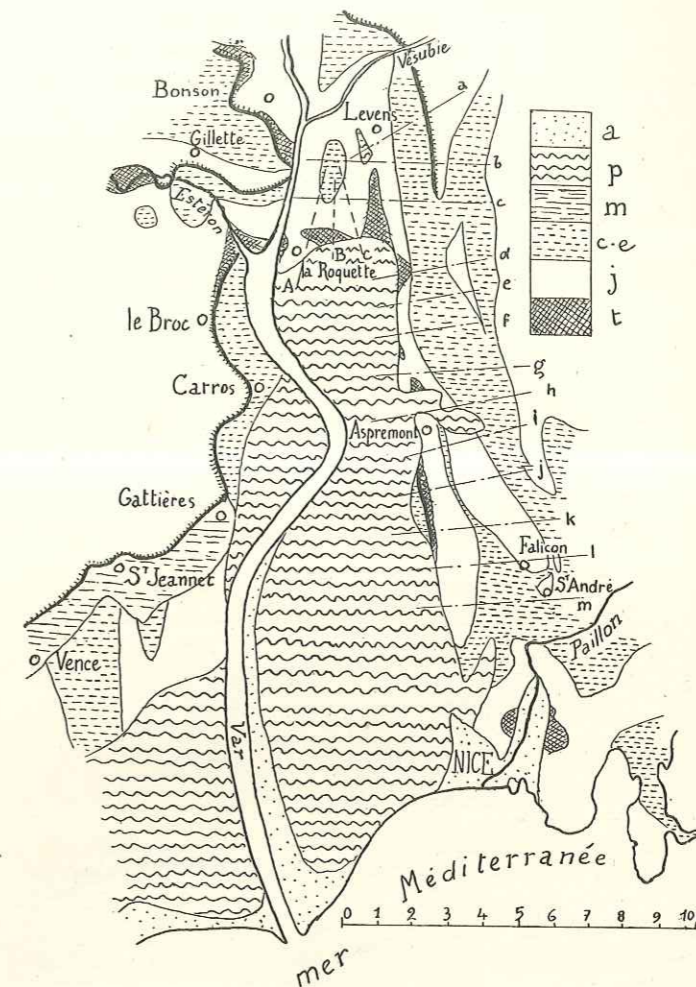


Fig. 240. — Le delta du Var et ses environs.

t, Trias; j, Jurassique; c-e, Crétacé et Eocène; m, Miocène; p, Pliocène; a, Alluvions. Emplacement des coupes des figures 241 et 242.

série, pour disparaître complètement peu après. Enfin, près de Nice, le faciès dolomitique envahit tout le Jurassique qu'il devient impossible de subdiviser⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Cf. KILIAN. — Présence du Dogger dans le bassin de la Bévéra et de la Roya (*C. R. S. G. F.*, n° 1, 5 janvier 1914).

Nous n'insisterons pas sur les deux types de faciès que nous avons déjà décrits plus haut.

Nous avons vu (p. 240) le Var, en amont de la Vésubie, couper obliquement

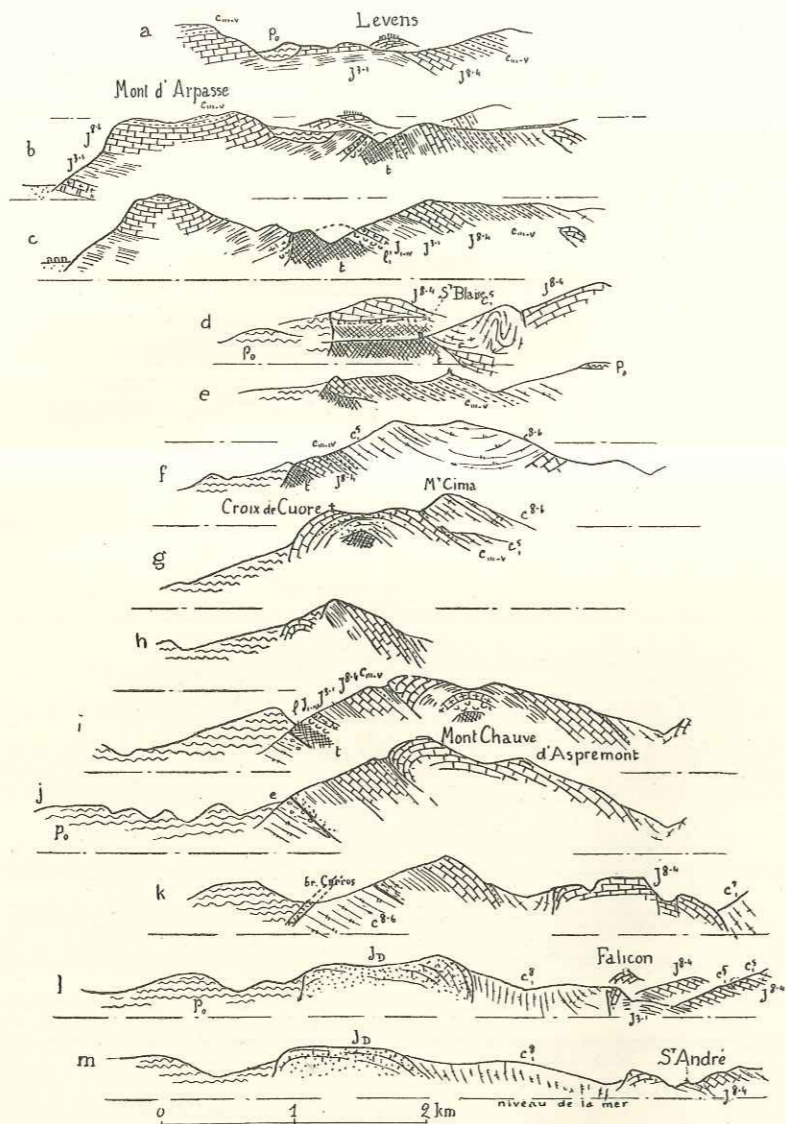


Fig. 241. — Série de coupes de la rive gauche du Var.

Emplacements indiqués sur la figure 240.
Notations générales : p., conglomérats pliocènes.

la série du Vial; le Mont d'Arpasse, qui constitue la rive gauche du Var, juste en aval de la Vésubie, formé de Jurassique moyen et supérieur et de Néo-

comien sub-horizontale, est la suite évidente de la série du Vial. Vers le sud, la série se complète jusqu'au Trias, qui affleure largement au pied du village de la Roquette. Celui-ci est construit sur une crête de calcaire jurassique supérieur à pendage sud, juste au sud du Trias. Faut-il y avoir le substratum du cheveu-

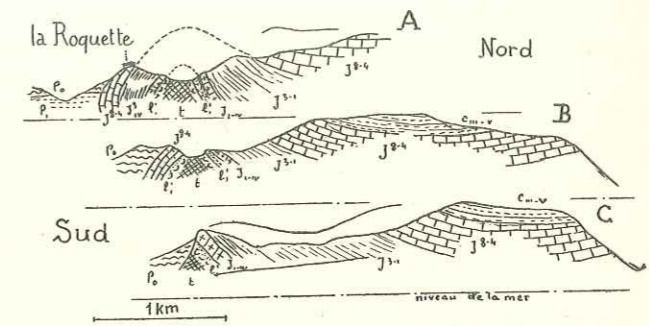


Fig. 242. — Trois coupes près de la Roquette.

Emplacements indiqués par la figure 240 : p., Plaisancien; p., conglomérats pliocènes.

chement dont le Trias marquerait le base? Nous pensons plutôt, d'après l'allure des bancs au col situé au nord-ouest du village, que cette crête représenterait

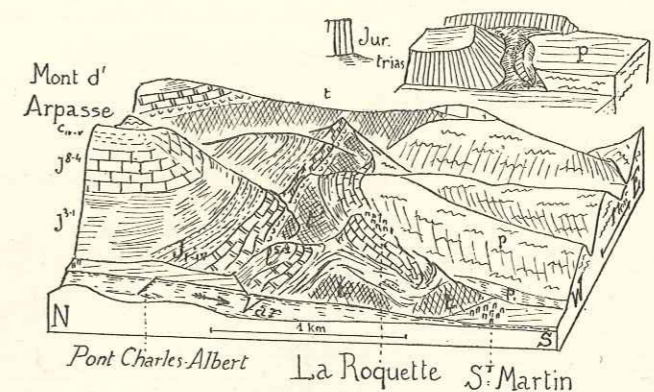


Fig. 243. — Environs de la Roquette.

Vus de W. 8° S., pente 1/4, base au niveau de la mer.

Avec schéma tectonique : à gauche le Mont d'Arpasse prolonge la série du Vial; le Trias de la Roquette semble correspondre à un anticlinal est-ouest, dont le Jurassique qui porte le village représenterait le flanc méridional étiré. Au fond, la figure montre l'anticlinal de Levens.

le flanc méridional d'un anticlinal est-ouest. Flanc méridional certainement étiré, incomplet et qui paraît se laminer à l'ouest dans le gypse triasique (fig. 243).

Nous ne croyons pas possible de voir dans les gypses de la Roquette simple-

ment le prolongement de ceux qui, de l'autre côté du Var, environnent l'embouchure de l'Estéron, parce que le Mont d'Arpasse ne saurait être le prolongement de la série laminée du pont Charles-Albert. Les gypses de la Roquette prolongent ceux qui s'étalent au sud de Bonson sur la rive droite du Var, deux kilomètres en amont.

Tout ce qui est au sud de la Roquette disparaît sous les conglomérats pliocènes. L'anticlinal est-ouest, dont seul le flanc nord reste visible, bute bientôt contre un anticlinal triasique nord-sud, qui va lui-même s'envoyer périclinalement au sud de Levens (fig. 244). La coupe de la Vésubie permet de

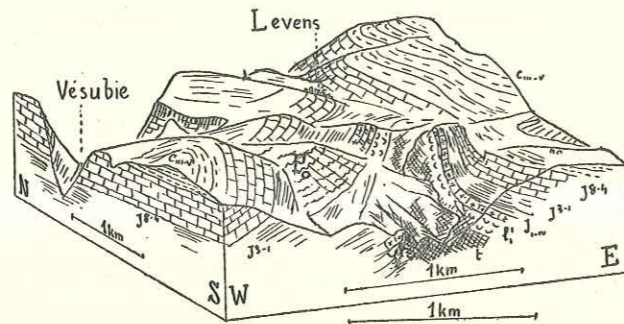


Fig. 244. — Environs de Levens.

Vus de S. 21° W., pente 1/4, base au niveau de la mer.

L'anticlinal triasique se termine périclinalement. A gauche, ancien lit du Var rempli de poulingues *p.*

s'assurer que cet anticlinal se réduit, un kilomètre au nord de Levens, à une légère inflexion des couches jurassiques.

Signalons encore, à l'ouest de Levens (fig. 241, *a, b* et 244), une ancienne vallée pliocène creusée avec des parois à pic dans les calcaires jurassiques du Mont d'Arpasse et remplie de conglomérats. Elle ne correspond à aucun accident tectonique, mais indique la position du Var pliocène, jalonné par d'autres lambeaux de conglomérats au nord de la Vésubie et tout à fait distinct du Var quaternaire.

La série qui limite à l'est les conglomérats pliocènes prolonge le flanc oriental de l'anticlinal de Levens. Mais différents accidents l'affectent. C'est d'abord, à Saint-Blaise (fig. 241, *d, e* et fig. 245), une énorme extension du Trias, qui lamine complètement la série jurassique et vient au contact du Crétacé. Il est possible que les mêmes phénomènes tectoniques — qui tiennent sans doute au voisinage d'un chevauchement masqué — aient augmenté

l'épaisseur apparente du Néocomien, mais de toutes façons, la modification stratigraphique entre Saint-Blaise et le Mont Cima, où il ne dépasse pas dix mètres, est des plus frappantes.

La figure 245 montre, à gauche, un nouvel anticlinal jurassique situé en arrière de celui qui constitue la bordure du delta pliocène. Un peu plus loin, à la Croix de Cuore (fig. 245), la série se complète par une charnière frontale, ce qui ne signifie pas qu'elle s'enracine (cf. Signal de Harpille, p. 227). Près d'Aspremont, les conglomérats pliocènes masquent toute la série et vont s'étaler en arrière de la crête; lorsque le substratum réapparaît on constate

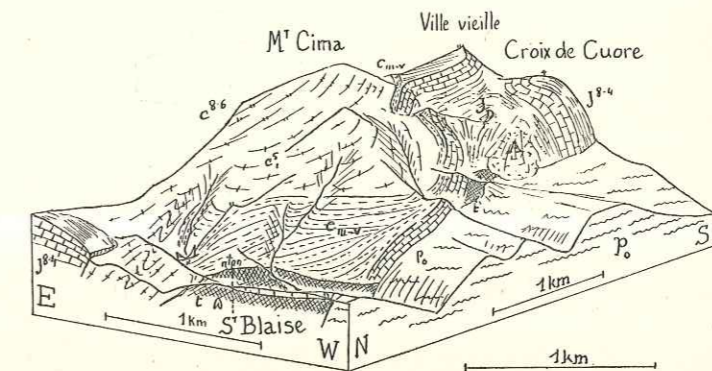


Fig. 245. — Saint-Blaise et la Croix de Cuore.

Vu de N. 36° W., pente 1/4, base au niveau de la mer.

En avant, la série est laminée au contact de la masse de Trias de Saint-Blaise. Au fond, elle forme une charnière frontale. Remarquer la variation considérable d'épaisseur du Néocomien.

qu'il forme deux anticlinaux successifs. Le plus occidental (anticlinal d'Aspremont) comprend toute la série jurassique (avec Argovien fossilifère), avec un pendage est constant. Les gypses du Trias sont bien développés à sa base et le substratum — Crétacé supérieur et Nummulitique — apparaît sur deux kilomètres de long, ce qui établit le caractère chevauchant de la série.

Dans sa partie méridionale, le Jurassique formant l'anticlinal d'Aspremont devient tout à fait dolomitique, et il est impossible de reconnaître un pendage. Mais partout ailleurs, le pendage vers l'est des bancs du Jurassique supérieur est tout à fait net, et confirmé par la présence d'une bande continue de Néocomien ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Léon Bertrand rattache l'anticlinal d'Aspremont à l'une des nappes provençales, tout en considérant le Mont Chauve comme autochtone. Le Jurassique de l'anticlinal d'Aspremont plonge d'une façon très nette vers l'est, et passe donc sous l'anticlinal du Mont Chauve.

Le second anticlinal constitue le sommet du Mont Chauve. Il vient chevaucher par dessus l'anticlinal d'Aspremont mais avec une charnière frontale de Jurassique supérieur complète.

Vers le sud, les deux anticlinaux s'écartent et sont séparés par une bande plus large de Crétacé supérieur. L'anticlinal du Mont Chauve s'enracine à Falicon (fig. 246 et 247); au nord-ouest de Falicon, à Faliconet par exemple, le flanc ouest de l'anticlinal se réduit à une faille verticale. A partir du ravin qui sépare Faliconet de Falicon, le Jurassique supérieur (calcaire blanc) vertical apparaît, et l'Argovien dessine une charnière très nette (fig. 247). La termi-

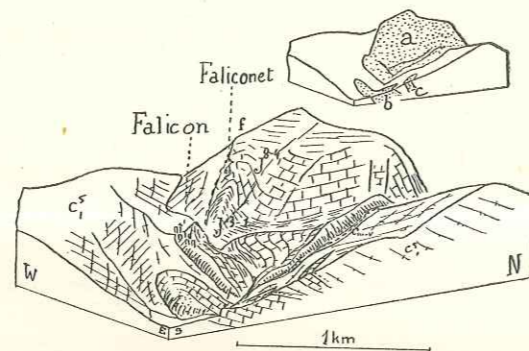


Fig. 246. — Saint-André et Falicon.

Vue de E. 40° S., pente 1/4, base au niveau de la mer.

naison périclinale du Jurassique supérieur est ensuite tout à fait régulière. La figure 247 en donne une vue à peu près cylindrique.

Mais quelques complications apparaissent juste au delà, à Saint-André : ce sont des écailles jurassiques fichées dans les marnes et marno-calcaires crétacés. La principale, de forme très massive, est coupée par la vallée à la chapelle de Saint-André. Elle est limitée au nord et au sud par des failles sub-verticales, et le Crétacé repose normalement sur le Jurassique à l'est. Elle est donc poussée vers l'ouest (fig. 246 et 247, *b*). Les deux autres sont des lames peu épaisses (*c* et *d*, fig. 246 et 247), que l'on voit s'encapuchonner dans les marnes crétacées à leurs extrémités. La première a six cents mètres de long et chevauche en partie sur l'anticlinal principal du Mont Chauve-Falicon, par l'intermédiaire d'un matelas crétacé. La seconde n'a que cent mètres. Toutes deux sont poussées vers l'ouest⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Ces écailles sont assimilées par Léon Bertrand à un lambeau de nappe provençale. Leur examen approfondi montre qu'elles sont enracinées sur place.

L'existence d'une ligne de chevauchement vers l'ouest se poursuivant du nord au sud, de Saint-Blaise jusqu'au delà d'Aspremont, est donc très vraisemblable. Ce chevauchement relaie en somme, à partir de Levens, celui du Vial.

Nous ne dirons rien des autres accidents parallèles à ceux-ci, qui constituent le faisceau de la basse-Vésubie : l'un d'entre eux, que nous avons vu naître à Malaussène, se termine près de Levens (*b* et *c*, fig. 241, et fig. 240). Tous manifestent la même courbure en arc convexe vers le sud-est, passant

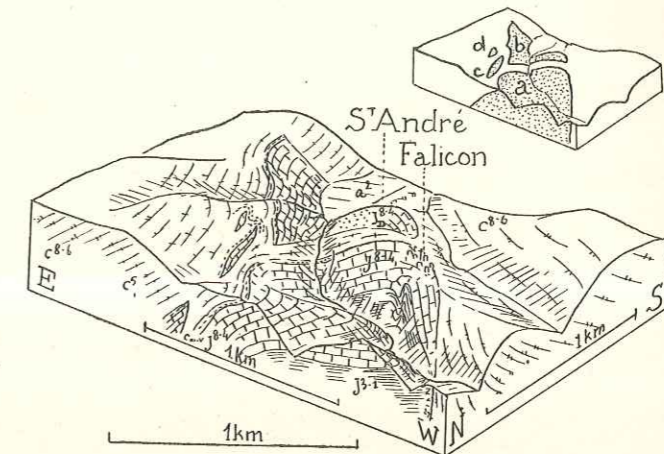


Fig. 247. — Même région,

Vus de N. 35° W., pente 1/2.

Les schémas indiquent : en *a*, la masse de l'anticlinal de Falicon, qui se termine, périclinalement; *b*, la volumineuse écaille de Saint-André; *c*, une écaille jurassique très mince et *d*, écaille analogue plus courte. Ces deux écailles s'encapuchonnent nettement dans le Crétacé à leurs extrémités.

d'une direction est-ouest à une direction nord-sud. Cette direction nord-sud constitue la première branche de l'arc de Nice, dont la deuxième branche est parallèle à la mer.

Le delta pliocène du Var — succédant à un golfe de la mer plaisancienne — occupe donc le vide compris entre les plis qui se font presque ace, et qui appartiennent respectivement aux arcs de Castellane et de Nice.

Nous n'avons trouvé, dans toute cette région, que des accidents alpins, poussés vers le sud. Une comparaison attentive nous a montré que l'hypothèse de nappes provençales et de duplicatures devait être rejetée formellement.

Le chevauchement de Caussols, qui se poursuit sur la rive droite du Var

jusqu'au pont Charles-Albert, est de beaucoup le plus important et joue le rôle de chevauchement frontal, avec une longueur de quarante kilomètres et une amplitude maximum de cinq kilomètres au moins. A l'ouest, il est relayé par des accidents plus septentrionaux qui se poursuivent jusqu'aux environs de Castellane, tandis que d'autres, plus au sud, font face au Tanneron. Plus au nord, le volumineux anticlinal du Cheiron, bordé au sud par le synclinal de Gréolières, n'est rompu que très localement.

A l'est, les plis nord-sud, chevauchant vers l'ouest, de l'arc de Nice viennent recouper tous ces accidents.

CHAPITRE VIII.

CONCLUSIONS.

ÂGE DES PLIS.

L'âge des plis que nous venons de décrire — ou du moins de la plupart d'entre eux — résulte avec assez de précision de la position qu'occupent les lambeaux miocènes qui existent aux deux extrémités de l'arc.

Au sud-est, nous avons vu que la molasse de Vence est largement impliquée dans les chevauchements décrits, qui sont donc post-helvétiques. Les poudingues miocènes de Sainte-Luce, près Saint-Vallier et les calcaires lacustres de Saint-Cézaire et Seillans, également miocènes, sont également antérieurs aux chevauchements. Ceux-ci sont antérieurs à la brèche de Carros, elle-même anté-pliocène.

Près de Castellane, les marnes et conglomérats du Rayau, d'Eoulx et de Breton, qui appartiennent au Pontique, sont à très peu près concordants sur le Crétacé et le Lutétien, et par conséquent antérieurs à la principale phase tectonique. Il semble cependant que les synclinaux qu'occupent ces formations se soient individualisés avant ou pendant leur dépôt. A Jabron, un calcaire lacustre est même très localement transgressif sur le Crétacé redressé. Les plissements ont donc commencé à se produire avant la fin du Pontique comme l'indique d'ailleurs l'abondance des conglomérats.

Dans l'ouest, nous retrouvons le Miocène, plus ou moins saumâtre⁽¹⁾, à Majastres, où il est directement chevauché par le Trias. Au bord du bassin de Valensole, on peut préciser un peu plus. Le Pontique lacustre est, à Aiguines et à Chabrières, sensiblement concordant sur les terrains secondaires, et fortement redressé. Il en est de même des conglomérats qui reposent en concordance sur la formation lacustre et sont fréquemment ployés et chevauchés. Mais les derniers bancs de ces conglomérats sont, au sud de l'Asse, absolument horizontaux, et arrivent ainsi jusqu'au voisinage immédiat des plis, qui parais-

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F). — Stratigraphie des terrains tertiaires de Châteauredon, de Beynes et de Majastres. (*C. R. S. G. F.*, 4 mars 1935, p. 67.)

sent leur être antérieurs, au moins pour la plus grande part. Nous avons pu montrer directement, principalement sur le bord ouest du bassin, mais également à l'est (fig. 45, coupe *o*), l'influence des mouvements qui se sont produits pendant le dépôt des conglomérats, et se traduisent par une discordance au sein de ceux-ci sur le bord du bassin, contrastant avec la concordance parfaite plus près du centre⁽¹⁾.

Les plis des environs de Moustiers sont donc contemporains du dépôt des conglomérats.

On peut, comme nous l'avons indiqué (p. 77; voir également p. 44) distinguer deux phases dans les plis des environs de Chabrières et le chevauchement des Dourbes. Le soulèvement du Dôme de Châteauredon est postérieur au Pontique inférieur lacustre. Puis, le Dôme de Châteauredon a été arasé suivant une surface horizontale, sur laquelle s'est fait le chevauchement des Dourbes. Cette surface d'érosion ancienne est à peu près dans le prolongement du plateau formé par les conglomérats de Valensole, comme d'autres surfaces analogues qui existent au-dessus de Moustiers et au sud du Verdon. Elle serait donc, semble-t-il, contemporaine du dépôt des derniers bancs de conglomérats, auxquels le chevauchement des Dourbes serait postérieur. On peut rapporter à la poussée résultant de ce chevauchement un certain nombre de plis qui, au nord de l'Asse, affectent toute la masse des conglomérats.

Il est donc très important de pouvoir dater exactement les derniers bancs du conglomérat de Valensole : la présence de *Mastodon Borsóni* montre qu'ils appartiennent déjà au Pliocène⁽²⁾.

On peut donc dire que la phase principale date du sommet du Pontique, et que ses dernières manifestations se sont produites jusqu'en plein Pliocène.

⁽¹⁾ GOGUEL (Jean). — Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1520, 15 mai 1933).

⁽²⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Observations sur les poudingues du bassin tertiaire de Digne, *C. R. S. G. F.*, p. 33, 4 février 1935).

L'analogie d'âge et de faciès avec certains conglomérats post-plaisanciens en bordure de la Crau ne nous paraît pas suffisante pour y voir, ainsi que dans les conglomérats de Villelaure, des restes d'un même ensemble. Au contraire, les conglomérats de Villelaure sont antérieurs au creusement de la vallée de la Durance, lui-même antérieur au Plaisancien.

DENIZOT (G.). — Sur l'âge des vieux poudingues de la Durance et de la Crau. (*C. R. Ac. Sc.*, t. 196, p. 1906, 19 juin 1933).

GOGUEL (Jean). — Sur l'âge des poudingues de Valensole (*C. R. S. G. F.*, n° 15, p. 234, 4 décembre 1933).

PLIS ANCIENS.

Au cours de notre description, nous avons trouvé en certains points la preuve qu'il existait des plis antérieurement à la phase tectonique principale.

Le cas le plus net est celui où un terrain plissé est discordant sur des formations antérieures. Par exemple, le calcaire nummulitique de la vallée de l'Estéron est discordant sur le Crétacé. Nous allons passer en revue tous les plis de ce genre qu'on peut mettre en évidence (fig. 248), en donnant toutes les indications possibles sur leur âge.

Les plis anté-nummulitiques de la vallée de l'Estéron se réduisent (p. 241) à deux anticlinaux est-ouest, situés dans le prolongement l'un de l'autre. Il existe un accident analogue près de Daluis, mais aucun autre ni entre l'Estéron et Daluis, ni dans la région située au nord de Saint-André.

La transgression nummulitique est arrivée dans la région de Roquestéron à l'Auverisien. Les plis en question sont donc anté-auversiens. Nous n'avons aucune raison de penser qu'ils puissent remonter au Crétacé supérieur. On peut préciser encore plus, un peu plus à l'ouest, où les plis que nous allons décrire sont postérieurs au Lutétien lacustre. La concordance d'âge avec les plis de la Basse Provence, post-lutétiens et anté-ludiens, est donc aussi satisfaisante que possible.

Dans la région de Barrême et de Castellane, la transgression nummulitique n'est arrivée qu'au Lattorfien. On a vu qu'à ce moment les couches crétacées présentaient une inclinaison générale vers l'est, correspondant à la lisière du bassin occupé par la mer nummulitique (p. 51). Les parties les plus élevées étaient attaquées par l'érosion. Dans le détail on constate l'existence de plis sensiblement est-ouest, dans l'axe desquels le Lattorfien arrive à reposer sur le Néocomien inférieur. Tel est le Rocher Saint-Martin, au nord de Barrême, où la transgression atteint le Valanginien, et un point analogue au sud de Sénez, un peu au nord de l'axe actuel de l'anticlinal de Vibres. La présence de Cénomaniens à Bliex indique un repli synclinal.

Au contraire, de l'autre côté du chaînon Pré-Chauvin-Saint-Vincent, le Lattorfien repose sur le Néocomien et même sur le Berriasien (Saint-Vincent [p. 141]). De plus, son faciès est sensiblement différent, les grès étant beaucoup plus développés au sud. Faut-il en conclure qu'il existait avant le Lattorfien un repli suivant l'axe Berbéné-Saint-Vincent? Cette hypothèse faciliterait

l'explication de ce chaînon de direction anormale, qui se serait formé à partir d'une amorce pyrénéo-provençale. Rappelons enfin qu'il existe à Brayals une faille anté-lattorfienne, qui fait buter le Cénomaniens contre le Valanginien. Au Teillon, le Lattorfien est transgressif sur le Valanginien.

Il existe, dans la série tertiaire de Barrême et Castellane, des discordances qui ont été analysées en grand détail par Boussac et A.-F. de Lapparent⁽¹⁾ et permettent de mettre en évidence les phases successives de plissements postérieures au Lattorfien et antérieures au grand paroxysme miocène. Une discordance marquée sépare le Stampien (mollasse rouge) du Lattorfien. Boussac⁽²⁾ cite même l'apparition de galets alpins (roches vertes) dans le conglomérat à *Natica crassatina* qui (d'après A.-F. de Lapparent) termine le Lattorfien. L'apparition de ces galets — beaucoup plus abondants dans la mollasse rouge — indique la formation des nappes dans une zone beaucoup plus interne. On sait d'ailleurs que ces nappes sont postérieures au Grès d'Annot, rapporté au Lattorfien ou au sommet du Priabonien.

A l'ouest de Barrême et au sud de Castellane, les premiers dépôts tertiaires — non compris le Lutétien qui, lui, est toujours concordant sur le Crétacé supérieur — sont plus récents. Ils débutent, à l'ouest de Barrême, par l'Aquitaniens qui est légèrement discordant sur le Crétacé : dans le synclinal de Majastres, il repose sur l'Hauterivien au nord, sur le Turonien au sud; mais la variation est tout à fait progressive et ne met en évidence aucun plissement. Sur le dôme de Chabrières, le seul accident anté-aquitaniens mis en évidence est la faille de Trévans, sensiblement est-ouest, et à vrai dire assez importante (elle fait buter le Lutétien contre le Barrémien; p. 79).

Quelques lambeaux de conglomérats rapportés à l'Aquitaniens existent près de Moustiers. Celui qui se trouve juste au-dessus du village est transgressif sur le Jurassique et la base du Néocomien. Un autre lambeau, très petit, est incliné et fortement discordant sur le Jurassique du flanc ouest de l'anticlinal de Montdenier (fig. 45, coupe p). Tout ceci tend à montrer que les plissements étaient déjà esquissés avant le dépôt de ce conglomérat. Au contraire, celui qui repose sur l'extrémité ouest de l'anticlinal d'Aiguines est sensiblement concordant sur le Jurassique (avec une faible épaisseur de Néocomien interposé) [p. 175].

⁽¹⁾ DE LAPPARENT (A.-F.). — Les terrains tertiaires de Barrême et de Sénéz (*C. R. S. G. F.*, n° 15, p. 218, 3 décembre 1934).

⁽²⁾ BOUSSAC. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. Carte*, 1912, p. 191).

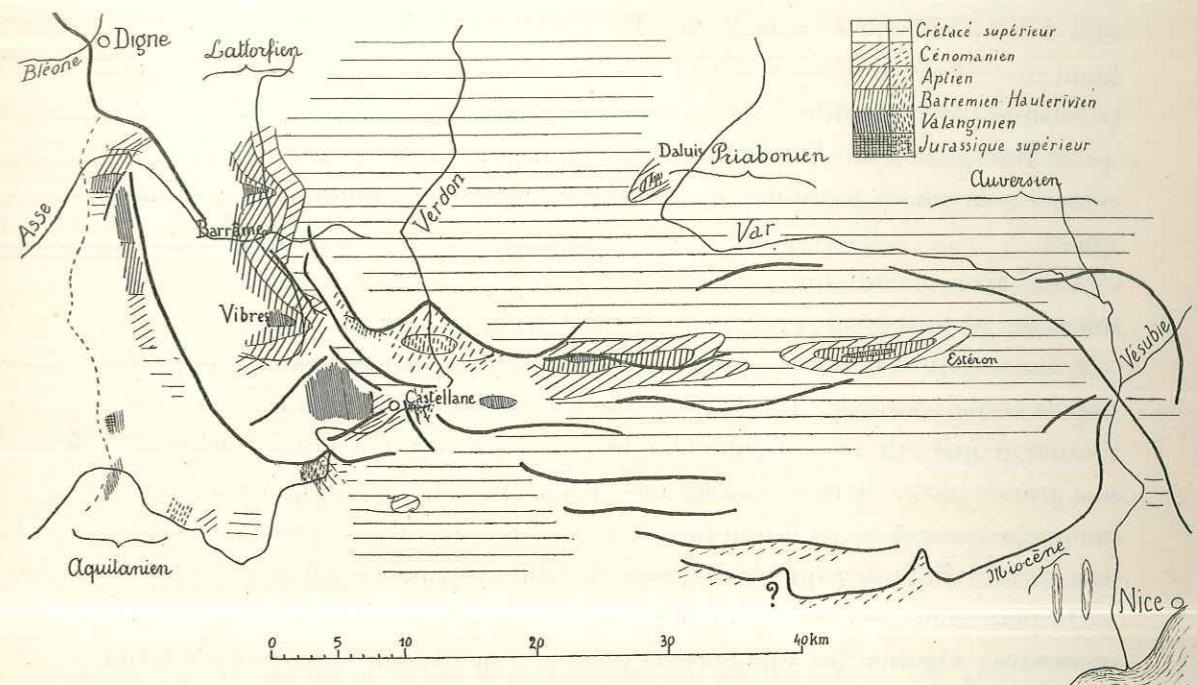


Fig. 248. — Carte des plis anciens (voir fig. 179).

Cette carte indique les terrains sur lesquels reposent les formations tertiaires. C'est par conséquent la carte géologique antérieurement à leur dépôt.

Les terrains tertiaires transgressifs sont d'âge différent suivant les points, plus anciens à l'est qu'à l'ouest; leur âge est indiqué sur les bords de la carte.

On a indiqué également, par des hachures interrompues, les terrains sur lesquels se sont fait les chevauchements, là où on est certain qu'ils se sont produits à la surface du sol. Ces hachures interrompues indiquent donc des terrains qui ont été mis à jour par l'érosion antérieurement à la phase tectonique principale (du Miocène supérieur). On n'a pas donné les mêmes indications pour le chevauchement des Dourbes, qui semble postérieur à cette phase et dater du Pliocène.

On a figuré en traits gras les principales discontinuités résultant des mouvements miocènes. Il faudrait, pour reconstituer la paléogéographie antérieure, écarter d'une certaine quantité les deux lèvres de ces discontinuités.

La carte ainsi obtenue permet de se faire une idée sur les plis provençaux qui ont affecté la région. Ce sont des anticlinaux peu accusés, puisqu'ils n'ont jamais amené au jour des terrains antérieurs au Jurassique supérieur. Ils sont régulièrement orientés suivant une direction est-ouest. Les plus importants sont alignés suivant une ligne droite qui comprend un anticlinal à la Montagne de Vibres, l'anticlinal de Castillon au nord de Castellane, et les deux anticlinaux de l'Estéron. Un autre axe anticlinal, moins continu, passe plus au nord et comprend l'accident de Daluis au bord du Var et les replis des environs de Barrême, qui sont certainement est-ouest, et ne manifestent donc nullement la courbure de l'arc décrit par les plis alpins postérieurs. L'étendue des affleurements de Crétacé supérieur montre que de vastes régions n'ont été affectées par aucun pli provençal, en particulier entre Barrême et Daluis.

Au sud de Castellane, les dépôts clastiques, pontiques au Rayau, à Eoux et à Jabron, stampiens à la Roque Esclapon (Sainte Pétronille), sont légèrement discordants sur le Crétacé supérieur et le Lutétien. Celui-ci n'existe que par lambeaux discontinus; le Cénomaniens n'est atteint par la transgression qu'au Bourguet. Dans l'ensemble, on peut affirmer qu'il n'y avait là, antérieurement à la phase pontique du plissement, que des ondulations peu marquées.

Nous avons mentionné ci-dessus (p. 304) les ondulations nord-sud, antémiocènes et post-priaboniennes, des environs de Vence.

L'énumération des plis anciens mis en évidence par la transgression des dépôts tertiaires sur le Crétacé est, en le voit, assez brève. Bien que ces dépôts n'existent que sur une étendue limitée, ils permettent d'affirmer que, dans une grande partie de la région, les plis anciens ne consistaient qu'en des ondulations peu marquées et d'indiquer la répartition de ces accidents. Ils permettent surtout d'affirmer que des régions étendues n'étaient nullement ondulées.

On peut, dans certains cas, mettre en évidence plusieurs phases tectoniques successives, séparées par une période d'érosion, par le seul examen de la forme des plis. C'est le cas lorsqu'un chevauchement s'est produit à la surface même du sol. Il faut évidemment pouvoir reconnaître, pour appliquer cette méthode, si un chevauchement s'est fait en profondeur ou non. C'est ainsi que, près de Norante (p. 44), le Lias chevauchant repose sur les marnes bathoniennes et oxfordiennes de la vallée de l'Asse : il y a tout lieu de penser que le chevauchement s'est fait en profondeur, tandis que ces marnes permettaient aux couches supérieures (Crétacé) de s'adapter d'une façon différente, disharmonique, au raccourcissement de la couverture.

Au contraire, la même série chevauchante repose sur le dôme de Chabrières, dont tous les terrains sont coupés par la surface horizontale sur laquelle se fait le chevauchement (p. 77). Si la masse chevauchante avait agi comme un rabot, en coupant à l'emporte-pièce les terrains chevauchés, on concevrait mal que cette coupure se fasse de la même façon dans le Jurassique supérieur très dur, et dans les marnes néocomiennes, et qu'aucun de ces terrains ne soit dérangé au voisinage du contact anormal.

Ce deuxième cas se trouve réalisé également à Castillon où l'anticlinal paraît bien avoir été formé avant le chevauchement de la série Lauppe-Demandolx (p. 123, fig. 76). Il n'est d'ailleurs pas exclu qu'il ait rejoué ultérieurement et qu'en particulier le laminage de son flanc méridional ne soit contemporain du chevauchement du Lauppe-Demandolx.

A Castellane même, le chevauchement de la série de la Blache sur le Roc, c'est-à-dire l'extrémité septentrionale de la Montagne de Destourbes, se fait sur différents termes, du Jurassique supérieur au Barrémien.

Enfin, sur la rive droite de la Cluse de Soleil, la surface de chevauchement coupe en discordance une série qui va du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur (p. 140). Ici encore, il est facile de constater que le Néocomien meuble n'est nullement disloqué au contact du Trias chevauchant.

A l'est, les longs chevauchements du Cheiron et de l'Audibergue se font très régulièrement sur le Cénomaniens, attestant la régularité de la région avant leur formation. Nous avons vu cependant (p. 282) que, dans le vallon de Nans, le chevauchement se fait sur la base du Jurassique, mais sans pouvoir dire s'il s'agit là d'un chevauchement à la surface du sol, sur un anticlinal antérieur érodé, ou de la partie profonde du chevauchement.

Dans ces différents cas, rien ne nous permet d'évaluer la durée pendant laquelle a agi l'érosion entre les deux phases tectoniques. Cette durée peut avoir été très brève. C'est ainsi que sur le pourtour du dôme de Châteauredon, érodé avant le chevauchement de la série des Dourbes, le Pontique lacustre et les conglomérats plus élevés sont redressés. L'érosion et le chevauchement se sont produits au cours de la fin du Pontique et du Pliocène. Les deux mouvements peuvent donc n'être que deux stades d'une même phase tectonique. On ne peut même pas affirmer que ces deux stades aient été séparés par une véritable période de repos.

La figure 248 rassemble tous les renseignements, de valeur très inégales, que nous possédons. On reconnaît un alignement est-ouest, de la Montagne de Vibres à l'Estéron en passant par Castillon. Plus au nord, l'anticlinal du Rocher Saint-Martin et l'accident de Daluis sont plus isolés, et séparés par une région où l'on peut affirmer qu'il n'existe pas d'autres plis anté-nummulitiques.

Au sud, on peut affirmer aussi qu'il n'y avait nulle part d'accident atteignant l'importance de ceux que nous venons de mentionner. Il n'est pas possible de mettre en évidence de plis définis.

Indépendamment des plis provençaux beaucoup plus accusés situés plus au sud, des plis anciens très analogues à ceux que nous venons de mettre en évidence existent au nord et à l'ouest de la région étudiée ici, avec la même direction est-ouest. Ils ne participent pas non plus à la courbure de l'arc alpin, et leurs prolongements vont passer à l'ouest par des régions qui n'ont pas — ou très peu — été disloquées plus tard (fig. 1).

Dans une note classique⁽¹⁾, Haug a montré l'existence, au nord de Digne, de plis antérieurs à la molasse rouge, dirigés sensiblement de l'est à l'ouest. Il est facile de les situer sur la carte géologique détaillée, la molasse rouge reposant dans l'axe de ces anticlinaux sur le Jurassique supérieur. Nous les avons indiqués sur la carte de la figure 1. Le reste de la note de Haug doit être lu avec précaution puisque la nappe de l'Ubaye n'était pas encore connue, et qu'elle amène le Nummulitique à reposer sur des termes quelconques du Jurassique. Il ne faut retenir que l'anticlinal anté-nummulitique mentionné près de la source de la Tinée.

Sur la rive droite de la Durance, Kilian a montré que l'anticlinal nord de la Montagne de Lure est anté-miocène, alors que le pli principal est post-miocène. Il est très possible que cet anticlinal soit également anté-oligocène, comme les plis que nous venons de mentionner.

La feuille du Buis montre, à l'ouest du Buis, près de Propiac, la transgression du Miocène sur des termes assez variés. Cette région est assez compliquée par suite de l'éjection du Trias de Suzette, qui serait, en partie au moins, anté-oligocène.

Nous avons donné le détail des plis provençaux (antéludiens) dans la région située au sud de l'axe Ventoux-Lure⁽²⁾; c'est l'axe est-ouest du Luberon éocène, et l'anticlinal passant par Volx et le sud des Monts de Vaucluse, tous deux correspondant à de simples ondulations.

Plus loin vers l'ouest, on retrouve les mêmes plis est-ouest, complètement en dehors du domaine alpin. Sur la rive droite du Rhône, le Miocène⁽³⁾ et les dépôts oligocènes sont sensiblement horizontaux. Le Crétacé est affecté d'une série d'ondulations est-ouest, espacées de plusieurs kilomètres, et de formes assez douces (fig. 249). Les renseignements que nous possédons sur les plis de même âge de notre région nous permettent de nous les représenter comme très analogues.

Ces plis n'ont pas d'influence sensible sur les grandes lignes de l'arc alpin. Il suffit, pour s'en convaincre, de remarquer l'analogie de formes et de dimen-

⁽¹⁾ HAUG. — De la coexistence, dans le bassin de la Durance, de deux systèmes de plis conjugués, d'âges différents (*C. R. Ac. Sc.*, t. 120, p. 1357, 17 juin 1895).

⁽²⁾ GOGUEL (Jean). — Description géologique du Luberon (*Bull. Carte*, n° 186, t. XXXVI, 1932, p. 63).

— Revision de la feuille de Forcalquier (*Bull. Carte*, n° 190, t. XXXVIII, 1933, p. 135).

⁽³⁾ Voir : feuilles Avignon et Orange de la *carte géologique détaillée* (2^e édition par F. ROMAN).

sions des deux branches de l'arc, dont l'une leur est parallèle et l'autre perpendiculaire.

Cette comparaison montre par contre l'influence des plis anciens sur le détail des plis alpins. La branche nord-ouest est, dans l'ensemble, moins continue que la branche sud-est. Les chaînons qui la constituent ont une certaine tendance à s'incurver et à épouser la direction des plis préexistants. Haug avait déjà signalé la forme en feston de la partie nord du chevauchement des Dourbes, sur les plis anciens qu'il avait mis en évidence. Dans la vallée de l'Asse, le chevauchement des Dourbes s'incurve vers l'est et s'enracine suivant cette direction. D'autres replis de même direction existent près de Barrême. L'emplacement de la crête Berbéné-Pioulet paraît résulter de l'existence d'un



Fig. 249. — Coupe nord-sud prise sur la rive droite du Rhône, montrant l'allure des plis éocènes dans une région qui n'a pas été remaniée ultérieurement.

c_{iv-v} , Hauterivien-Valanginien; c_{ii} , Barrémien; c_i , Urgonien; c^1 , marnes aptiennes; c^{0-3} , Crétacé supérieur et moyen; m_{ii} , Sannoisien; m^{2-1} , Burdigalien.

pli antérieur. La branche sud-est de l'arc ne montre rien qui corresponde à ces discontinuités. Les accidents qui la constituent se poursuivent, ininterrompus, sur de grandes longueurs.

Cette différence dans le détail entre les deux branches de l'arc tient, très certainement, à la direction des plis préexistants qui, dans la branche nord-ouest, ont fourni les amorces d'une série d'accidents perpendiculaires à la direction générale, incorporés de façon variées dans le plan d'ensemble. Dans la branche sud-est, les plis anciens ont pu contribuer à localiser certains accidents récents, mais, comme il n'en résulte aucune irrégularité de direction, cette influence est peu visible.

Ceci nous donne la mesure de l'influence que les plis pyrénéo-provençaux préexistants ont pu exercer sur les accidents alpins : effet nul sur les grandes lignes du plan, qui sont imposées par des causes plus profondes, influence sensible sur le détail des accidents.

CLASSIFICATION DES PLIS.

On peut, pour conclure la description détaillée que nous avons donnée, envisager les choses de deux façons. Si on considère cette description comme une collection d'exemples de la façon dont une couverture décollée peut se comporter, on cherchera à rapprocher les cas analogues, comparer et classer les différents mécanismes, examiner l'influence des conditions locales. A ce point de vue analytique s'oppose un point de vue synthétique, auquel nous nous placerons en second lieu, en nous efforçant de distinguer les grandes lignes et de saisir les raisons de la répartition des différents accidents.

Tous les accidents décrits appartiennent, nous l'avons vu, à une seule catégorie : ce sont des plis de la couverture décollée au sommet du Trias. Comme contre-partie de cette monotonie de principe, nous pouvons espérer, étant donné le nombre des accidents, avoir un catalogue assez complet des formes possibles. Il n'y a pas, bien entendu, deux cas identiques, et les groupements proposés ne devront tenir compte que des caractères dominants des accidents; la classification obtenue est assez satisfaisante, à condition de laisser de côté un certain nombre de cas singuliers. La variété des formes que la nature nous offre dépasse nos moyens d'analyse et nous ne pouvons nous occuper ici que de ceux qui semblent apparaître normalement dans des circonstances déterminées.

Il faut tenir compte de ce que, suivant la profondeur à laquelle l'érosion l'a éventré, un accident se présentera sous des formes très différentes.

Mentionnons d'abord les accidents peu nombreux où la disharmonie (en dehors du décollement radical du sommet du Trias) joue un rôle fondamental. Tels sont les replis de la Cime de Couar (p. 52) et des environs de Barrême (p. 46), où la lame calcaire du Jurassique supérieur, comprise entre les marnes oxfordiennes et les marnes nécomiennes, s'est repliée d'une façon capricieuse. Des replis complexes et serrés de cette nature sont la règle quand une lame mince de calcaire dur est comprise entre deux masses marneuses plastiques ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ GOGUEL (Jean). — Description géologique du Luberon (*Bull. Carte*, n° 186, 1932, p. 50) Nous avons observé un cas analogue dans les Alpilles, au sud de Maussane.

La disharmonie due aux marnes oxfordiennes joue un rôle important dans la formation des écaillés du Poil et de Creisset, cas trop compliqués pour qu'on puisse les faire entrer dans une classification.

Au contraire, l'enracinement au sein des marnes oxfordiennes de la série calcaire, décollée, du Lias se présente d'une façon tout à fait analogue à Norante (série des Dourbes, p. 44), et à la Jaby près de Castellane (série de la Blache, p. 129). Dans les deux cas, la brève charnière du Lias, presque perpendiculaire à la ligne du chevauchement, se présente exactement de la même façon : on peut en conclure qu'il s'agit là du mode normal de décollement du Lias sous les marnes oxfordiennes. Les affleurements discontinus de Lias à la base du chevauchement de la série de Lauppe, avec les charnières frontales des environs de la Baume (p. 66), semblent appartenir aux parties frontales du Lias décollé suivant ce mécanisme.

Pour en finir avec la disharmonie, mentionnons les rides superficielles du Nummulitique de la région de Thorame, indépendantes des ondulations des termes inférieurs au Crétacé supérieur (p. 55).

En dehors des cas énumérés ci-dessus, aucune disharmonie ne se produit dans la série supra-triasique. En général, le Jurassique, plus résistant, donne l'impression de réagir activement, alors que le Crétacé et le Tertiaire, meubles, semblent jouer simplement un rôle passif en chargeant plus ou moins le Jurassique. Il arrive cependant qu'ils soient pincés et subissent de la part de la série jurassique une poussée qui les plisse directement (cas des replis du calcaire nummulitique près d'Ascros, p. 225).

Le cas le plus simple est celui où le Jurassique est simplement ondulé. Ce cas est la règle générale en d'autres parties des chaînes subalpines; il est en particulier très fréquent dans le Jura, mais est assez exceptionnel ici et n'est guère réalisé qu'au sud de Castellane. Il se complique près de Comps par suite des failles transversales, mais nous avons pu montrer le passage continu depuis le style des fossés effondrés de Comps et Brovès jusqu'à l'anticlinal chevauchant du Signal de Robion (fig. 250).

Lorsqu'un anticlinal s'accroît un peu, on ne tarde pas à voir apparaître une certaine dissymétrie, se traduisant d'abord par un laminage de la couverture meuble (Châteauvieux, p. 186, dôme 1281 au sud de Robion, p. 185, environ de Moustiers), puis du flanc jurassique du côté sud ou sud-ouest de l'anticlinal. A Castillon (p. 122), et dans l'anticlinal de Vibres (p. 114), on voit ce laminage se produire progressivement lorsqu'on va des extrémités de l'anticlinal vers sa partie centrale. Le flanc inverse reste jalonné par des

lentilles de Jurassique supérieur. Il suffit ensuite que ces lentilles elles-mêmes disparaissent pour qu'on passe au chevauchement franc, vers le sud, mais avant d'examiner ce cas, il nous faut étudier une particularité assez rare. Il arrive qu'au lieu de se déverser vers l'extérieur du faisceau, un anticlinal se déverse à l'intérieur. Il continue à se développer dans le même sens mais sans se rompre. Les séries décollées qui constituent ses deux flancs s'appliquent l'une contre l'autre par la base du Jurassique, et l'anticlinal peut alors s'accroître considérablement. En général le flanc inverse (septentrional) est légèrement étiré seulement.

Les quatre plis de ce genre sont sensiblement alignés, mais sans former une ligne continue. C'est d'abord, à l'ouest le pli de Lacombe, dans le massif des Cadières; puis le pli du Teillon, qui joue un rôle analogue; à peu près dans son prolongement, le pli de Cime Bernarde; et enfin, suivant un axe plus méridional, le Gourdan. Étant donnée l'épaisseur du Crétacé de part et d'autre de ce pli, il doit s'élever verticalement sur plus de deux kilomètres. Seule, la tête du pli est légèrement déversée au nord (voir p. 162).

Le cas de beaucoup le plus fréquent est celui où le pli se déverse vers l'extérieur de la chaîne. Alors, comme nous l'avons dit, le flanc inverse se rompt très rapidement, et un chevauchement apparaît.

On peut distinguer, parmi les chevauchements, deux types, que nous verrons d'ailleurs passer fréquemment l'un à l'autre, suivant que la masse chevauchante ne comprend que le Jurassique supérieur calcaire, ou toute la série jurassique.

Au premier type appartient le Signal de Robion, près de Castellane (p. 142) et surtout les crêtes est-ouest situées plus à l'est : terminaison orientale du Teillon (p. 150), partie occidentale du chaînon de Harpille (p. 227) et les deux crêtes qui prolongent le Cheiron à l'ouest (p. 254). Un certain nombre d'écaillés beaucoup plus petites appartiennent au même type : rochers de Briançonnet, de Gars, etc., ainsi, semble-t-il, que le Roccaforte (p. 234) qui chevauche vers le nord comme le Gourdan qu'il prolonge.

Lorsque la surface de chevauchement elle-même est visible, elle apparaît en général assez inclinée, fréquemment à 45°. Elle présente l'aspect d'un miroir de faille avec quelques décimètres ou quelques mètres de Néocomien broyé, qui la sépare de la série chevauchée, par exemple du Cénomanién. On observe fréquemment des replis frontaux des bancs jurassiques (Saint-Auban). A Bauduen (p. 168), la surface de chevauchement est subhorizontale, si bien que

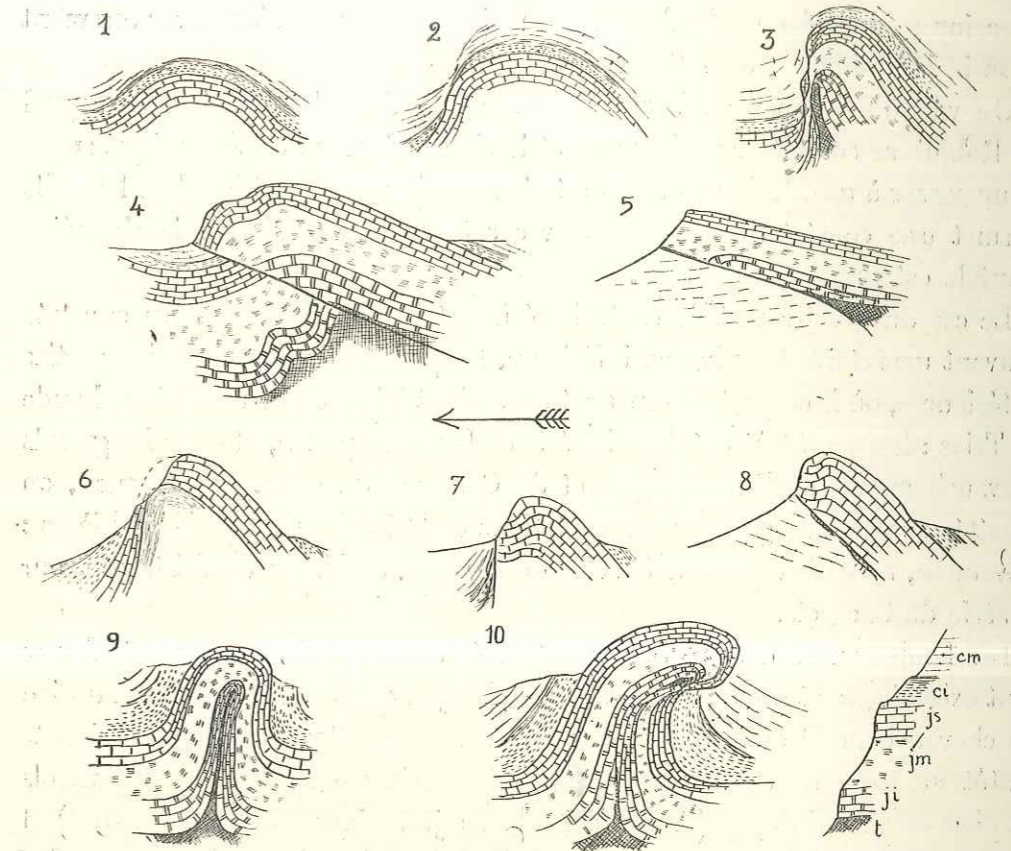


Fig. 250. — Principales formes de plis, rangées dans l'ordre de leur évolution normale. (La flèche indique ce qu'on appelle conventionnellement le sens de poussée.)

1 à 5 : passage d'un anticlinal au chevauchement d'une série jurassique décollée; 2, l'anticlinal devient dissymétrique, un étirement supprime localement le Crétacé inférieur (dôme 1281, p. 184; dôme de Châteauvieux, p. 185); 3, le flanc inverse jurassique s'étire à son tour, il est jalonné par un chapelet de blocs de Jurassique supérieur (anticlinal de Vibres, p. 114; Castillon, p. 122); 4, le flanc inverse est complètement supprimé, le chevauchement s'amorce (fig. dessinée d'après la terminaison est de l'Audibergue, fig. 197, p. 260; voir aussi, Signal de Harpille, p. 228); 5, lorsque le chevauchement prend plus d'amplitude, les termes inférieurs de la série restent en arrière (série de Lauppe, p. 68; série de l'Audibergue, p. 259; série de Caussols, p. 276);

6 à 8, rupture en pleine masse calcaire d'un anticlinal jurassique; 6, l'un des flancs s'étire (Mont Long, p. 232, fig. 156, coupe 70 à 74; crête sud du Teillon, fig. 99, coupes l à n); 7, l'anticlinal est limité par une faille (cluse du Rioulan, à l'ouest du Mont Long, fig. 166); 8, le Jurassique chevauche le Crétacé, avec interposition d'un mince matelas néocomien broyé (cluse de Saint-Auban, fig. 156, coupe 53, etc.);

9 et 10, pli droit ou déversé en sens inverse de la poussée; 9, dans une première phase, l'anticlinal est droit; 10, il se déverse en sens inverse de la poussée; les laminages du flanc inverse restent faibles (voir p. 162, et fig. 86, p. 133).

Légende : t, Trias; ji, calcaires du Lias; jm, marnes jurassiques; js, calcaires du Jurassique supérieur; ci, Néocomien; cm, Crétacé moyen.

l'érosion a pu isoler un lambeau de charriage et permet d'observer comment la série jurassique se complète vers l'arrière.

On voit d'une façon analogue, dans la Cluse de Soleil, la série du Signal de Robion se compléter rapidement et le chevauchement du Jurassique supérieur passer à un décollement de toute la série (fig. 92). Le Signal de Harpille permet une constatation analogue avec cette particularité que la charnière frontale est conservée (p. 227).

Le cas du décollement de toute la série est le plus fréquent. On constate souvent un retard des niveaux inférieurs, lesquels manquent dans les parties antérieures, où le contact anormal est cependant jalonné par une mince bande de Trias : le cas est très net dans la série de Lauppe (p. 68), et dans les grands chevauchements de l'Audibergue et de Caussols (p. 276). Inversement, on constate souvent de grandes accumulations de Trias dans les parties arrières : Gévaudan, Saint-Julien pour la série de Lauppe, confluent de l'Estéron pour la série de Caussols.

Les lambeaux de flancs inverses entraînés dans des chevauchements francs sont excessivement rares : citons la masse broyée que traverse le Loup au pied du chevauchement de Caussols, la butte voisine de Gourdon (qui représente plutôt un reste de charnière) [p. 275], les accidents analogues de Caussols au pied de l'Audibergue (p. 259), les lames jurassiques du Broc (p. 303) et les masses de calcaire blanc au sud du Vial dont le rôle est beaucoup plus complexe (p. 238).

La façon dont se terminent les chevauchements est, en apparence, beaucoup plus variée; il est probable que si nous pouvions suivre ces terminaisons en profondeur, cette variété se réduirait beaucoup.

Dans certains cas — peu nombreux — un anticlinal normal prolonge sur une certaine longueur l'anticlinal rompu dont le chevauchement s'est annulé. Tel est le cas de la terminaison occidentale du Vial : on voit le flanc inverse s'étirer, et tous ses termes s'amincir simultanément (p. 237). Le cas du chevauchement de Gillette, passant à la flexure de Bouyon, paraît analogue. A Trévans, la série de Beynes passe sur le flanc inverse de l'anticlinal qui la prolonge vers le sud (p. 89).

Le plus souvent, l'anticlinal qui termine le chevauchement s'ennoie périclinalement; suivant le niveau atteint par l'érosion, le contact anormal pourra se prolonger dans la couverture crétacée (chevauchement de Saint-Étienne, près Taloire, Massif des Cadières, p. 134) se réduire à une simple faille verticale à son extrémité (La Faye, au sud de Saint-Auban, p. 226), ou bien on

pourra observer une terminaison périclinale régulière dans le Néocomien (Signal de Robion, p. 143; la Bâtie, p. 250), ou dans le Jurassique (La Jaby, série de la Blache, p. 129; le Logis du Pin, abstraction faite des failles, p. 252; terminaison de l'Audibergue à Séranon, p. 253; du chevauchement de Caussols à Escragnolles, p. 288; de la Montagne de Harpille à Aiglun, p. 228).

Si l'érosion est encore plus profonde, on peut observer encore d'autres dispositions : par exemple, le plus septentrional des chevauchements de la région Fayence-Mons se termine, à l'ouest, sous forme d'un anticlinal normal à noyau rhétien (p. 295). De la même façon s'explique l'apparence présentée par la terminaison ouest du chevauchement de la forêt de Briasq (p. 286). Quant à la terminaison est du chevauchement de l'Audibergue, elle est complètement enlevée par l'érosion, qui nous donne une coupe du chevauchement déjà très atténué (p. 260).

Certains accidents — en général là où la couverture meuble manque — présentent dès leur origine un caractère très brisant. Tel est l'accident de la Marbrière (terminaison est) où la rupture n'est annoncée que par une légère flexure (p. 283).

Enfin, échappent à toute classification des accidents comme le Mourre de Chanier, avec apparition d'une série sous la série principale, ou les chevauchements qui apparaissent au milieu d'une série d'écailles broyées comme à Chabrières ou au Pont Charles-Albert. Signalons cependant l'analogie entre les terminaisons voisines des chevauchements de la Blache et de Lauppe, près de Gévaudan. Les deux séries surgissent, fortement étirées, au milieu d'une grande masse de gypse extravasé. La répétition du phénomène indique qu'il correspond à un mécanisme normal, au moins dans certaines conditions que nous ne pouvons préciser.

Il nous reste à examiner deux questions d'ordre général relatives aux chevauchements. Dans quelle mesure se sont-ils produits en profondeur, ou ont-ils cheminé à la surface du sol? Et les chevauchements ont-ils été facilités ou rendus possibles par l'érosion préalable d'un anticlinal jusqu'à son cœur, permettant ensuite à l'un des flancs de venir chevaucher l'autre?

A la première question, nous avons déjà répondu en partie ci-dessus, en montrant que certains chevauchements se sont produits à la surface du sol. Pour d'autres, nous observons des parties profondes, en particulier pour toutes les ruptures qui n'affectent que le Jurassique supérieur (sauf peut-être Bauduen).

Il est bien difficile de faire une démarcation exacte entre les deux cas : là où la couverture meuble crétacée et tertiaire est épaisse, la série jurassique rompue a dû la traverser à l'emporte-pièce avant d'atteindre le jour; elle n'a dû ensuite progresser à la surface du sol que d'une façon tout à fait exceptionnelle. Par exemple, pour la série de Harpille, il est possible que le chevauchement se soit fait à la surface du sol sur une petite distance entre Le Mas et Aiglun, mais certainement pas à l'ouest du Signal de Harpille, comme le montre le repli du Crétacé supérieur.

Au contraire, en l'absence de cette couverture meuble, les chevauchements ont atteint très rapidement la surface du sol. Sans parler des grands chevauchements des environs de Grasse, la présence de lambeaux tertiaires très minces pincés dans les contacts anormaux ne s'explique que de cette façon. Dans le cas du chevauchement cité ci-dessus, entre Mons et Fayence (p. 295), le lambeau miocène d'Aïsse est à un kilomètre à peine de la terminaison périclinale du Rhétien. Le cheminement à la surface du sol est donc alors la règle presque générale.

Il est parfois délicat de dire si un chevauchement a été rendu possible par l'action de l'érosion sur l'anticlinal dont il dérive. Même pour des mouvements tectoniques relativement rapides, l'érosion peut exercer une action très sensible au cours même du mouvement.

La dislocation du dôme de Châteauredon semble avoir été rendue possible par son arasement préalable (p. 85). Le chevauchement du Signal de Beynes a donc été permis par l'érosion, à laquelle on peut attribuer avec vraisemblance la terminaison de ce chevauchement à Trévans, mais le flanc inverse était redressé et étiré avant que l'érosion ait pu l'attaquer pour permettre au chevauchement de le recouvrir.

Au contraire, dans un certain nombre de cas, nous pouvons montrer que la rupture de l'anticlinal est indépendante de l'érosion. Tel est le cas du Vial, où le flanc inverse s'étire et s'amincit progressivement, ce qui n'est certes pas le fait de l'érosion (p. 237). Tel est encore le cas des chevauchements qui se sont produits ou ont commencé à se produire en profondeur. Toutes les crêtes de Jurassique supérieur, des décollements complets comme le Signal de Harpille (p. 228), des accidents comme le petit anticlinal de Castillon (p. 122), nous montrent très nettement le mécanisme de la disparition du flanc inverse sans aucune action de l'érosion. La coupe de l'Audibergue par la vallée du Loup s'interprète facilement de même.

Au contraire, à Roquestéron, la zone fortement amincie par l'érosion anté-

nummulitique n'a pas donné lieu à une rupture, mais a simplement été redressée à la verticale, et forme le flanc méridional du Mont-Long (p. 231).

Il est évidemment d'autres cas où nous n'avons d'arguments ni dans un sens, ni dans l'autre. D'après ce que nous avons vu, il est vraisemblable que le rôle de l'érosion est peu important, sauf quelques cas exceptionnels.

Mentionnons encore l'existence d'anticlinaux très petits, replis tout à fait secondaires, comme celui qui amène au jour le Barrémien près de Soleil (p. 185), ou ceux de Jurassique supérieur aux environs d'Escagnolles (p. 287).

Plus fréquemment, de tels pointements ont un caractère cassant : telle est la lame barrémienne au milieu du Tertiaire de Sénez (p. 114), ou les lames jurassiques dans le Nummulitique de Font-Michel, près Saint-Vallier, signalées par de Lapparent (p. 284).

Un cas très spécial, et tout à fait classique, est celui du gypse triasique, qui donne parfois lieu à des extrusions qui traversent tous les terrains à l'emporte-pièce : tels sont les pointements du col du Labouret, dans le Bathonien (p. 53), des environs d'Eouls (en particulier à Coste-Vieille), dans le Cénomaniens (p. 145), et des Sausses (sur la rive droite du Var, en amont du Pont de Gueydan), le plus étendu de tous, dans le Cénomaniens également.

Nous avons insisté au passage sur le rôle de certains synclinaux nummulitiques pincés, dont les deux flancs de calcaires nummulitiques arrivent à s'appliquer l'un sur l'autre, chassant complètement les marnes meubles. Nous avons montré qu'une fois amorcés, ils n'offraient plus qu'une résistance très faible à l'écrasement. Leur cas présente une certaine analogie avec des anticlinaux pincés comme celui du Gourdan, où le Trias axial joue le même rôle que les marnes nummulitiques dans le synclinal.

Un autre cas d'anticlinal pincé est celui du Mourre de Chanier, dont les deux flancs sont fortement laminés. Il doit sans doute être considéré, dans une certaine mesure, comme un pli diapir.

Enfin, des failles subverticales jouent parfois un rôle important. On peut les grouper de la façon suivante :

Les failles de décrochement, de part et d'autre desquelles les plis ont une forme différente. Les plus importantes sont celles qui limitent les Cadières et le Teilon (p. 136 et 148). D'autres affectent le Signal de Barbin, l'anticlinal d'Aigüines, le synclinal de la Begüe, l'accident de Gévaudan (terminaison nord), le Gourdan (fig. 158 et fig. 160), les environs de Gilette.

Les failles des anticlinaux de Comps sont des failles de décrochement, mais de caractère particulier. Nous avons montré leurs relations avec les failles des fossés.

Dans les régions les plus tranquilles, il existe des failles d'affaissement simples, mais souvent groupées pour former des coins effondrés. Nous avons montré comment l'accident de Courchons pouvait se ramener à une telle faille, ultérieurement comprimée (p. 63).

Enfin, certaines failles passent progressivement à des anticlinaux : telles celle de Moustiers (p. 97), celles qui prolongent à l'est le Signal de Barbin (p. 98) et Collet Barris (p. 177).

Nous n'avons pu obtenir, sur le déterminisme des accidents, que des indications limitées en les considérant isolément. L'étude de leur répartition en plan et de leur groupement va nous fournir de plus la preuve de certaines relations.

DISPOSITION GÉNÉRALE DES PLIS.

La planche II, qui comprend six coupes traversant toute la région, va nous permettre de passer en revue dans leur ensemble la forme et la répartition des accidents qui constituent l'arc de Castellane. Il n'a pas été nécessaire d'adopter de notation particulière pour distinguer les faciès dauphinois, que leur épaisseur considérable permet de reconnaître immédiatement. Il faut cependant se souvenir que la diminution d'épaisseur du nord au sud se fait sensiblement avant le changement de faciès.

La première coupe, dirigée de l'est à l'ouest, passe un peu au nord de Digne. Elle montre successivement une ride superficielle dans le Crétacé supérieur, l'anticlinal Cîme de Couar-col du Labouret, avec Trias diapir affleurant un peu plus au nord et plissement disharmonique du Jurassique supérieur, et aux environs de Digne, des replis frontaux de la masse chevauchante. L'amplitude du chevauchement doit être assez considérable, puisqu'il masque toute la tranche du substratum secondaire du bassin de Valensole, dont des lambeaux ont été entraînés à la base du chevauchement sur la rive droite de la Bléone.

La coupe suivante, sensiblement parallèle à la première, va à l'est jusqu'au Dôme de Barrot, dans le voisinage duquel la Tête de Pibossan montre un petit pli disharmonique du Jurassique supérieur. Le Trias diapir des Sausses traverse tout le Jurassique et la moitié du Crétacé.

De la vallée du Var à celle de l'Asse, l'épaisse série secondaire n'est accidentée que par les rides que nous avons déjà rencontrées sur la coupe précédente; notons au passage la discordance du Tertiaire de Clumane (nord de Barrême) qui montre que, dès le début de l'Oligocène, la ligne Digne-Moustiers jouait un rôle particulier. Nous retrouvons le même chevauchement qu'à Digne, mais le substratum secondaire apparaît largement, jusqu'au bord du bassin de Valensole. C'est d'abord une série de plis et d'écaillés très serrés, puis un large anticlinal rompu, dont le flanc oriental chevauche le flanc occidental, qui plonge sous les conglomérats de Valensole. C'est le prolongement vers le sud de cette zone disloquée qui forme le faisceau de Castellane proprement dit.

La troisième coupe n'est pas parallèle aux précédentes, mais dirigée sud-ouest-nord-est. Comme les deux précédentes et la suivante, elle montre la région tranquille et épaisse du Haut-Verdon, affectée d'une seule ride. Le chevauchement qui borde ici la région est celui de Laüppe, dont le substratum est intensément plissé. C'est d'abord la série de la Blache, puis l'écaillé barrémienne de Sénez qui sont rompues. Le flanc inverse de l'anticlinal de Vibres est, là où la coupe le traverse, complet; puis c'est le massif Portail-Mourre de Chanier, avec le pli diapir à flancs étirés, et deux séries chevauchantes superposées. A partir de là, les plis sont moins accusés : c'est d'abord l'anticlinal régulier de Montdenier, puis celui du Signal de Barbin, chevauchant l'anticlinal d'Aiguines, éventré par le Verdon. La coupe ne rencontre que de minces lambeaux de conglomérats pontiques. Elle montre l'anticlinal de Bauduen, chevauchant vers le sud-ouest, et celui de Montmeyan, de sens inverse.

La quatrième coupe est dirigée du nord au sud. La région du Haut-Verdon est limitée par le chevauchement de Demandolx, où la série, bien que de faciès dauphinois, est déjà très réduite comme épaisseur. La zone fortement plissée qui fait suite à ce premier chevauchement est ici représentée par le groupe de plis droits du Teillon et de Tambalonne, poussé vers le sud avec sa couverture néocomienne. Au sud s'étend la région simplement ondulée de Comps, avec des dômes et des anticlinaux dont les failles transversales n'apparaissent pas ici. Au sud du rebord du plateau jurassique, l'allure particulière du Muschelkalk, plissé, se voit nettement et contraste avec la masse des gneiss du Tanneron, comme avec le synclinal permien de Saint-Raphaël.

Les deux dernières coupes, également nord-sud, passent plus à l'est, dans une région où la répartition des plis est différente. On note d'abord, à droite, la forte saillie du dôme de Barrot. Par l'épaisseur du Crétacé et des formations nummulitiques, à un moindre degré par les faciès du Jurassique, cette région

se rattache à celle du Haut-Verdon, mais, au rebours de celle-ci, elle est affectée de plis importants, dont le style particulier résulte de l'épaisseur des terrains meubles qui chargent le Jurassique. Bien que ces plis prolongent axialement ceux de Castellane, ils sont évidemment d'une nature très différente. On reconnaît immédiatement le pli droit du Gourdan, et les séries rompues de Harpille et du Vial.

A partir du Cheiron, les choses deviennent très différentes. La couverture meuble crétacée et tertiaire est réduite à sa plus simple expression, sinon absente; la série jurassique est peu épaisse (moins de mille mètres). Il en résulte, au sud du profond synclinal de Gréolières, une série de décollements horizontaux, avec duplication de la série jurassique sur des étendues considérables. D'autres ruptures, plus au sud, n'ont qu'une faible amplitude et l'on arrive ensuite à des plateaux jurassiques tranquilles ou simplement faillés. La cinquième coupe montre le massif gneissique du Tanneron et la sixième, son prolongement extrême à Vallauris.

Les coupes de la planche II montrent donc très nettement, à l'ouest et autour de Castellane, la localisation des plis, du moins des plis de forme très accusée, dans une bande étroite qui est précisément celle où se fait le passage aux faciès provençaux, les faciès dauphinois se présentant déjà avec une épaisseur très réduite. Les plis plus externes sont tout à fait secondaires.

Zurcher avait été frappé de cette localisation des plis⁽¹⁾, qu'il attribuait à ce que, au nord la très grande épaisseur des faciès dauphinois s'opposait à leur formation, de même que la rigidité des faciès provençaux calcaires plus au sud.

Mais dans l'est, des plis importants se localisent dans une région qui par son faciès, rappelle la région tranquille du Haut-Verdon (avec cependant certains traits qui rappellent les faciès provençaux, comme l'amincissement du Néocomien au sud du Gourdan). D'autres plis, non moins importants bien que de formes différentes, prolongent axialement la région tranquille en avant des plis de Castellane.

Compte tenu des étirements de couches, et en supposant connues les amplitudes des chevauchements, on peut se proposer de mesurer sur les coupes la longueur initiale d'une couche plissée, et de comparer cette longueur à la

⁽¹⁾ ZURCHER. — Note sur le mode de formation des plis de l'écorce terrestre (de Digne à Toulon) (*B. S. G. F.*, 3, XXII, p. 64, 1894).

distance actuelle, en ligne droite, des deux points auxquels on a arrêté la mesure. Cette différence donne la distance dont se sont rapprochés les deux bords de la zone plissée. Le résultat des mesures sur les différentes coupes est voisin de dix kilomètres (un peu plus fort pour la cinquième) pour une largeur de la zone plissée de l'ordre de trente kilomètres. Quelles que soient les causes d'erreur à craindre, nous pouvons retenir au moins l'ordre de grandeur de ce résultat, qui mesure l'importance totale du phénomène dont les plissements de la couverture sont une manifestation superficielle.

Examinons maintenant la façon dont les accidents se répartissent en plan, et cherchons suivant quelles lignes générales ils se coordonnent. Quelques relations assez remarquables ressortent sur le schéma de la figure 253, sur lequel nous avons fait figurer le prolongement des Dourbes vers le nord et le raccord avec l'arc des Baronnies (voir thèse de Haug et feuille de Digne). Ainsi complété, l'arc de Castellane apparaît comme très symétrique. Les raccordements avec les deux arcs voisins se présentent de la même façon : le chevauchement appartenant à l'arc oriental se fait sur les plis de l'arc occidental. Au nord de Digne, à Tanneron, le chevauchement des Dourbes se fait sur les plis est-ouest de l'arc des Baronnies. Dans la vallée du Var, le chevauchement du Vial, appartenant à l'arc de Nice, passe sur les terminaisons de l'anticlinal du Cheiron et du chevauchement de Caussols.

A chaque aile de l'arc s'individualise un chevauchement frontal important, en arrière duquel on ne trouve que des rides non rompues. Ce rôle est joué, au nord-ouest, par le chevauchement des Dourbes, au sud-est par celui de Caussols.

Dans chaque aile, l'étendue occupée par les chevauchements est limitée par une ligne oblique. C'est, à l'ouest, une ligne La Palud, Rougon, Castellane (fig. 253), à l'est une ligne Escragnolles, Séranon, La Bâtie, Castellane. La plupart des chevauchements s'arrêtent sur cette ligne : le signal de Barbin au-dessus de La Palud, et, à l'est, Caussols, Audibergue, Baouroux, crête de Bleine, qui s'enracinent de cinq en cinq kilomètres.

Entre ces deux lignes, est comprise la région de Comps, dont nous rappelons sommairement les caractères généraux : plis non rompus, sauf aux deux extrémités où ils sont plus importants, décrivant un arc très régulier du nord-ouest à l'est. Très nombreuses failles subméridiennes, ayant tendance à se grouper vers le sud pour former des fossés effondrés.

Les deux lignes droites qui limitent cette région se coupent à Castellane.

Elles jouent là un rôle encore plus net; au lieu de limiter simplement une région où tous les chevauchements s'enracinent séparément, elles sont représentées par les grandes failles de décrochement qui coupent les massifs des Cadières et du Teillon. Dans l'angle compris entre ces deux lignes, les anticlinaux du Signal de Robion et de Destourbes leur sont respectivement parallèles, et sont déversés tous deux vers le synclinal nord-sud du Rayau. Nous négligeons, pour mettre en évidence les grandes lignes du plan, le fait que le chevauchement de Rougon, au lieu de s'enraciner sur la ligne La Palud-Castellane, va se raccorder avec le Signal de Robion, qui présente d'ailleurs un style tout différent.

Au nord de Castellane, les rides qui, par leur direction se rattachent aux deux ailes de l'arc, se rencontrent à angle droit sans qu'il en résulte aucune complication tectonique : l'anticlinal de Cîme Bernardé recouvre un anticlinal qui lui est perpendiculaire. La cuvette d'Annot est limitée au sud par un anticlinal perpendiculaire à son allongement.

Il y a là tout un ensemble de lois auxquelles obéit la répartition des accidents et qui dérivent évidemment du mécanisme suivant lequel les plis se sont formés et de la façon dont se sont faits la répartition des poussées et les déplacements relatifs. Il serait tentant de chercher un schéma cinématique rendant compte de toutes ces particularités à l'aide de quelques hypothèses simples. Nous pourrions demander à ce schéma de nous renseigner sur le sens absolu du déplacement, qui n'a de signification que pour un arc (poussée divergente de l'intérieur, ou convergente de l'extérieur). Mais ce schéma ne pourrait tenir compte des conditions intimes de déformation des roches, et en particulier de la possibilité de déformations progressives sans plissements.

D'ailleurs, le déplacement peut parfaitement être oblique et non perpendiculaire sur l'axe de l'accident. Nous en avons à peu près la preuve pour le Signal de Beynes, poussé vers le sud-ouest bien que de direction à peu près nord-sud, et pour le Mourre de Chanier, dont les relations avec la série du Berbéné-Pioulet ne se comprennent qu'en admettant une poussée de même direction. Dans ces conditions, le schéma envisagé deviendrait complètement illusoire et ne donnerait des faits qu'une image peut-être très lointaine.

LE TRÉFONDS.

Sauf aux limites de notre région, la couverture décollée et plissée est seule visible. Cela ne nous dispense cependant pas de passer en revue ce que nous savons du substratum et de formuler quelques hypothèses à son sujet.

La série qui participe aux plis de la couverture est limitée au Trias supérieur. Aux environs de Draguignan, il est possible d'étudier la tectonique du Muschelkalk. On constate qu'il est affecté de nombreux replis assez aigus, mais que ces replis ne s'engagent pas dans les chevauchements de la série supérieure. Des pointements anticlinaux de Muschelkalk apparaissent également près du Bar, dans la vallée du Loup, et près de Gillette dans la vallée de l'Estéron; ce terrain ne s'engage pas non plus dans les chevauchements voisins. Quant aux écaïlles de Beynes et de Castellane, leur entraînement résulte de circonstances exceptionnelles. Enfin, dans la bordure du Mercantour et près de Guillaume, Léon Bertrand a signalé une série de plis très aigus intéressant le Trias moyen seul.

Nous pouvons penser avec toute vraisemblance que le Muschelkalk conserve partout l'indépendance que nous lui avons reconnu là où il est visible. Sous le régime de plis et de décollements que nous avons décrit dans la série jurassique et crétacée, on doit se représenter un Muschelkalk plissé en plis assez nombreux et assez aigus (par suite de la faible épaisseur de la série). Est-il nécessaire de préciser que le détail — et même les grandes lignes — de ces plissements nous sont et nous resteront toujours totalement inaccessibles ?

Rappelons la liste des affleurements anté-triasiques autour de notre région; ce sont : le Massif des Maures et du Tanneron au sud; le Dôme de Barrot et le Mercantour au nord-est. Au nord de Digne existent trois minuscules affleurements : Houiller dans la cluse de Verdache, près de Barles, Cristallin plus au nord à Remollon et à Saint-Étienne-d'Avançon, dans la vallée de la Durance (fig. 251).

Il existe une légère discordance entre le Trias et le Permien, dont la répartition est assez irrégulière. Le Permien dépasse mille mètres d'épaisseur au nord des Maures et manque au nord du Tanneron. Il est au moins aussi épais dans le Dôme de Barrot, et n'existe que par place dans la bordure du Mercan-

tour; il manque au nord de Digne. La coordination de ces variations locales ne nous paraît pas possible.

Le Permien est lui-même franchement discordant sur le Houiller, pincé en synclinaux nord-sud dans le Cristallin des Maures et du Tanneron⁽¹⁾. Il en est de même dans le Mercantour. A Verdache, le Trias repose avec une légère discordance sur le Houiller.

L'influence de la tectonique alpine sur les terrains anté-triasiques est absolument différente de ce que nous avons décrit dans les terrains secondaires. Le large bombement des gneiss du Tanneron ne montre pas la moindre trace des nombreuses ondulations du Muschelkalk surincombant, et n'est affecté que de rares failles subverticales. Le Cristallin des Maures et le Permien qui l'environne ne montrent aucune ondulation prolongeant les plis si accusés dans le Secondaire des environs de Toulon. Cristallin et Permien sont simplement affectés par des cassures est-ouest, qui semblent une modalité profonde des plis provençaux de la couverture secondaire. On n'observe, dans le Permien du Dôme de Barrot, aucun autre pli que le bombement à grand rayon de courbure qui en a déterminé la surrection. Sur le bord du Mercantour, le Permien, et même parfois la masse cristalline, participent à des plis alpins; mais, en dehors de là, on ne les voit jamais s'y engager, et ils paraissent indépendants des plis de couverture.

Dans les vastes régions où le tréfonds permo-cristallin n'affleure pas, on peut se faire une idée de sa profondeur en cherchant à prolonger vers le bas les coupes des plis, compte tenu de l'épaisseur normale des terrains en chaque point. Le résultat, évidemment plus qualitatif que quantitatif, est indiqué par la figure 251. Dans le Haut-Verdon et dans la région des cuvettes synclinales de l'Estéron, le tréfonds se trouve à plus de mille mètres en dessous du niveau de la mer. Il remonte rapidement vers le sud le long d'une ligne Cheiron-Castellane, et s'élève ensuite très progressivement.

Sous la branche ouest de l'arc, le tréfonds semble relativement peu profond, sans doute aux environs du niveau de la mer. Il semble y avoir une sorte de crête, courant en droite ligne des Maures au Pelvoux⁽²⁾. Au nord de Digne,

⁽¹⁾ LUTAUD. — Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline (*Revue Géographie*, XII, f. 1, 1924).

DEMAÏ. — La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures (*B. S. G. F.*, 4, XXVII, p. 279, 1927).

⁽²⁾ Une idée très analogue — liaison Maures-Pelvoux — nous a été suggérée par certaines conversations avec notre ami Daniel Schneegans.

cette crête se voit directement, puisque le Houiller de Verdache, affleurant à onze cents mètres, paraît indépendant des plis de la couverture. Dans la vallée de la Durance, les pointements cristallins atteignent six cent cinquante à sept cents mètres.

A l'ouest de cette crête nord-sud, le tréfonds s'abaisse considérablement. Les conglomérats de Valensole atteignent, et sans doute dépassent, deux mille

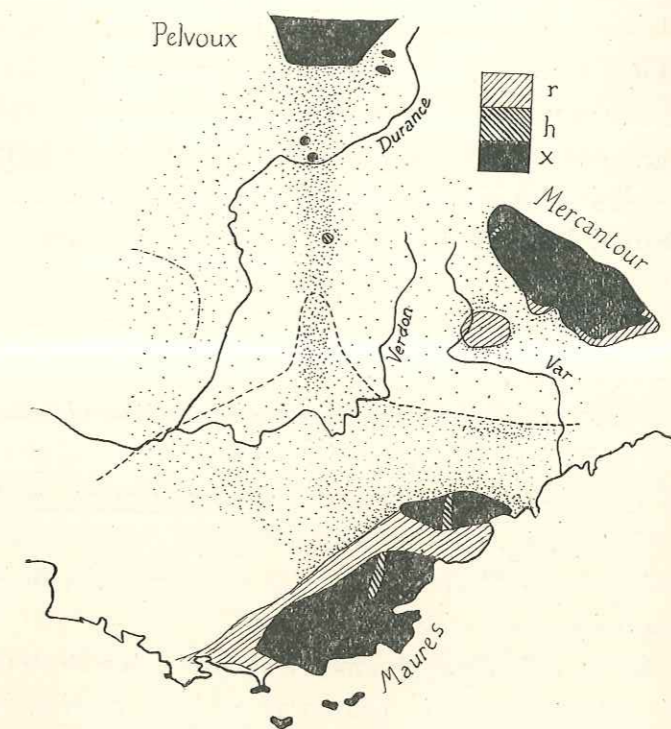


Fig. 251. — Le substratum anté-triasique.

X, Cristallin; h, Houiller; r, Permien.

Là où le substratum est caché, les points sont d'autant plus serrés qu'il semble plus élevé. La ligne pointillée marque la limite des faciès provençaux, et la ligne en trait mixte, la limite de l'Urgonien.

mètres d'épaisseur⁽¹⁾, à quoi s'ajoutent le Jurassique, le Crétacé et l'Oligocène, qui atteint deux mille mètres d'épaisseur à Manosque. Dans le Luberon, l'ensemble du Valanginien et de l'Hauterivien dépasse mille mètres, et

⁽¹⁾ GOGUEL (Jean). — L'épaisseur du Miocène à Volonne (B.-A.). (*C. R. S. G. F.*, n° 11, p. 147 4 juin 1934).

— Feuille de Forcalquier. Comptes rendus des collaborateurs pour 1932 (*Bull. Carte*, n° 190, t. XXXVIII, p. 155, 1933).

l'Urgonien qui apparaît plus à l'ouest atteint six cents mètres. Comme le Jurassique a vraisemblablement un faciès dauphinois épais (quinze cents mètres d'épaisseur à Sainte-Victoire près d'Aix, et trois mille aux Dourbes, près de Digne), on voit que sa base ne peut être à moins de cinq mille mètres de profondeur à Manosque.

Le tréfonds se relève considérablement un peu plus au nord sous l'axe Ventoux-Lure, où le Jurassique affleure vers cinq cents mètres à l'ouest et treize cents à l'est. Par suite de la diminution considérable d'épaisseur au nord de cette ligne, il ne semble pas que le tréfonds puisse s'abaisser beaucoup vers le nord. On ne peut donc pas parler d'un anticlinal de fond correspondant à la crête Ventoux-Lure. Mais le bord est de la cuvette de Valensole correspond, le long de la crête nord-sud Maures-Pelvoux, à une très importante discontinuité du tréfonds.

On est immédiatement frappé de la parenté de la carte donnant ces différences de profondeur (fig. 251) avec celle de la répartition des faciès. La limite des calcaires blancs du Jurassique supérieur suit exactement la ligne de dénivellation du tréfonds, le long du Cheiron vers Castellane, pour s'infléchir ensuite vers le nord jusqu'à Trévans. La limite des marnes oxfordiennes a exactement la même allure. La disparition du Lias calcaire entre le Vial et le Cheiron se fait le long de la même ligne, de même que l'amincissement très soudain du Néocomien sur la rive gauche du Var.

Le Dôme de Barrot lui-même, comme l'a montré Léon Bertrand⁽¹⁾ correspond à une récurrence des faciès provençaux; en particulier, le Jurassique supérieur reprend le faciès de calcaire blanc à la tête de Garnier, au nord du Dôme de Barrot. Même sous un faciès dauphinois, l'épaisseur de la série jurassique est nettement inférieure à la normale au sud du Dôme de Barrot.

Plus tard, la ligne nord-sud joignant les Maures au Pelvoux a joué encore le rôle de limite occidentale de la mer nummulitique.

La différence entre les faciès dauphinois et provençaux tient certainement à une différence de profondeur. Cette différence ayant subsisté malgré l'énorme épaisseur des dépôts dauphinois, il faut de toute nécessité que la région septentrionale se soit affaissée progressivement. La relation constatée avec les faciès revient à dire qu'il y a concordance entre ces affaissements et l'allure actuelle du tréfonds.

⁽¹⁾ Thèse, page 78.

On aurait pu penser, en voyant la couverture former une série de plis sans participation du tréfonds, qu'elle avait glissé dans son ensemble sur le socle ancien pour se froncer suivant une ligne déterminée. Il n'en est rien. Considérons en effet une coupe allant du Dôme de Barrot à l'Estérel. On peut affirmer sans la moindre hésitation que, ni d'un côté, ni de l'autre, il n'y a décollement d'ensemble de la couverture sur le tréfonds. Il existe certains étirements au sud du Dôme de Barrot, mais en règle générale, sa couverture secondaire repose normalement sur le Permien. Elle n'a pas glissé vers le sud.

La bordure du Tanneron montre exactement la même chose, mais sans aucun étirement : les couches sédimentaires du Trias, puis du Jurassique, se sont déposées sur le Cristallin là même où nous les observons aujourd'hui. Ceci ne signifie pas qu'ailleurs, en particulier plus à l'est, le Muschelkalk ne soit pas décollé de son substratum. Nous avons insisté au contraire sur l'indépendance dont il jouit. Mais, au nord du Tanneron, de Fayence à Peymenade, pour fixer les idées, soit sur quinze kilomètres, la région est tranquille et il n'y a de décollement ni local, ni général.

Du Dôme de Barrot au Tanneron, la différence entre la longueur naturelle des couches, supposées ramenées à leur état initial, et l'espace qu'elles occupent actuellement est de l'ordre de dix kilomètres. On est donc forcé de conclure que le Dôme de Barrot et le Tanneron se sont rapprochés, au cours des mouvements alpins, de dix kilomètres. En considérant la régularité avec laquelle les terrains tranquilles du Haut-Verdon viennent reposer à l'est sur le bord du Dôme de Barrot, on arrive à la conviction qu'ils n'ont pas non plus glissé sur leur substratum.

Il faut donc que le tréfonds permo-cristallin ait subi une contraction correspondant à celle mise en évidence dans la couverture par son plissement. Pour les autres arcs (Baronnies, Valentinois), il n'existe pas d'argument direct, mais, par analogie, le même mécanisme, le raccourcissement du tréfonds sous les plis de couverture, devient d'autant plus admissible que le glissement d'ensemble de la région peu plissée, même très épaisse, n'est pas plus vraisemblable dans le Dévoluy derrière l'arc des Baronnies que dans le Haut-Verdon, derrière l'arc de Castellane.

Faut-il étendre le résultat obtenu pour les petits arcs des Alpes méridionales au grand arc du Jura? On sait que les plis du Jura sont constitués uniquement par les terrains mésozoïques, le décollement s'étant produit dans le Trias. L'origine alpine de la poussée n'est mise en doute par personne. Cette poussée a donc été transmise par la plaine suisse, qui n'est pas plissée elle-même. Deux

hypothèses sont possibles pour expliquer cette transmission. On peut supposer la couverture secondaire et tertiaire décollée aussi bien sous la plaine suisse que dans le Jura, les plis s'étant localisés dans ce dernier par suite d'une moindre épaisseur des dépôts tertiaires. On peut aussi, et cette hypothèse nous paraît beaucoup plus vraisemblable, admettre que la plaine suisse fait corps avec un substratum rigide et que les plis de couverture du Jura indiquent l'emplacement d'une zone du tréfonds moins résistante, qui a pu subir un écrasement plastique.

Il y a donc une tectonique du tréfonds, comme il y a une tectonique du Muschelkalk et une tectonique de la couverture jurassique-crétacé. Peut-on localiser les accidents correspondant à cette tectonique profonde?

La crête nord-sud joignant les Maures au Pelvoux est tellement accusée en bordure du bassin de Valensole qu'il faut sans doute y voir un pli de fond poussé vers l'ouest (cf. fig. 40). On sait combien la poussée vers l'ouest est énergique dans le Pelvoux, divisé en une série de voussours imbriqués les uns sur les autres⁽¹⁾. La série d'accidents chevauchants qui marque, en surface, le bord du bassin correspondrait alors directement à un accident profond.

D'autre part, l'énorme saillie du Dôme de Barrot correspond évidemment à un accident de fond. Les anticlinaux jurassiques qui percent entre les cuvettes nummulitiques au sud de Puget-Théniers donnent l'impression que ce pli de fond a comprimé la région située plus au sud (pl. II, 5^e et 6^e coupes).

Il est beaucoup plus hypothétique de faire correspondre un pli de fond au Cheiron. Ce pli de fond aurait serré devant lui le synclinal de Gréolières et poussé les grandes séries décollées de Caussols et de l'Audibergue.

En somme, les mouvements les plus récents n'auraient fait que rajeunir les zones qui, dès le Jurassique, donnaient lieu à des irrégularités dans la profondeur de sédimentation et dans l'affaissement par subsidence. Dans cette hypothèse, le changement de faciès au Jurassique, d'une part, l'écrasement du tréfonds, avec ou sans pli de fond caractérisé et le plissement concomitant de la couverture, d'autre part, seraient localisés par une même hétérogénéité du tréfonds, dont nous ne pouvons préciser la nature.

⁽¹⁾ TERMIER (Pierre). — Sur la tectonique du Pelvoux (*B. S. G. F.*, 3, XXIV, p. 734-758 1896).

Si l'on admet l'influence de telles hétérogénéités du tréfonds sur la localisation des plis, on sera conduit à interpréter les rebroussements qui séparent les arcs du faisceau de plis subalpins par l'existence de bandes résistantes dans

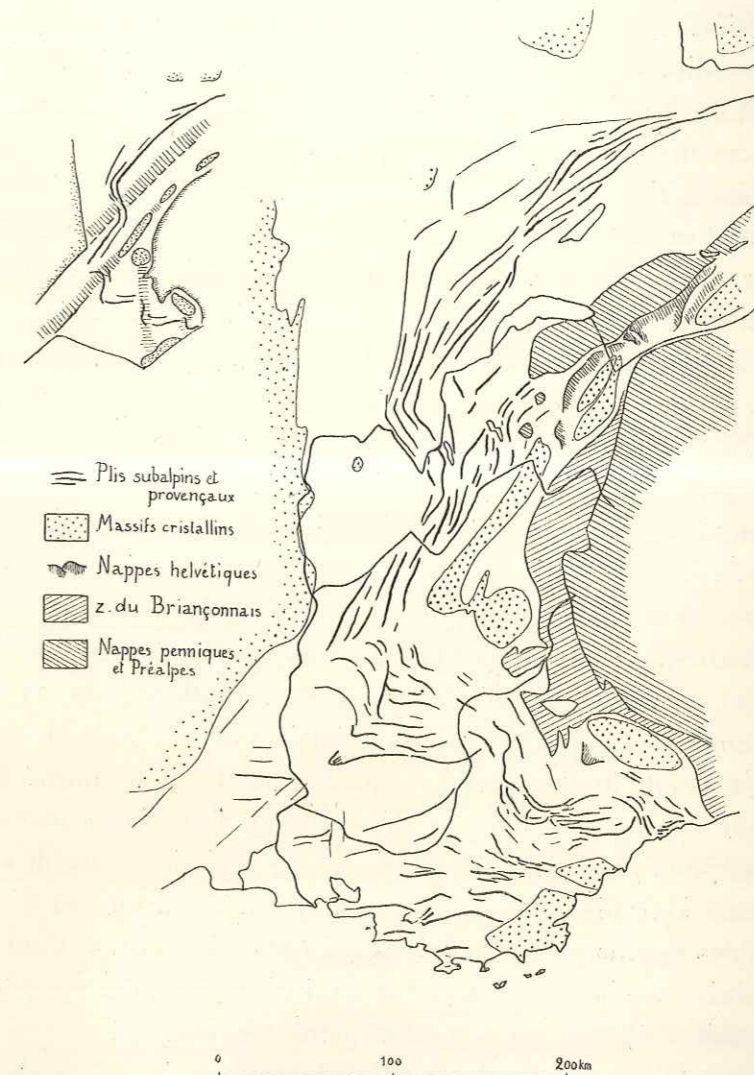


Fig. 252. — Le faisceau des plis subalpins, dans ses rapports avec les unités alpines.

Dans l'angle nord-ouest, un schéma indique les relations entre les zones de retenue des plis subalpins, les massifs cristallins et les directions hercyniennes.

le tréfonds (fig. 252). Nous connaissons l'une de ces bandes, qui n'est autre que la crête Maures-Pelvoux, elle-même poussée vers l'Ouest.

De même que cette bande correspond au Pelvoux, on peut être tenté de faire

correspondre au Mercantour une bande résistante séparant, dans la basse vallée du Var, l'arc de Nice de celui de Castellane.

La bande déterminant le rebroussement entre l'arc des Baronnies et celui du Bas-Valentinois serait dirigée vers le nord-est, à peu près dans le prolongement du massif de Belledonne.

On devine enfin, devant le Vercors, masqué par des dépôts tertiaires, le prolongement du Massif Central, limité suivant une direction nord-est par la zone d'affaissement connue sous le nom de faille des Cévennes. Ce prolongement apparaît à Chamagnieu sous l'île Crémieu, et les sondages recherchant la suite du bassin houiller de Saint-Étienne l'ont mis en évidence à l'est de Lyon. Il irait passer, plus loin, sous la plaine suisse, suivant l'hypothèse de Jung ⁽¹⁾.

Les bandes résistantes qui déterminent, dans les chaînes subalpines méridionales, le fractionnement en arcs successifs se traduiraient donc, dans une zone plus interne, par la formation des volumineux plis de fond qui constituent les massifs cristallins externes. Le croquis de la figure 252 montre que ces bandes ne subissent nullement la courbure de l'ensemble des Alpes occidentales. La poussée alpine se fait donc suivant leur direction au sud, perpendiculairement à celle-ci au nord. De cette disposition résulte, dans le premier cas, le fractionnement en arcs successifs des plis subalpins et la forte individualité des massifs cristallins externes, Pelvoux et Mercantour, dans le second cas, l'unité du Jura et l'alignement relatif des massifs de Belledonne, du Mont Blanc et de l'Aar.

Que sont, en fin de compte, ces zones privilégiées du socle primaire que nous avons appelées, faute de pouvoir préciser, des bandes résistantes? Dans les Maures, le Pelvoux, sur le bord du Massif Central et, d'une façon moins précise, dans le massif Mont Blanc-Aiguilles Rouges, leur direction coïncide avec celle des plissements hercyniens. Il est par conséquent assez tentant d'y voir la conséquence des mouvements hercyniens qui ont, comme on sait, affecté tout le domaine alpin. Ces bandes trahiraient ainsi l'influence, dans le plan alpin, des hétérogénéités léguées par la vieille chaîne hercynienne.

CONCLUSION.

Le moment est venu de jeter un coup d'œil d'ensemble sur le pays qui s'étend de la Bléone au Var. Nous avons montré comment les plis qui l'affectent décri-

⁽¹⁾ JUNG (J.).— Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales (*Ann. Univ. Grenoble*, nouvelle série, XV, 2, p. 61, 1930).

vent un arc et comment cet arc se place, dans le faisceau des chaînes subalpines, entre celui des Baronnies et celui de Nice.

Dans le détail, l'arc de Castellane (fig. 253) n'est pas simplement formé par l'incurvation d'un faisceau de plis. Ceux-ci, qui sont très généralement rompus et chevauchants vers l'extérieur, se relaient d'une façon systématique. Sur les

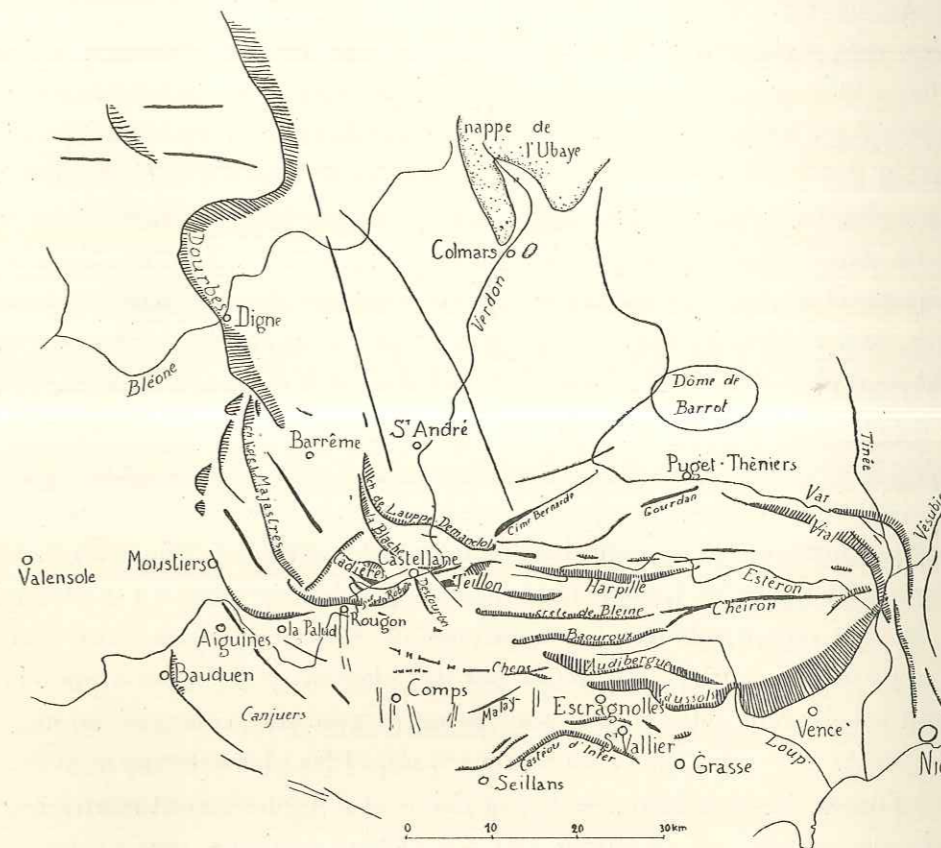


Fig. 253. — Croquis tectonique de l'Arc de Castellane.

ails, ce sont les plis les plus externes qui sont les plus développés, alors que dans la partie centrale, la zone externe est beaucoup moins accidentée, peu plissée bien que faillée, et que les chevauchements importants sont reportés plus en arrière, au nord de Castellane. En arrière du faisceau de plis, une masse épaisse de Crétacé n'est affectée que de rides peu importantes.

Nous allons rapidement passer en revue, d'abord l'aile nord-ouest de l'arc de Castellane, puis sa partie centrale avec la région de Comps, les environs de Castellane, les chevauchements situés plus au nord et la région arrière, enfin l'aile sud-est.

L'aile nord-ouest court du nord au sud sur près de soixante kilomètres. Dans sa partie septentrionale, elle ne comprend qu'un seul chevauchement, celui des Dourbes, par lequel le Lias très épais des environs de Digne repose directement sur les conglomérats mio-pliocènes du bassin de Valensole. En arrière de ce chevauchement, dont l'amplitude est vraisemblablement de plusieurs kilomètres, quelques rides peu marquées et largement espacées sont dirigées vers le nord-nord-ouest. Au sud de Digne, le chevauchement des Dourbes s'infléchit vers l'est et s'enracine à Norante, à l'ouest de Barrême. Il est relayé par une série d'accidents qui prennent naissance immédiatement à l'ouest, et dont le principal est le chevauchement de Majastres. La région où ces deux chevauchements se relaient est marquée par une dislocation profonde, avec une série d'écailles laminées. Tant à l'est qu'à l'ouest, d'autres accidents accompagnent le chevauchement de Majastres; ce sont des anticlinaux à peine rompus, sauf au bord du bassin des conglomérats de Valensole, sur lequel tous les plis sont chevauchants. Au nord de La Palud et Rougon, les plis tournent assez rapidement vers l'est, et se réduisent au chevauchement de Rougon, qui fait suite à celui de Majastres.

En avant de ce chevauchement s'étend la vaste région simplement ondulée de Comps, formant un losange dont la grande diagonale, est-ouest, irait de Bauduen à Escragnoles. L'angle nord du losange, dont le sommet est à Castellane, est une région relativement déprimée où le Crétacé affleure largement. Tout le reste de sa surface est occupé par des plateaux jurassiques arides. Les plis qui accidentent cette région sont incurvés avec une concavité au nord. Aux sommets est et ouest, ils sont très marqués, et les plus externes sont rompus : à l'ouest, les anticlinaux de Collet Barris et d'Aiguines sont relativement importants, et celui de Bauduen est chevauchant, toujours vers l'extérieur, c'est-à-dire vers l'ouest-sud-ouest. Au sommet est du losange, on trouve la Montagne de la Chens, rompue vers le sud, la Montagne de Malay et, plus au sud, les chevauchements des environs de Seillans et de Castéou d'Infer. Au milieu du losange, les plis, est-ouest, sont moins accusés. Mais la caractéristique de la région est l'existence d'un grand nombre de failles nord-sud; certains anticlinaux sont ainsi complètement hachés, et divisés en une série de tronçons diversement dénivelés. Au sud de Comps, les failles délimitent une série de fossés profonds, beaucoup plus étroits que les plateaux qui les séparent; les couches crétacées et tertiaires y sont parfois affaissées en synclinaux nord-sud. Nous avons essayé d'interpréter ces fossés comme dûs à une distension est-ouest, le Crétacé meuble s'étant affaissé dans les déchirures béantes de la série jurassique.

L'angle nord du losange de Comps est marqué par certaines complications qui entraînent la présence de chaînons de directions très variées. C'est par suite de cette disposition qu'un certain nombre de routes se coupent en ce point, où s'est établi Castellane. A l'intérieur du losange, deux chaînons rayonnent à partir de son sommet. Ce sont : le Signal de Robion à l'ouest, qui se raccorde avec le chevauchement de Rougon-Majastres, et la Montagne de Destourbes à l'est. Les côtés du losange sont matérialisés, au voisinage du sommet, par de grandes failles de décrochement qui coupent des plis de forme complexe, plis du Teillon à l'est, plis des Cadières à l'ouest. Ce dernier massif comprend encore une crête sud-ouest-nord-est, poussée vers le nord-ouest, qui est absolument la seule de cette direction. Cette crête coupe, sans masquer sa continuité profonde, un synclinal rempli de dépôts oligocènes qui longe à l'est la branche septentrionale de l'arc.

Au nord de Castellane, un groupe de plis, situés en arrière de ceux qui constituent les branches de l'arc, les relaient dans la région du sommet. Ce sont les deux chevauchements de la Blache et de Lauppe-Demandolx, qui apparaissent à l'ouest, près de Gévaudan, au milieu d'un grand extravasement de Trias. Le premier se termine périclinalement à l'est de Castellane, et le second à l'est de Demandolx; ce dernier est immédiatement relayé par trois plis nouveaux, qui se dirigent en éventail vers l'est-nord-est. Le plus septentrional est l'anticlinal, complet et déversé au nord, de Cîme Bernarde; le plus méridional est le pli droit de Soleilhas, également complet; tous deux ne tardent guère à s'envoyer, mais l'anticlinal médian, prolongé par le Gourdan, se poursuit jusqu'à Puget-Théniers, et se raccorde là avec le pli du Vial, qui s'infléchit vers le sud et fait partie de l'arc de Nice.

L'anticlinal de Cîme Bernarde et le chevauchement de Lauppe-Demandolx sont les accidents les plus septentrionaux de l'arc de Castellane. La concavité de cet arc est occupée par une région où le Crétacé supérieur atteint une épaisseur considérable. Il est régulièrement surmonté par le Nummulitique, avec le Grès d'Annot qui forme la plupart des sommets. Dans le Haut-Verdon, au nord de Saint-André, tout cet ensemble presque tabulaire n'est accidenté que par quelques rides peu importantes. A l'est du Var, au contraire, un énorme bombement anticlinal de forme arrondie, le dôme de Barrot, amène le Permien à mille neuf cents mètres d'altitude, presque sans aucun pli des terrains surincombants, au moins du côté sud. On sait que le Var et le Verdon prennent leur source dans la région occupée par la nappe de l'Ubaye, qui s'étale jusque sur les environs de Colmars.

Revenons maintenant à Castellane, pour étudier la branche sud-est de l'arc, qui s'étend de cette localité jusqu'au Var. Nous verrons surgir, le long du losange de Comps, une série d'anticlinaux rompus, s'ajoutant à ceux du Teillon qui s'appuient, près de Castellane, sur la grande faille de décrochement. Puis le plan se simplifiera et nous n'aurons plus affaire, à l'est du Loup, qu'au chevauchement frontal de Caussols et à l'anticlinal du Cheiron. C'est à peine si quelques complications réapparaîtront là où tout cet ensemble disparaît sous le chevauchement du Vial.

Du côté de Castellane, le Teillon présente une structure assez complexe, avec plusieurs plis, dont l'un couché vers le nord; mais il se résout en deux crêtes simples dirigées vers l'est, dont la plus septentrionale se prolonge par l'anticlinal de Harpille. Plus au sud apparaissent, échelonnées le long du bord du losange de Comps, la crête de Bleine et celle du Baouroux. La plupart de ces crêtes ne comprennent que le Jurassique supérieur. Elles sont toutes rompues et chevauchent vers le sud. Plus loin apparaissent les chevauchements plus importants de l'Audibergue et de Caussols. A partir du méridien de Grasse, cet ensemble se simplifie beaucoup. L'anticlinal de Harpille s'ennoie, et le cortège de petits anticlinaux qui l'entoure se termine à son tour. Les deux crêtes rompues de Bleine et du Baouroux se réunissent pour former un seul anticlinal simple, le Cheiron. Le chevauchement de l'Audibergue s'enracine. Les accidents moins importants qui longent au sud le chevauchement de Caussols, autour de Saint-Vallier, se terminent également. Comme le chevauchement des Dourbes au nord de Digne, sur l'autre branche de l'arc, le chevauchement frontal de Caussols se poursuit seul, reposant directement sur le Miocène marin de Vence à peine ondulé. A partir de Vence, ce chevauchement s'infléchit vers le nord, se rapprochant ainsi de l'anticlinal du Cheiron qui, au voisinage du chevauchement du Vial, se réduit beaucoup et se rompt. Aussi bien cette série que celle de Caussols sont laminées par le chevauchement du Vial, dirigé du nord-ouest au sud-est, et poussé vers l'ouest. Celui-ci est relayé par un chevauchement analogue, qui se poursuit vers le sud-sud-est jusqu'aux environs de Nice.

Si le chevauchement de Caussols présente une analogie indiscutable avec celui des Dourbes, les parties arrière des deux branches de l'arc sont sensiblement différentes. Au lieu de quelques rides peu marquées, nous trouvons ici des anticlinaux importants, celui du Cheiron d'abord, puis, entre la large cuvette de l'Estéron et la vallée du Var, le Gourdan et le Vial. L'importance de ces anticlinaux tient peut-être en partie à une répartition différente des pous-

sées, en relation avec le voisinage du dôme de Barrot, mais également à une autre raison : au nord de Digne, le chevauchement des Dourbes se fait sur les plis de l'arc des Baronnies, qui ne se prolongent pas plus à l'est. De la même façon, celui du Vial se fait sur le Cheiron et le chevauchement frontal de Caussols, mais cette disposition permet au Vial de s'incurver et de se prolonger au nord du Cheiron.

Dans cet aperçu, nous nous sommes placé à un point de vue géométrique, laissant de côté momentanément la question de la composition stratigraphique de la série impliquée dans les plissements. Les différences très sensibles qui existent suivant les points entraînent des différences marquées dans la forme des plis.

Les accidents que nous avons énumérés n'affectent qu'une série jurassique, crétacée et tertiaire, le plus souvent décollée au sommet du Trias. Pour le Jurassique et le Crétacé, on peut distinguer deux régions à faciès différents, provençaux au sud, dauphinois au nord. La limite entre ces faciès, remarquablement constante dans le temps, est une ligne est-ouest, suivant à peu près l'Estéron, passant par Castellane, puis s'infléchissant vers le nord jusqu'aux approches de Digne. On sait que, plus à l'ouest, elle revient vers le sud et passe non loin d'Aix-en-Provence.

Les faciès dauphinois sont caractérisés par une grande épaisseur, avec un Lias calcaire très développé, une série marneuse jurassique énorme, une mince corniche tithonique, un Crétacé plus ou moins marneux, plus calcaire au sommet. Les faciès provençaux, moins profonds, se distinguent au total par une épaisseur moindre. Le calcaire prédomine dans presque tout le Jurassique, parfois dolomitique. Le Crétacé, qui reste marneux, s'amincit, avec diverses lacunes et réductions glauconieuses, jusqu'à disparition complète vers le sud.

Une ligne voisine de celle qui intervient au Secondaire sépare, au Tertiaire, deux régions très distinctes. Au nord-est s'étend le domaine de la mer nummulitique, domaine qui n'a été occupé que progressivement, par une transgression vers l'ouest. Les marnes et les formations arénacées (Grès d'Annot) y atteignent une grande épaisseur.

A l'extérieur du domaine de la mer nummulitique, une série de bassins lacustres limités se sont succédés au cours du Tertiaire, sans que leurs dépôts atteignent jamais une grande importance. Au Miocène, la mer est revenue baigner les deux extrémités de notre région. Près de Vence, elle a déposé des mollasses variées. A l'ouest, les dépôts marins et lacustres de même âge qui dépendent du bassin du Rhône sont envahis par un énorme afflux de sédi-

ments clastiques, sous la charge desquels le bassin de Valensole s'est affaissé progressivement; les plis de la branche nord-ouest de l'arc, qui chevauchent le bord de ces conglomérats, paraissent dans l'ensemble s'être moulés sur leur masse.

Toutes ces variations se font dans le même sens, et, jusqu'aux Dourbes, à peu près dans l'axe du faisceau de plis. Il en résulte des formes sensiblement différentes pour les plis qui affectent, au nord, une épaisse série marneuse, et ceux qui, au sud, sont constitués par une série calcaire beaucoup plus mince. D'une façon générale, ces derniers sont plus fréquemment brisants, et dégènerent plus facilement en larges chevauchements horizontaux.

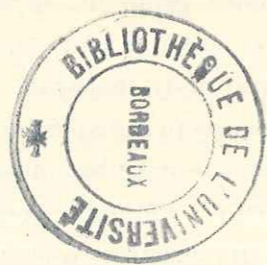


TABLE DES MATIÈRES.

	Pages.
AVANT-PROPOS.....	VII
CHAPITRE I ^{er} . — INTRODUCTION.....	1
Tableau géologique d'ensemble.....	5
Historique.....	13
Bibliographie.....	23
Mode de description adopté.....	24
Caractères généraux.....	27
Subdivisions adoptées.....	29
Stratigraphie.....	32
CHAPITRE II. — RÉGION NORD.....	37
La série des Dourbes : Stratigraphie.....	39
Les Dourbes.....	42
Axe anticlinal Hyèges-Col du Labouret.....	49
Haut-Verdon.....	53
Chevauchement de Lauppe-Demandolx.....	58
CHAPITRE III. — DES DOURBES AU MOURRE DE CHANIER.....	71
Stratigraphie.....	72
Dôme de Châteauredon.....	75
Environs de Chabrières.....	80
A l'ouest du chevauchement de Majastres.....	86
Anticlinal de Creisset et écailles du Poil.....	101
Majastres et le Mourre de Chanier.....	108
Anticlinal de Vibres.....	114

CHAPITRE IV. — ENVIRONS DE CASTELLANE.....	117
Stratigraphie.....	121
Série de la Blache.....	122
Massif des Cadières.....	132
Coin médian.....	142
Massif du Teillon.....	148
Pli de Soleilhas, Cime Bernarde et Picogu.....	154
CHAPITRE V. — RÉGION DE COMPS.....	165
Stratigraphie.....	166
Pli de Bauduen.....	168
Plateau de Canjuers.....	172
Région des anticlinaux coupés.....	181
Le plateau de Comps et ses fossés.....	194
Environs de Draguignan.....	205
CHAPITRE VI. — RÉGION DES SYNCLINAUX NUMMULITIQUES AU NORD DE L'ESTÉRON.....	209
Stratigraphie.....	211
Synclinaux de Rouaine-Agnère et d'Entrevaux-Puget-Théniers.....	213
Gourdan, cuvette de Saint-Antonin et faisceau de l'Estéron.....	219
Le Vial.....	234
Plissements anténummulitiques.....	241
CHAPITRE VII. — LES MONTAGNES CALCAIRES AU SUD DE L'ESTÉRON.....	245
Le Cheiron et l'Audibergue.....	247
Au sud du Cheiron : Stratigraphie.....	270
Du Loup à Escagnolles.....	275
Bassin de la Siagne.....	290
Du Loup au Var.....	296
Rive gauche du Var.....	304
CHAPITRE VIII. — CONCLUSIONS.....	313
Age des plis.....	313
Plis anciens.....	315
Classification des plis.....	322

CHAPITRE VIII. (<i>Suite.</i>)	
Disposition générale des plis.....	330
Le tréfonds.....	335
Conclusion.....	342
TABLE DES MATIÈRES.....	349
TABLE DES FIGURES.....	353



TABLE DES FIGURES.

CHAPITRE PREMIER.		Pages.
FIG. 1. — Croquis tectonique de la partie méridionale des Alpes françaises.....		7
FIG. 2. — Carte et coupe structurale (d'après Léon Bertrand).....		21
FIG. 3. — Croquis de la région avec l'indication des subdivisions.....		31
CHAPITRE II.		
FIG. 4. — Croquis de la région nord.....		38
FIG. 5. — Coupe de Bédéjun ; le col du Pas de Labaud.....		41
FIG. 6. — Série de coupes autour de Digne.....		43
FIG. 7. — L'enracinement du Lias des Dourbes à Norante.....		45
FIG. 8. — Série de coupes près de Barrême.....		46
FIG. 9. — Vue cylindrante de la terminaison des Dourbes.....		47
FIG. 10. — Le Rocher Saint-Martin.....		48
FIG. 11. — Série de coupes à travers le synclinal de Barrême et l'anticlinal d'Hyèges.....		50
FIG. 12. — Schéma des plissements successifs de la région Barrême-Hyèges.....		51
FIG. 13. — Vue de la région Col de la Sine — Signal de Couar.....		52
FIG. 14. — Cinq coupes à travers la même région.....		52
FIG. 15. — Cinq coupes à travers le repli de Blégiers.....		54
FIG. 16. — Carte structurale de la région de Thorame.....		55
FIG. 17. — Coupes à travers la même région.....		56
FIG. 18. — La faille de Saint-Benott.....		57
FIG. 19. — Carte de la rive droite de l'Asse au nord de Gévaudan.....		58
FIG. 20. — Neuf coupes à travers l'accident de Gévaudan.....		59
FIG. 21. — Terminaison nord de l'accident de Gévaudan.....		60
FIG. 22. — Trois coupes à travers la série de Lauppe.....		61
FIG. 23. — La rive gauche de l'Asse, à l'est de Gévaudan.....		62
FIG. 24. — Vue de l'accident de Courchons.....		63
FIG. 25. — Formation de l'accident de Courchons.....		64
FIG. 26. — Huit coupes à travers l'accident de Courchons.....		64

FIG. 27. — Le Lias à l'est de Lioux.....	65
FIG. 28. — Sept coupes.....	65
FIG. 29. — Six coupes près de la Baume.....	66
FIG. 30. — Le Lias de la Baume.....	66
FIG. 31. — Coupes des deux rives du Verdon.....	67
FIG. 32. — Environs de Demandolx.....	68
FIG. 33. — Cinq coupes autour de Demandolx.....	69

CHAPITRE III.

FIG. 34. — Carte de la région décrite au chapitre III.....	73
FIG. 35. — Carte de la région de Châteauredon et de Chabrières.....	76
FIG. 36. — Coupes à travers le dôme de Châteauredon.....	77
FIG. 37. — Le chevauchement des Dourbes sur la partie nord du dôme de Châteauredon.....	78
FIG. 38. — La faille de Beynes, le Muschelkalk et le Signal de Beynes.....	79
FIG. 39. — Croquis schématique de la région de Chabrières.....	81
FIG. 40. — Coupe théorique de la région de Chabrières.....	81
FIG. 41. — Sept coupes à travers la région de Chabrières.....	82
FIG. 42. — La rive gauche de l'Asse, en face de Chabrières.....	83
FIG. 43. — La disparition de la série du Signal de Beynes sous le Trias.....	85
FIG. 44. — Carte de la région comprise entre Majastres et le plateau de Valensole.....	86
FIG. 45. — Série de coupes entre Majastres et le plateau de Valensole.....	87, 88
FIG. 46. — Schéma tectonique de la région de Trévans.....	89
FIG. 47. — La région de Trévans.....	90
FIG. 48. — Même région.....	90
FIG. 49. — Même région.....	91
FIG. 50. — Deux coupes nord-sud de la série de Beynes.....	91
FIG. 51. — La faille de Levens.....	93
FIG. 52. — La colline de Saint-Jurs.....	94
FIG. 53. — Colline de Saint-Jurs.....	95
FIG. 54. — Naissance de la faille de Moustiers.....	96
FIG. 55. — Cinq coupes à travers le synclinal de la Bégüe.....	97
FIG. 56. — Le décrochement des synclinaux de Vénasclé et de la Bégüe.....	98
FIG. 57. — Le coin barrémien effondré du synclinal de la Bégüe.....	99
FIG. 58. — Le Signal de Barbin.....	99
FIG. 59. — Croquis de la région comprise entre Chabrières et le Mourre de Chanier.....	101
FIG. 60. — Série de coupes à travers l'anticlinal de Creisset et la région du Poil.....	103
FIG. 61. — La coulée boueuse de Creisset.....	104

FIG. 62. — Région de l'Abeiller.....	104
FIG. 63. — La région du Poil et de l'Abeiller.....	105
FIG. 64. — Environs du Poil.....	107
FIG. 65. — Série de coupes de Majastres au Mourre de Chanier.....	109
FIG. 66. — L'anticlinal pincé.....	110
FIG. 67. — Coupe longitudinale de la chaîne du Mourre de Chanier.....	111
FIG. 68. — Le Portail et la fin de l'anticlinal pincé.....	111
FIG. 69. — Les deux séries du Mourre de Chanier.....	112
FIG. 70. — Raccord entre la série du Berbéné-Pioulet et celle du Mourre de Chanier.....	113
FIG. 71. — Schéma des relations entre le Mourre de Chanier et le Berbéné.....	113
FIG. 72. — Série de coupes à travers l'anticlinal de Vibres.....	115

CHAPITRE IV.

FIG. 73. — Carte des environs de Castellane.....	117
FIG. 74. — Schéma tectonique des environs de Castellane.....	119
FIG. 75. — Coupe longitudinale de l'anticlinal de Castillon.....	122
FIG. 76. — La rive gauche du Verdon avec l'anticlinal de Castillon.....	123
FIG. 77. — Anticlinal de Castillon.....	123
FIG. 78. — Carte de la Blache et des Cadières.....	124
FIG. 79. — Série de coupes à travers la série de la Blache.....	125
FIG. 80. — Coupe longitudinale de la série de la Blache.....	126
FIG. 81. — Apparition du Jurassique dans le chevauchement de la Blache.....	126
FIG. 82. — Vue générale de la série de la Blache.....	127
FIG. 83. — L'enracinement de la série de la Blache.....	128
FIG. 84. — Carte du lambeau de Boades.....	130
FIG. 85. — L'écaille crétacée du Col des Lèques.....	131
FIG. 86. — Série de coupes à travers le massif des Cadières.....	133
FIG. 87. — Schéma tectonique du massif des Cadières.....	134
FIG. 88. — Le massif des Cadières.....	135
FIG. 89. — Le massif des Cadières.....	135
FIG. 90. — Coupes dans la région de Saint-Vincent.....	138
FIG. 91. — Région de Saint-Vincent.....	139
FIG. 92. — La série du Berbéné-Pioulet et le synclinal de Chasteuil.....	141
FIG. 93. — L'enracinement périclinal du Signal de Robion.....	142
FIG. 94. — Le Signal de Robion.....	143
FIG. 95. — Série de coupes à travers la Montagne de Destourbes.....	144
FIG. 96. — Carte de la Montagne de Destourbes.....	145

FIG. 97. — Eoulx et la terminaison périclinale de la Montagne de Destourbes.....	147
FIG. 98. — Schéma tectonique du Massif du Teillon.....	149
FIG. 99. — Série de coupes à travers le Teillon.....	151
FIG. 100. — Coupe est-ouest du Teillon.....	152
FIG. 101. — Le Massif du Teillon.....	153
FIG. 102. — Carte de la Cime Bernarde, du Picogu et du pli de Soleilhas.....	155
FIG. 103. — Coupes du pli droit de Soleilhas.....	157
FIG. 104. — Terminaison du pli de Soleilhas.....	158
FIG. 105. — Coupes de la Cime Bernarde et du Picogu.....	159
FIG. 106. — L'anticlinal de la Cime Bernarde.....	160
FIG. 107. — L'enracinement de la série de Demandolx; l'anticlinal de la Cime Bernarde et le Picogu.....	161
FIG. 108. — Terminaison nord du Picogu.....	162

CHAPITRE V.

FIG. 109. — Croquis de la région du chapitre V.....	167
FIG. 110. — Coupes du pli de Bauduen.....	169
FIG. 111. — Le chevauchement de Bauduen.....	171
FIG. 112. — Carte structurale de la région de Canjuers.....	173
FIG. 113. — Coupes du plateau de Canjuers.....	174
FIG. 114. — Anticlinal d'Aiguines.....	175
FIG. 115. — Coin affaissé dans le versant nord de Collet-Barris.....	176
FIG. 116. — Environs de la Mescla.....	177
FIG. 117. — Environs de Rougon.....	178
FIG. 118. — Schéma tectonique.....	178
FIG. 119. — Les failles au sud de Rougon.....	179
FIG. 120. — Les bassins crétacés au sud de Rougon.....	180
FIG. 121. — La faille de Saint-Bayon.....	180
FIG. 122. — Carte structurale de la région de Comps et des anticlinaux coupés.....	182
FIG. 123. — Coupes de la région des anticlinaux coupés.....	183
FIG. 124. — Le dôme 1281 et la Montagne de Clare.....	184
FIG. 125. — Le dôme de Châteaueux.....	185
FIG. 126. — Les anticlinaux de Clare-Brouis et de Montadoua.....	187
FIG. 127. — La faille de Brenon.....	188
FIG. 128. — Plan d'Anelle.....	188
FIG. 129. — Versant nord et terminaison ouest de la Montagne de Brouis.....	189
FIG. 130. — Terminaison est de la Montagne de Brouis.....	189
FIG. 131. — Coupes à travers la Montagne de la Chens.....	191

FIG. 132. — Croquis de la Montagne de la Chens.....	192
FIG. 133. — Partie orientale de la Montagne de la Chens.....	192
FIG. 134. — Coin effondré sur le versant nord de la Montagne de la Chens.....	193
FIG. 135. — Terminaison orientale de la Montagne de la Chens.....	193
FIG. 136. — Carte de la région de Comps à Brovès.....	195
FIG. 137. — Coupes d'ensemble de la région de Comps.....	196
FIG. 138. — Fossé de Comps.....	197
FIG. 139. — Schéma structural correspondant.....	198
FIG. 140. — Coupes nord-sud autour de Comps.....	199
FIG. 141. — Coupes est-ouest au sud de Comps.....	199
FIG. 142. — Coupes du fossé d'Avelan.....	200
FIG. 143. — Coupes du fossé de Brovès et du synclinal de Paresse.....	201
FIG. 144. — Environs de la Roque Esclapon.....	202
FIG. 145. — Carte du lambeau crétacé de Saint-Marcellin.....	203
FIG. 146. — Coupes du fossé du Fil.....	203
FIG. 147. — Coupes à travers la région de Draguignan.....	207
FIG. 148. — Carte de la région de Draguignan.....	208

CHAPITRE VI.

FIG. 149. — Région de l'Estéron.....	209
FIG. 150. — Coupes à travers les synclinaux de Rouaine — Agnère et de Puget-Théniers.....	214
FIG. 151. — Coupes longitudinales des deux synclinaux.....	215
FIG. 152. — Synclinal de Rouaine.....	215
FIG. 153. — Terminaison du synclinal d'Agnère.....	216
FIG. 154. — Synclinal d'Entrevaux.....	217
FIG. 155. — Synclinal de Puget-Théniers.....	217
FIG. 156. — Série de coupes à travers la région synclinale de l'Estéron.....	218, 220, 222, 224
FIG. 157. — Col du Buis et synclinal de Notre-Dame-d'Amirat.....	221
FIG. 158. — Terminaison occidentale du Gourdan.....	221
FIG. 159. — Terminaison orientale du Gourdan.....	223
FIG. 160. — Col de Rigaudon.....	223
FIG. 161. — Environs de Briançonnet.....	225
FIG. 162. — Terminaison de la Montagne de la Faye.....	227
FIG. 163. — Signal de Harpille.....	228
FIG. 164. — Aiglun et le Mont Saint-Martin.....	229
FIG. 165. — Carte structurale des environs de Collongues.....	229
FIG. 166. — Terminaison occidentale du Mont Long.....	230

FIG. 167. — Environs de Sigale.....	231
FIG. 168. — Quatre coupes à travers le Rocher de Cuébris.....	232
FIG. 169. — Environs de Cuébris.....	232
FIG. 170. — Coupes à travers les Concias.....	233
FIG. 171. — Les Concias.....	234
FIG. 172. — Coupes à travers la portion occidentale du Vial.....	235
FIG. 173. — Coupes à travers la portion orientale du Vial.....	236
FIG. 174. — Duplicature de Rourebel.....	237
FIG. 175. — Flanc inverse du Vial.....	238
FIG. 176. — Le Vial et la Crête du Serse.....	239
FIG. 177. — Le Vial et le ravin des Hirondelles.....	239
FIG. 178. — Carte structurale de la Mescla.....	240
FIG. 179. — Carte géologique anté-nummulitique.....	241
FIG. 180. — Coupe de l'anticlinal anté-nummulitique de Sigale.....	242

CHAPITRE VII.

FIG. 181. — Groquis de la région du chapitre VII.....	245
FIG. 182. — Série de coupes à travers le Cheiron.....	248, 249
FIG. 183. — Enracinement de la crête nord du Cheiron à la Bâtie.....	250
FIG. 184. — Abaissement d'axe de la Rivière.....	251
FIG. 185. — Faille au nord du Col de Bleine.....	251
FIG. 186. — Accident de Valderoure.....	252
FIG. 187. — Terminaison de la crête méridionale du Cheiron au Logis du Pin.....	252
FIG. 188. — Enracinement du chevauchement de l'Audibergue.....	253
FIG. 189. — Enracinement de la Montagne de Bleine au Plan du Peiron.....	254
FIG. 190. — Failles du Plan du Peiron.....	255
FIG. 191. — Terminaison de la faille d'Andon.....	255
FIG. 192. — Environs d'Andon.....	256
FIG. 193. — Goin affaissé d'Emplan.....	257
FIG. 194. — Ecaille de la Haute Vallette.....	257
FIG. 195. — Ecaille de Basse Vallette.....	258
FIG. 196. — Pointement jurassique de Fouques.....	258
FIG. 197. — Terminaison orientale du chevauchement de l'Audibergue.....	260
FIG. 198. — Cipièze et la Vallée du Loup.....	261
FIG. 199. — Failles de Courségoules.....	262
FIG. 200. — Rupture de l'anticlinal du Cheiron à Bézaudun.....	263
FIG. 201. — Les deux rives du torrent de Bouyon.....	264

FIG. 202. — Région de Gillette à Bouyon.....	265
FIG. 203. — La faille de Gillette.....	267
FIG. 204. — Les deux lèvres de la faille de Gillette.....	267
FIG. 205. — Petites failles autour de Gillette.....	268
FIG. 206. — Le promontoir entre Var et Estéron.....	269
FIG. 207. — Même région.....	270
FIG. 208. — Schéma des formations post-miocènes de la vallée du Var.....	274
FIG. 209. — La rive droite du Loup.....	276
FIG. 210. — Replis à l'ouest de Gourdon.....	277
FIG. 211. — Lambeaux glissés au-dessus du Bar.....	277
FIG. 212. — Coupes du Pré du Lac.....	278
FIG. 213. — Cuvette anticlinale du Bar.....	279
FIG. 214. — Carte de la région entre Escagnolles et le Loup.....	279
FIG. 215. — Coupes entre le Loup et Escagnolles.....	280, 281
FIG. 216. — Accident du Château de la Malle.....	282
FIG. 217. — Le Grand Vallon.....	284
FIG. 218. — Allure schématique des accidents de Grasse à Saint-Vallier.....	285
FIG. 219. — Enracinement du chevauchement de la forêt de Briasq.....	286
FIG. 220. — Environs de Saint-Vallier.....	287
FIG. 221. — Carte des environs d'Escagnolles.....	288
FIG. 222. — Coupe est-ouest passant au sud d'Escagnolles.....	288
FIG. 223. — Enracinement occidental de la série de Caussols.....	289
FIG. 224. — Faille de Mons, à l'ouest d'Escagnolles.....	289
FIG. 225. — Série de coupes à travers le bassin de la Siagne.....	291
FIG. 226. — Carte donnant leurs emplacements.....	291
FIG. 227. — Environs de Mons.....	292
FIG. 228. — Environs de Mons.....	293
FIG. 229. — Terminaison des chevauchements au-dessus de Seillans et Fayence.....	294
FIG. 230. — Schéma tectonique.....	295
FIG. 231. — Schéma des faciès du Miocène.....	296
FIG. 232. — La rive gauche du Loup.....	297
FIG. 233. — Coupes de la région de Tourettes.....	298
FIG. 234. — Région de Tourettes.....	299
FIG. 235. — Ravin de Malvan.....	300
FIG. 236. — Coupe des Baoux.....	301
FIG. 237. — La rive droite du Var en aval de l'Estéron.....	302
FIG. 238. — Environs du Broc.....	303

FIG. 239. — Replis anté-miocènes à l'est de Vence.....	304
FIG. 240. — Le delta du Var et ses environs.....	305
FIG. 241. — Coupes de la rive gauche du Var.....	306
FIG. 242. — Trois coupes près de la Roquette.....	307
FIG. 243. — Environs de la Roquette.....	307
FIG. 244. — Environs de Levens.....	308
FIG. 245. — Saint-Blaise et la Croix de Cuore.....	309
FIG. 246. — Saint-André et Falicon.....	310
FIG. 247. — Même région.....	311

CHAPITRE VIII.

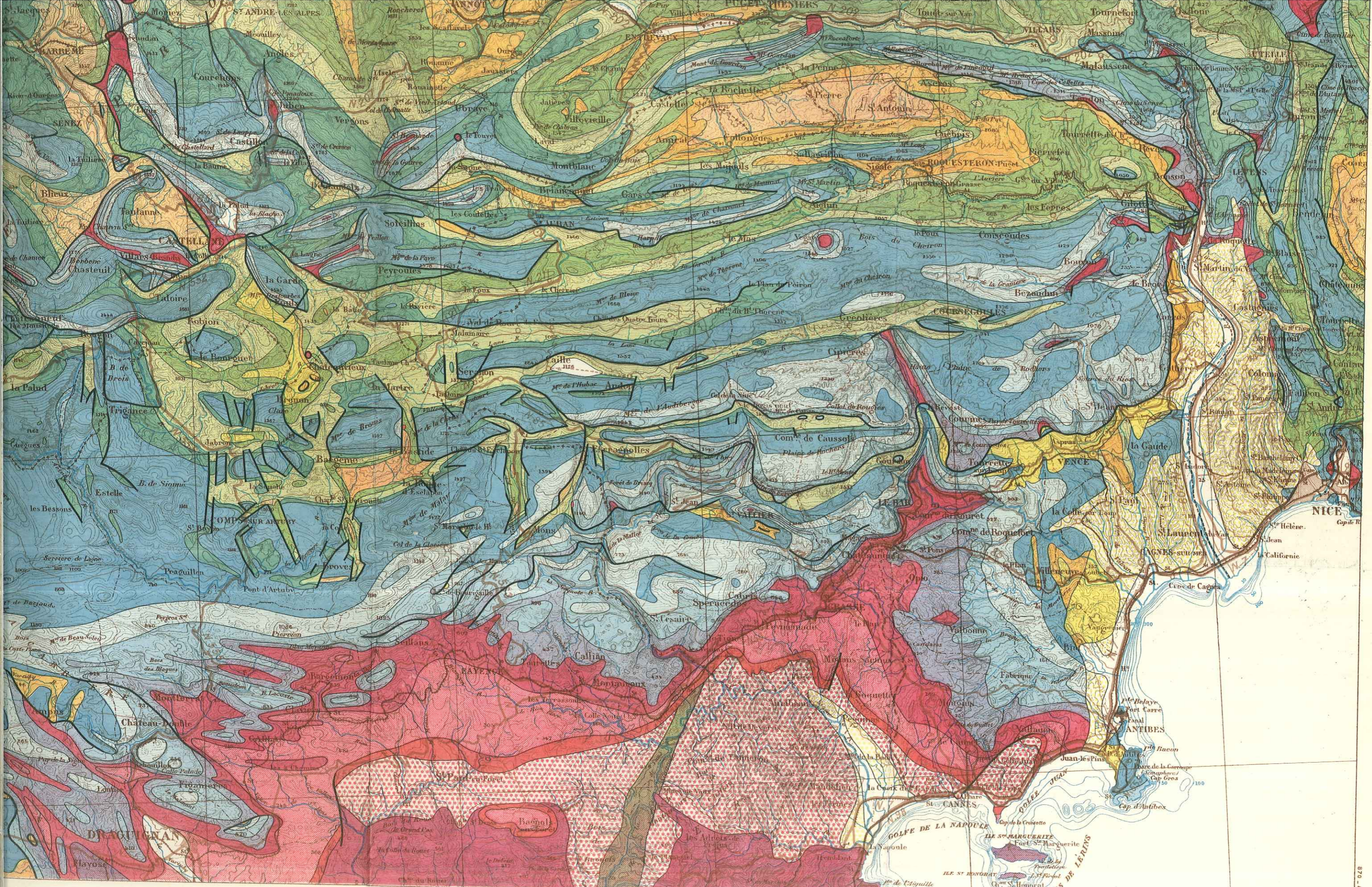
FIG. 248. — Carte des plis anciens.....	317
FIG. 249. — Coupe nord-sud prise sur la rive droite du Rhône.....	321
FIG. 250. — Principales formes de plis.....	325
FIG. 251. — Le substratum anté-triasique.....	337
FIG. 252. — Le faisceau des plis subalpins, dans ses rapports avec les unités alpines.....	341
FIG. 253. — Croquis de l'Arc de Castellane.....	343

PLANCHES HORS TEXTE.

PLANCHE I. — Carte géologique de la bordure des Alpes, de la Bléone au Var (au 1/200.000°).

PLANCHE II. — Coupes de l'Arc de Castellane (six coupes au 1/200.000°).





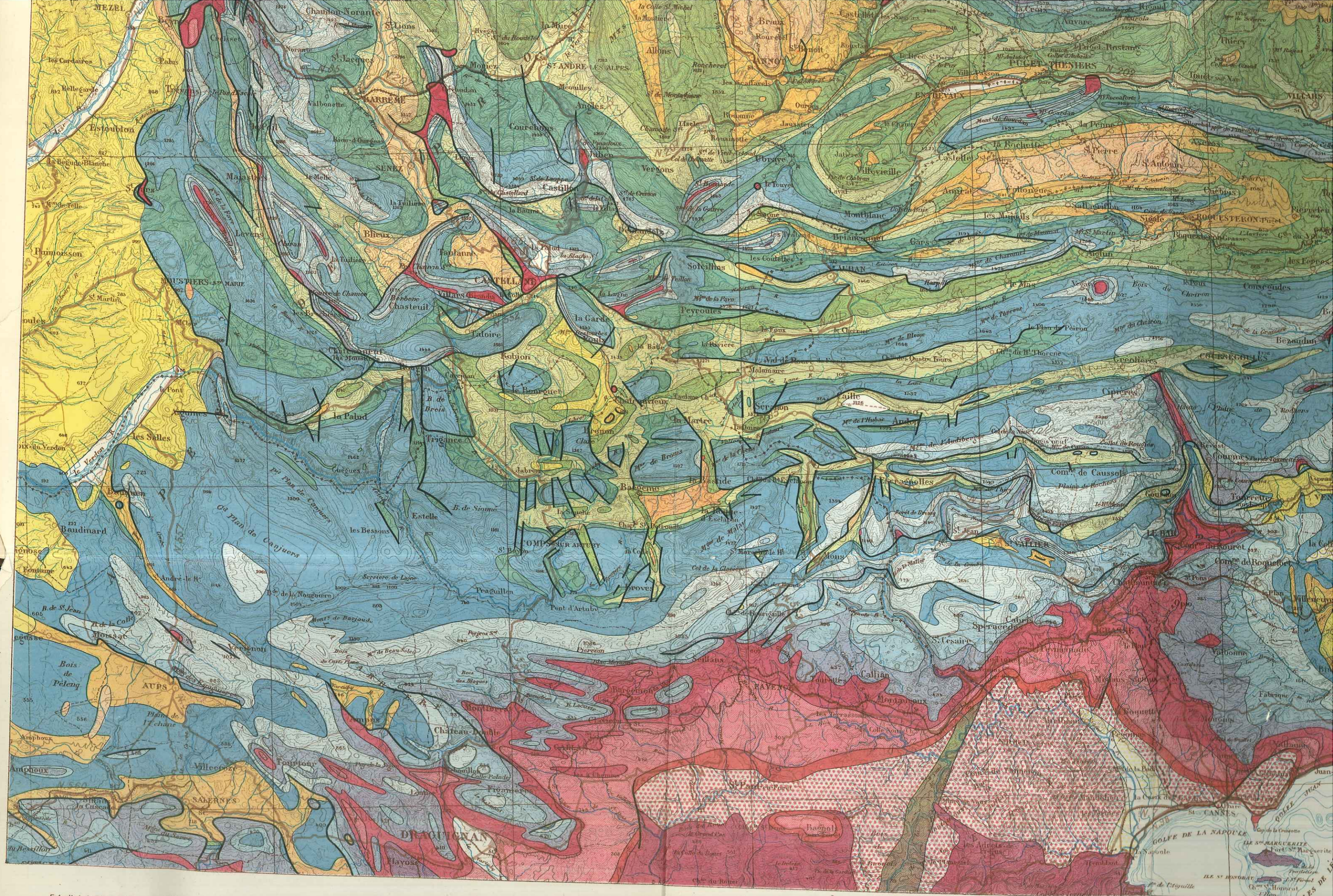
Echelle (200.000)



Reproduction interdite

Imprimé au Service Géographique de l'Armée

870 - 6 - 37



Extrait de la Carte de France au 200 000^e du Service Géographique de l'Armée.

Reproduction interdite


Echelle (200.000)



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA BORDURE DES ALPES DE LA BLÉONE AU VAR

PAR
JEAN GOGUEL
Ingénieur au Corps des Mines

LÉGENDE :

	Quaternaire.		Crétacé moyen.		Keuper.
	Pliocène.		Néocomien.		Muschelkalk.
	Miocène.		Jurassique supérieur.		Trias inférieur.
	Oligocène.		Callovien-Argovien.		Permien.
	Eocène.		Bajocien-Bathonien.		Houiller.
	Sénonien-Turonien.		Lias.		Cristallin.

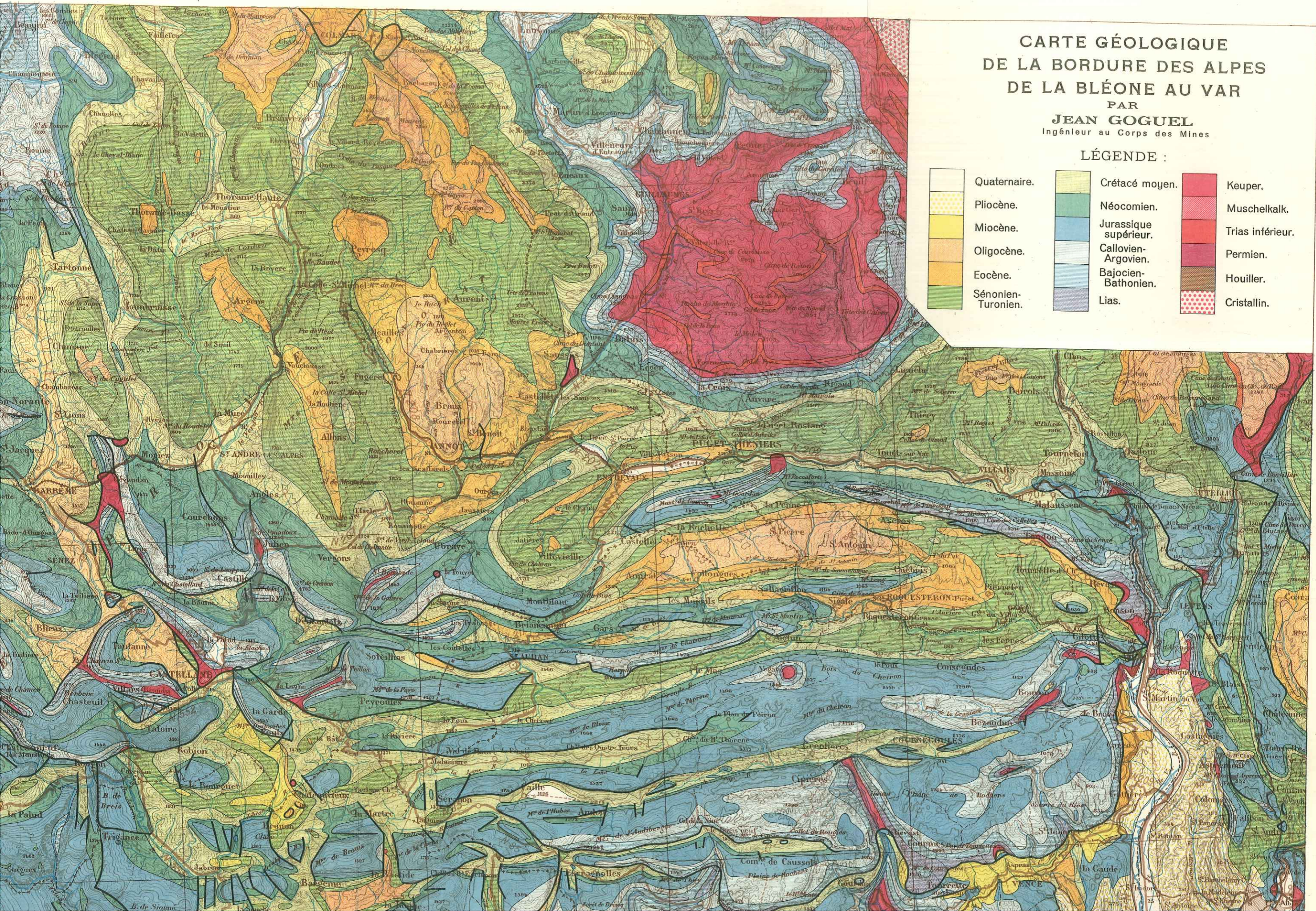


Planche I

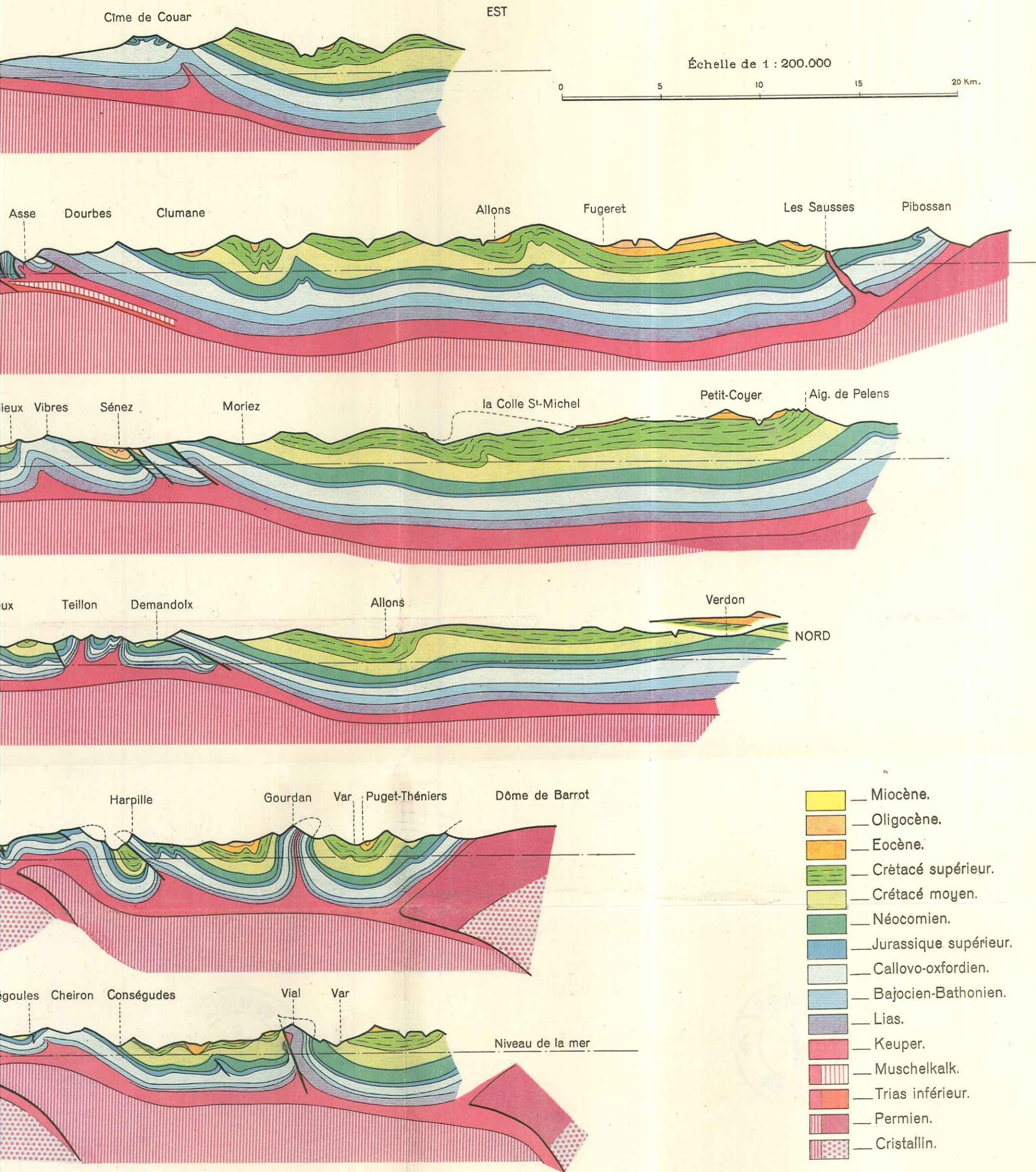


- DE
D
- Quaternaire
 - Pliocène
 - Miocène
 - Oligocène
 - Eocène
 - Sénonien
 - Turonien

L'ARC DE CASTELLANE

Planche II

par Jean GOGUEL

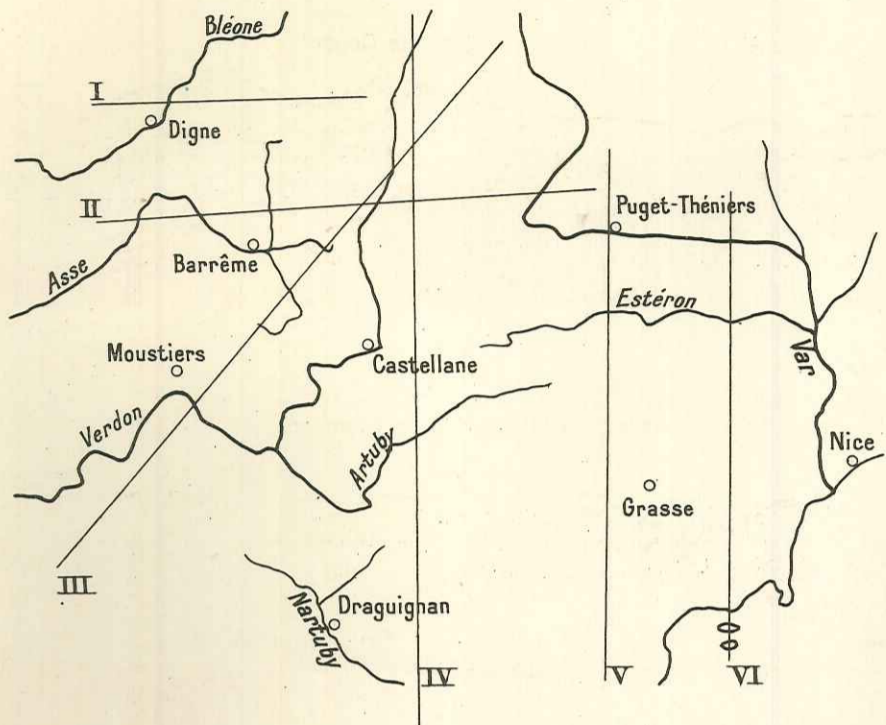


- Miocène.
- Oligocène.
- Eocène.
- Crétacé supérieur.
- Crétacé moyen.
- Néocomien.
- Jurassique supérieur.
- Callovo-oxfordien.
- Bajocien-Bathonien.
- Lias.
- Keuper.
- Muschelkalk.
- Trias inférieur.
- Permien.
- Cristallin.

COUPES DE L'ARC DE CASTI

par Jean GOGUEL

SITUATION DES COUPES



I

OUEST

Bléone

Cime de Couar

II

Asse Beynes

Asse

Dourbes

Clumane

Montméyan

Bauduen

Verdon

la Bégüe

Portail

Blieux

Vibres

Sénez

Moriez

Maures

Colle du Rouet

Bargème

Châteauvieux

Teillon

Demandolx

Al

V

Tanneron

St-Vallier

M^{gne} de Thiey

Audibergue

Harpille

Gourdan

Var

Pug

SUD

VI

Iles de Lérins

Vallauris

Loup

Tourettes

Courségoules

Cheiron

Conségudes

Vial

Var