

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

MÉMOIRES

POUR SERVIR À L'EXPLICATION

DE

LA CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

LES NAPPES DE CHARRIAGE
DE LA BASSE-PROVENCE

MONOGRAPHIES TECTONIQUES

PAR

M. ÉMILE HAUG

MEMBRE DE L'INSTITUT

PROFESSEUR DE GÉOLOGIE À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS
COLLABORATEUR PRINCIPAL AU SERVICE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE

HISTORIQUE ET BIBLIOGRAPHIE

PREMIÈRE PARTIE — LA RÉGION TOULONNAISE



PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1925

AVANT-PROPOS.

Les premières notes de Marcel Bertrand sur la Basse-Provence suscitèrent, lors de leur apparition, une vive sensation dans les milieux géologiques. Elles furent le point de départ de toute une floraison de travaux de tectonique relatifs à un grand nombre de régions du Sud-Est de la France, travaux dans lesquels l'influence de ces notes se retrouve à chaque page. On est en droit d'affirmer qu'au moment de la publication des dernières feuilles des Alpes de la Carte géologique de la France au $1/80\ 000^e$, dans les premières années du siècle, les Alpes françaises étaient la partie la mieux connue de toute la chaîne des Alpes et que le Sud-Est était la partie la mieux étudiée de tout notre pays. Il serait téméraire de dire qu'il en est encore ainsi aujourd'hui. L'intérêt des géologues français s'est concentré sur d'autres régions, sur d'autres problèmes.

En Suisse, par contre, dans ces vingt dernières années, nous avons assisté — après la courte période de stagnation qui avait succédé à l'éclosion des travaux classiques d'Escher, de Renevier, d'Albert Heim, de Baltzer — à un renouveau admirable de la géologie alpine. Presque chaque année fut marquée par l'apparition d'une de ces grandes monographies, où la tectonique tient le premier rang et où l'élégance et le fini des coupes donnent l'impression du définitif. Entre autres supériorités sur les travaux français qui les ont précédés, ces mémoires suisses possèdent celle d'être accompagnés de cartes en courbes au $1/50\ 000^e$, quelquefois au $1/25\ 000^e$, où les levés géologiques atteignent une précision, l'exécution, une perfection technique qui n'ont jamais été égalées.

Nous n'avions à notre disposition, en France, pour l'établissement de nos levés géologiques, que le vieux $80\ 000^e$ et de médiocres agran-

dissements au $1/50\ 000^{\circ}$. Maintenant que nos Plans Directeurs ne constituent plus des documents secrets et que, depuis la Guerre, ils se trouvent dans le commerce; maintenant que plusieurs cartes en courbes au $1/50\ 000^{\circ}$ sont dans toutes les mains, que près de la moitié de nos Alpes est levée au $1/20\ 000^{\circ}$ et que, pour la Basse-Provence, nous possédons une carte au $1/10\ 000^{\circ}$, qui n'a d'égal au monde que les cartes du Royaume-Uni au $1/10\ 500^{\circ}$, nous serions sans excuse de ne pas utiliser l'incomparable instrument de travail dont nous disposons aujourd'hui. Puisse la jeune génération mettre à profit les facilités dont ne bénéficiaient pas ses aînés!

J'ai exposé, dans l'Historique placé en tête du présent ouvrage, par quel concours de circonstances j'ai été amené graduellement à étendre à l'ensemble du pays de nappes qu'est la Basse-Provence calcaire des recherches primitivement localisées aux environs immédiats de Toulon. J'ai poussé ainsi mes investigations vers l'ouest jusqu'au cap Couronne, à près de 100 km. d'Hyères; vers le nord, jusqu'à Aix et Brignoles, à 40 km. dans l'intérieur. Mes levés détaillés intéressent plus de 100 feuilles de la carte au $1/10\ 000^{\circ}$ et embrassent une surface de près de 2 000 kmq.

Ils s'étendent aux feuilles de Marseille, Aubagne, Cuers, la Ciotat, Toulon (et partiellement à certaines parties de Berre, Aix et Collobrières) de la nouvelle carte de France au $1/50\ 000^{\circ}$, et c'est dans la réduction photographique à cette échelle du $1/50\ 000^{\circ}$ qu'ils seront publiés par le Service de la Carte géologique. Les $3/5$ environ de tout ce territoire sont actuellement levés.

Si je n'ai pas reculé devant une tâche pareille et si je ne désespère pas de la mener à bonne fin, c'est que j'ai pu m'assurer dès le début le concours dévoué de plusieurs collaborateurs très actifs, qui m'ont souvent accompagné dans mes courses et à qui j'ai d'ailleurs confié entièrement l'exécution de certaines parties du travail.

Je compte publier les résultats tectoniques de mes courses dans la Basse-Provence dans une série de monographies, dont la première paraît aujourd'hui, précédée d'un Historique et d'une Bibliographie.

Les suivantes seront consacrées à d'autres régions, massifs ou groupes de massifs, dont je n'ai pas encore achevé entièrement l'exploration. Les titres que, provisoirement, je me propose de donner à ces mémoires successifs sont les suivants :

- 1° la région toulonnaise;
- 2° le massif de la Sainte-Baume et ses enveloppes;
- 3° le cadre montagneux de la ville de Marseille : Nerthe, Étoile, massif d'Allauch ou de Garlaban, Marseilleveyre-Carpiagne);
- 4° la région brignolaise.

L'élaboration des trois mémoires qu'il me reste à publier nécessitera certainement un long effort. Si mes forces venaient à me trahir ou si je disparaissais avant l'achèvement du travail, j'ai le ferme espoir que mes élèves voudront mener à bonne fin l'œuvre à laquelle ils auront déjà collaboré.

Depuis le début de mes recherches en Provence et au cours de l'exécution du présent mémoire j'ai contracté de nombreuses dettes de reconnaissance. J'adresse en premier lieu un souvenir ému à la mémoire de mon maître Auguste Michel-Lévy, membre de l'Institut, directeur du Service de la Carte géologique de France, qui m'a confié la revision de la région nord-ouest de la feuille de Toulon au 1/80 000^e et des parties attenantes des feuilles voisines, me donnant ainsi l'occasion de prendre pied dans un champ d'études incomparable. Son successeur, M. Pierre Termier, mon éminent ami et collègue à l'Académie des Sciences, m'a autorisé à étendre mes recherches bien au delà de leurs limites primitives et m'a donné en outre une marque de confiance dont je sens tout le prix en me chargeant de la publication des premières feuilles de la nouvelle Carte géologique au 1/50 000^e. C'est à lui également que je dois la faveur de voir paraître mon travail dans le cadre somptueux des *Mémoires de la Carte géologique*. Je lui en exprime ma plus affectueuse gratitude.

Depuis 1913 j'ai mis largement à contribution le Service Géographique de l'Armée. J'ai pu avoir communication de tous les Plans

Directeurs au 1/10 000^e qui m'étaient nécessaires pour l'exécution de mes levés géologiques détaillés. Je remercie du concours éclairé qu'ils n'ont cessé de me prêter mon collègue de l'Académie des Sciences, M. le Général Bourgeois, aujourd'hui sénateur du Haut-Rhin, alors directeur du Service, M. le Colonel Talon, son intérimaire pendant la Guerre, M. le Colonel Bellot, son successeur.

Je tiens tout particulièrement à exprimer ma plus vive reconnaissance à mes chers collaborateurs du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences pour le dévouement avec lequel ils ont contribué à l'élaboration de mon travail :

à M. Albert Michel-Lévy, maître de conférences, puis professeur de Pétrographie à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris;

à M. Antonin Lanquine, préparateur, puis chef des travaux pratiques de Géologie à la Faculté;

à M. Léon Lutaud, aujourd'hui chef de travaux à l'École nationale des Mines et au Laboratoire de Géographie physique de la Faculté des Sciences;

à M^{lle} J. Pfender, assistante au Laboratoire de Géologie.

Je dirai dans l'Historique la part de collaboration qui revient à chacun d'eux, ainsi qu'à M. E. Maury, préparateur au Lycée de Nice, qui a bien voulu assumer une part importante dans l'exécution des levés.

Je ne saurais non plus oublier l'aide précieuse que j'ai trouvée auprès de M. Bonnet, assistant à la Faculté des Sciences, pour la mise au net et le dessin des coupes qui accompagnent ce 1^{er} fascicule.

Enfin, j'aurai maintes fois l'occasion, au cours de ce Mémoire, de remercier l'une ou l'autre personne qui, en quelque manière que ce soit, m'aura facilité mon travail.

LES NAPPES DE CHARRIAGE DE LA BASSE-PROVENCE.



HISTORIQUE ⁽¹⁾.

Il est certainement fort peu de régions naturelles dont l'interprétation tectonique ait subi une aussi complète rénovation du fait de l'intervention d'un seul homme que l'a été celle de la Basse-Provence grâce à l'œuvre de Marcel Bertrand. Avant les premières publications de notre savant compatriote, aucune conception générale ne se dégagait des observations éparses publiées par quelques géologues sur les dislocations des couches dans l'une ou l'autre partie des Bouches-du-Rhône ou du Var. Mais, dès ses premiers travaux en Provence, Bertrand reconnaissait l'existence de plis couchés, de lambeaux de recouvrement, voire de « regards » laissant apparaître le substratum à travers des déchirures des masses en recouvrement. Puis, plus tard, ce fut la « grande nappe de charriage » à quoi devaient se ramener presque toutes les superpositions anormales, de la Nerthe aux collines de Draguignan, celles de la région toulonnaise exceptées. Et la Provence devint, tout comme le bassin houiller franco-belge, comme les Alpes Suisses, comme les montagnes de l'Écosse, une terre classique pour l'étude des grands phénomènes de recouvrement. De la comparaison de ces diverses régions, Marcel Bertrand conclut à des lois générales, qu'il a formulées dans un de ses derniers travaux. Mais il ne lui fut pas donné de publier un travail d'ensemble sur la tectonique de la Provence conforme à ses dernières conceptions. Son œuvre est restée inachevée, mais nous possédons de lui une série de mémoires qui nous montrent comment il s'est acheminé graduellement vers une interprétation définitive.

Je me suis proposé, dans les pages suivantes, d'exposer le rôle qu'ont joué les publications de Marcel Bertrand dans l'évolution des idées relatives à la tec-

⁽¹⁾ Les numéros entre crochets renvoient à une note de l'auteur cité qui figure dans la Bibliographie sous un numéro indiquant l'ordre chronologique. Lorsqu'un auteur est représenté dans la Bibliographie par une note unique, il n'est pas fait, dans le texte, de renvoi spécial.

tonique de la Basse-Provence. Ce rôle se trouvera mis en pleine lumière en mettant également en évidence la part qui revient dans cette évolution aux prédécesseurs, aux collaborateurs, aux contradicteurs et aux continuateurs du fondateur de l'école tectonique française.

LES PRÉDÉCESSEURS DE MARCEL BERTRAND.

Le nom de « précurseurs » ne conviendrait guère à ceux des géologues qui, avant Bertrand, ont fait connaître des faits présentant quelque intérêt pour la compréhension tectonique de la Basse-Provence, car aucun d'eux — si ce n'est peut-être H.-B. de Saussure — n'a cherché à donner une interprétation générale des dislocations de la région, qu'ils connaissaient encore si imparfaitement.

Dans « l'Histoire naturelle de la Provence », de Darluc, qui renferme une description géographique de l'ancien comté vraiment remarquable pour l'époque, ainsi que de précieux renseignements sur ses mines, sur sa flore, sur sa faune et sur ses habitants, on ne trouve aucun renseignement intéressant au point de vue qui nous occupe.

Il n'en est pas de même des « Voyages dans les Alpes » de H.-B. de Saussure, dont l'auteur visita le littoral de la Provence et qui renferme de nombreuses indications, non seulement sur la nature des terrains, mais encore sur la direction des couches et leurs plongements. C'est ainsi qu'il constate [t. VI, p. 11] par exemple, dans la partie occidentale de la chaîne calcaire qui borde au nord la vallée de l'Huveaune (« Vallée de Veaune »), « des couches, dont les plans paraissent se relever contre l'Est, et couper ainsi à angles droits ceux des couches de la partie « orientale », ce qui est parfaitement conforme à la réalité.

« Je n'entre pas dans de plus grands détails, ajoute-t-il, je me contenterai de dire qu'on ne voit aucune régularité, aucune loi générale, ni dans la direction des couches, ni dans la situation de leurs escarpements.

« Mais cette irrégularité même est un fait qu'il n'est pas inutile d'avoir observé; et j'en conclurais du moins que dans ces montagnes basses, sans suite, sans uniformité, je ne saurais voir un lien qui unisse les Alpes aux Pyrénées. »

Ici, les conclusions de H.-B. de Saussure ne sont plus en accord avec les conceptions actuelles. On chercherait d'ailleurs en vain, dans les chapitres de l'ouvrage du savant génevois relatifs à la Provence, des observations à l'appui du « refoulement » qu'il regardait lui-même « comme la cause générale du redressement des couches originellement horizontales ».

Dans les travaux relatifs à la Géologie de la Basse-Provence publiés dans la première moitié du XIX^e siècle on ne rencontre qu'exceptionnellement des observations dont il serait aujourd'hui possible de tirer, pour la connaissance de la structure du pays, un parti quelconque. Même dans une petite note d'Élie de Beaumont « sur la constitution géognostique des Martigues », parue en 1827, il n'est pas question encore de directions caractérisant des systèmes de montagnes et correspondant à des grands cercles de la sphère terrestre. La théorie du dodécaèdre pentagonal ne devait voir le jour que deux ans plus tard.

Dans l'« essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône » de Ph. Matheron [1], si plein de précieuses observations stratigraphiques, il n'y est pas fait allusion, et les quelques données sur les dislocations du sol que l'on y trouve sont faites sans aucune idée théorique préconçue.

On ne peut en dire autant de la « Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence » du comte H. de Villeneuve-Flayosc, parue en 1856, dont la 3^e partie, consacrée à la classification des dislocations, est entièrement imprégnée des doctrines de l'auteur de la « Notice sur les systèmes de montagnes ». Crêtes rocheuses, vallées d'érosion, confluent ou embouchures de rivières, pointements éruptifs, bassins houillers, limites de terrains, alignements de sources thermales ou autres, filons, failles, lignes de côtes servent indistinctement à Villeneuve-Flayosc à définir ses systèmes de montagnes, au nombre de 31, empruntés pour la plupart à Élie de Beaumont et caractérisés chacun par une direction déterminée. L'auteur est conduit, par sa méthode, à des conclusions dont les titres suivants peuvent donner une idée :

« Position symétrique du méridien de Toulon relativement au bassin des rivières. »

« Une ligne parallèle au méridien de Toulon limite à la fois le Muschelkalk du Var et celui des Vosges. »

« Rapports des roches de la forêt Noire et du grand-duché du Rhin avec la côte occidentale de Six-Fours. »

« Ligne de dislocation du Muschelkalk du Thuringerwald retracée à Toulon. »

« Dislocation nord-sud de Toulon, ligne des eaux thermales de Digne à Plombières. »

« Direction pyrénéenne du Bec de l'Aigle à la Ciotat. Coïncidence stratigraphique et minéralogique. »

« Système de Rougiers et Beaulieu à l'Etna, entre la période de la mollasse marine et celle du terrain de transport ancien. Cette dislocation dessine les limites de la grande crau d'Arles, de la crau de Gemenos, de la crau d'Hyères, de la crau de Cagnes. »

Des aphorismes aussi fantaisistes ne méritent même pas de retenir l'attention, mais, fort heureusement, l'ouvrage de Villeneuve-Flayosc renferme dans sa 1^{re} et sa 2^e partie de précieuses observations d'ordre morphologique et stratigraphique et il se termine par des considérations sur les eaux souterraines, sur les sols, sur les richesses minières, que l'on peut encore consulter aujourd'hui avec fruit.

Quelques contemporains de Villeneuve-Flayosc ont publié des travaux géologiques sur la Basse-Provence, où le côté tectonique est complètement ignoré. Ainsi, dans leur « Prodrôme d'Histoire naturelle du département du Var », Doublier et Panescorse ne donnent guère que des renseignements minéralogiques, lithologiques et paléontologiques. Jaubert, dans ses notes [1, 2], insiste à peu près exclusivement sur les questions stratigraphiques. Et ce sont également ces questions qui constituent à peu près l'unique préoccupation des participants aux deux réunions extraordinaires de la Société géologique, à Aix et à Marseille, en 1842 et en 1864. Mais au moins les comptes rendus de courses rédigés par Matheron [2, 4] sont-ils accompagnés de coupes qui donnent déjà une idée approximative de la structure des régions parcourues. Il en est de même de celles qui sont insérées dans des mémoires plus récents de Dieulafait [1, 3]. Parmi celles-ci, toutefois, il en est dont l'inexactitude est telle qu'on peut se demander si la notion de plongement avait pour l'auteur un sens quelconque. C'est ainsi que, dans ses coupes des environs du cap Brun, près Toulon [1], il fait plonger les couches triasiques vers la mer, c'est-à-dire vers le sud, tandis qu'en réalité elles plongent au nord et s'enfoncent sous les Phyllades, au lieu de s'adosser contre cette formation.

C'est à Coquand que revient le mérite d'inaugurer la série des monographies de régions naturelles de la Basse-Provence. Celles-ci vont se succéder maintenant, mais à de longs intervalles, car la mode est encore aux descriptions départementales et aux travaux purement stratigraphiques. Bien que consacrée principalement à l'étude des terrains, la « Description géologique du massif montagneux de la Sainte-Beaume », publiée en 1865, renferme un

certain nombre de coupes d'un grand intérêt tectonique, et Coquand est le premier à décrire et à figurer les renversements du versant sud de la Sainte-Baume, les premiers qui aient été signalés en Provence. Il le fait dans les termes suivants :

« Il est à noter que, sur ce versant, comme la montagne entière est complètement renversée, le Corallien s'appuie sur la lèvre de faille qui la sépare du terrain triasique, et qu'il est directement assis au-dessus du calcaire kimméridgien, comme celui-ci l'est au-dessous de l'étage portlandien, et ainsi de suite, jusqu'à l'étage aptien, qui est obligé de supporter, par suite du renversement opéré, toute la série descendante, contrairement à ce qui s'observe dans les régions où les bancs, lors de leur soulèvement, n'ont pas été redressés au delà de la verticale. La chaîne de la Sainte-Baume, comme on le voit, reproduit exactement l'accident orographique de la chaîne des Voirons, où l'ordre de superposition se trouve aussi complètement interverti. »

Autant Coquand est prolix et grandiloquent, autant N. de Mercey est sobre et précis dans sa petite brochure « sur la division de la formation cristalline sur la bande occidentale des Maures ». Bien qu'ayant trait à une région située en dehors des limites du présent ouvrage, elle mérite d'être citée ici en raison de l'excellente petite « carte géologique des Maures », qui l'accompagne et qui s'étend vers l'ouest jusqu'à Bandol.

Ici viennent se placer deux monographies plutôt stratigraphiques de Toucas père et fils, où l'on peut glaner quelques renseignements d'ordre tectonique sur le bassin du Beausset. « La description géologique et paléontologique du canton du Beausset » de R. Toucas renferme une petite carte géologique qui constitue un réel progrès sur les documents antérieurs. Le mémoire d'Aristide Toucas [1] sur les terrains crétacés des environs du Beausset est accompagné d'une carte en couleurs au 1/80 000^e, où apparaît avec netteté la disposition en auréoles elliptiques des assises crétacées autour du Trias. La manière dont les rapports des deux terrains sont figurés sur les coupes montre à quelles conceptions fantaisistes les prédécesseurs de Marcel Bertrand étaient obligés d'avoir recours lorsqu'ils cherchaient à se rendre compte de relations tectoniques qui aujourd'hui nous paraissent banales.

La monographie régionale de beaucoup la plus importante, dans cette période qui a précédé les premières notes de Marcel Bertrand, est celle que Louis Collot a consacrée aux environs d'Aix-en-Provence [2] et qui a été présentée comme thèse de doctorat devant la Faculté des Sciences de Montpellier. La plus grande partie de ce mémoire traite de questions stratigra-

phiques et ce n'est pas ici le lieu d'énumérer les nombreux faits nouveaux que l'auteur a fait connaître dans cet ordre d'idées. Mais les questions de tectonique (ou d'*orogénèse*) ne sont pas pour cela reléguées au second plan. Les plis anticlinaux et synclinaux sont étudiés séparément et décrits d'une manière minutieuse. Des coupes sériées et une belle carte en couleurs au 1/80 000^e facilitent grandement la lecture de ces descriptions. Toutefois, le résultat de beaucoup le plus intéressant de la thèse de Collot est d'un ordre plus général. C'est la démonstration de l'existence de deux phases orogéniques distinctes, l'une, la plus importante, qui a donné au pays les principaux traits de son relief, postérieure à la série d'eau douce qui s'étend du Campanien au Lutétien et antérieure au dépôt de la formation d'âge oligocène connue sous le nom de Gypse d'Aix; l'autre postérieure à la Mollasse miocène et marquée principalement par des failles.

D'autres résultats généraux relatifs aux grandes oscillations du niveau des mers sont également dus à Collot et sont exposés dans plusieurs notes [4, 6, 7], déjà contemporaines des premiers travaux de Marcel Bertrand. La plus importante est relative à la détermination de l'âge des bauxites du Sud-Est de la France. Considérée comme éruptive par les anciens auteurs, la bauxite a été reconnue comme sédimentaire par Dieulafait [8], mais ce savant s'est contenté d'affirmer d'une manière approximative son âge crétacé. C'est à Collot [6, 7] que revient incontestablement le mérite d'avoir donné des précisions sur l'époque de sa formation. Il a établi qu'à l'Albien une ride avait pris naissance, séparant le golfe de la Basse-Provence de la fosse située plus au nord, dans le bassin du Rhône, et suivie immédiatement d'une dénudation intense, qui a mis à nu, dans l'est, les dépôts jurassiques, dans la région centrale et occidentale, l'Hauterivien ou l'Urgonien. La surface de dénudation est recouverte, en de nombreux points, par une couche de bauxite, pénétrant souvent dans les fissures du substratum. C'est une vraie alluvion latéritique. Sa formation a été suivie, au Cénomaniens, au Turonien ou au Santonien, par une transgression marine.

L'ŒUVRE DE MARCEL BERTRAND EN PROVENCE.

Les premières recherches de Marcel Bertrand en Provence remontent à 1880; elles avaient pour objet le levé de la feuille de Toulon de la « Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000^e » et elles se poursuivirent sur cette feuille jusqu'en 1886. Elles n'ont fait, de la part de leur auteur, la

matière d'aucun travail spécial, en dehors de la Notice explicative, publiée en 1887. Quelques détails relatifs à la Géologie des environs de Toulon se trouvent consignés dans des publications de Marcel Bertrand consacrées à des régions diverses [1, 4, 10, 39].

Dans la Notice de Toulon, il n'est pas encore question de plis couchés. La région de Toulon à Marseille est décrite comme offrant « une série de plis d'un caractère très irrégulier et très compliqué. . . les axes de ces plis ne sont ni rectilignes ni parallèles; ils se rapprochent ou s'écartent de manière à donner place entre eux à un épanouissement des synclinaux, et par suite à une prédominance des parties horizontales, qui a pu faire illusion sur la structure vraie de la région. . . . Les failles se montrent en général sur les flancs des plis et en suivent la direction ».

En 1884, dans une note sur les « failles courbes dans le Jura » [1], Marcel Bertrand attire pour la première fois l'attention sur des « lignes de failles fermées, enveloppant des terrains plus récents que ceux qui les entourent ». Outre les exemples empruntés au versant occidental du Jura, il décrit celui du Faron, au nord de Toulon. Il donne de cette montagne une coupe très démonstrative, reproduite dans un mémoire posthume [29]. Dans la Notice de Toulon, il signale en outre, comme exemple le plus frappant de ces failles sinueuses, celle « qui contourne le cap Gros, puis entoure le vallon de Broussan et se replie pour limiter au sud les massifs du Caoumé et du Coudon ». Tandis qu'en 1884 il cherchait la cause des failles fermées dans des affaissements, dus vraisemblablement à des vides par dissolution, il devait plus tard [39, p. 93] les assimiler à « d'importantes surfaces d'étirement le long des flancs non renversés des plis » et concluait « qu'il y a eu des déplacements considérables dans des systèmes de terrains où l'on n'observe ni plis couchés ni renversements ».

Dès 1884, Marcel Bertrand étendait ses levés à la feuille de Marseille, publiée en 1890. Ce fut pour lui l'occasion de découvertes sensationnelles, qui le placèrent tout de suite au premier rang parmi les tectoniciens de son époque.

Dans une première note [2], datant de décembre 1884, il confirmait tout d'abord la présence, signalée déjà par Coquand, d'une série importante de terrains renversés, formant, sur une longueur de plus de 15 km., la crête de la Sainte-Baume. Il montrait ensuite que cette série renversée est comprise entre deux bandes où les terrains se présentent en succession

normale. La bande septentrionale, formée de couches sénoniennes (la série du Plan-d'Aups), supporte directement l'Aptien ou l'Urgonien de la série renversée, dont elle est séparée par une faille, généralement très oblique. La bande méridionale est séparée des termes les plus anciens de la série renversée, non par une faille, comme le pensait Coquand, mais par une bande de couches amincies par étirement, en série renversée ou normale, avec répétition fréquente des mêmes termes. Marcel Bertrand envisage la chaîne de la Sainte-Baume comme un vaste pli couché, à flanc inverse partiellement étiré et de plus en plus incomplet à mesure que l'on se dirige vers l'est. C'est, à peu de chose près, l'idée que l'on se fait encore actuellement de la structure de la Sainte-Baume. « Les exemples de plis couchés », écrit Bertrand, « sont assez rares pour mériter d'être signalés. » Leur découverte en Provence était une révélation.

Mais l'étude des environs du Beausset devait conduire Bertrand à des constatations encore plus inattendues. Le 13 juin 1887 il communiquait à l'Académie des Sciences une « explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset » [3] et huit jours après il exposait devant la Société géologique de France les grandes lignes de son mémoire devenu classique sur l'« îlot triasique du Beausset » [4].

Le bassin du Beausset est une vaste cuvette synclinale, comprenant la série presque complète des assises crétacées, toutes concordantes entre elles et concordantes également avec le Jurassique sous-jacent. Sur les bords, le Crétacé inférieur se relève, faiblement incliné au nord, presque vertical au sud, et au milieu affleurent les couches supérieures, presque horizontales, le Sénonien marin et le Sénonien lacustre ou Fuvélien. « Dans ce bassin d'apparence si tranquille on avait signalé depuis longtemps une curieuse anomalie : la colline qui s'élève au sud du Beausset, entre les deux routes de Bandol et de Toulon, a tous ses sommets formés de Trias et d'Infralias; ces formations plus anciennes constituent ainsi un îlot complètement isolé au milieu du Crétacé; deux petits affleurements des mêmes terrains, couvrant à peine quelques centaines de mètres carrés, se retrouvent encore un peu plus au nord, auprès du Castellet. L'explication, jusqu'ici, n'avait pas semblé douteuse : ce Trias a toujours été considéré comme un récif, comme une saillie du fond de l'ancienne mer crétacée; le Sénonien se serait déposé contre les flancs de cet îlot, dans la position même où nous le voyons aujourd'hui » [4, p. 667]. Les études entreprises en vue du levé de la feuille de Marseille de la Carte

géologique montrèrent bientôt à Marcel Bertrand que cette interprétation était inexacte. *Le Trias est en réalité superposé au Crétacé*, il fait partie d'une masse poussée sur le Crétacé, puis isolée par la dénudation, il constitue un « lambeau de recouvrement ». Après avoir montré que le faciès des couches crétacées au voisinage du Trias est tout à fait inconciliable avec l'hypothèse d'un récif triasique au fond de l'ancienne mer, Marcel Bertrand met en évidence, par une analyse détaillée de la succession des couches, l'existence, immédiatement sous le Trias, d'un synclinal couché, dont le flanc inverse présente, en série renversée, les divers termes du Sénonien fortement amincis, réduits par étirement à un dixième environ de leur épaisseur primitive. En un point, des sables turoniens s'intercalent même entre le Sénonien et le Trias. Le recouvrement du Trias sur le Crétacé supérieur ne fait aucun doute, et la preuve directe de cette superposition est fournie par un vallon creusé par l'érosion en pleine masse triasique, un peu au nord du Canadeau. Le fond de ce vallon laisse apparaître le Sénonien sous le Trias. Plus tard, le terme de « regard » devait être appliqué par Bertrand lui-même à de pareils trous dans la masse en recouvrement. Le terme moins expressif et assez impropre de « fenêtre », introduit par Suess, a malheureusement prévalu depuis.

Le Trias lui-même forme un anticlinal couché, dont le noyau de Muschelkalk est compris entre deux lames de Marnes Irisées, qui se rejoignent au nord, dessinant une charnière à concavité dirigée vers le sud. Le plan axial du synclinal crétacé atteint l'horizontale; celui de l'anticlinal triasique l'a même dépassée (fig. 1).

Le recouvrement s'est étendu au nord du Beausset, comme le montrent les témoins minuscules de Trias supérieur et d'Hettangien, qui, près du Castellet, reposent visiblement sur le Crétacé, ici sans aucune trace de renversement.

Marcel Bertrand s'est également préoccupé de rechercher l'origine du pli couché du Beausset, ce que l'on appellerait aujourd'hui sa « racine ». Il l'a placée dans la bande triasique qui passe au sud du Grand Cerveau, séparant le petit bassin de Bandol de celui du Beausset. Cette bande s'élargit, en effet, au nord de Bandol et forme vers le nord un promontoire, connu sous le nom de Télégraphe de la Cadière. Ici la superposition du Trias au Sénonien est non moins évidente que dans l'îlot du Beausset, et, à Fontanieu, un puits, creusé dans le Muschelkalk, a rencontré la couche à charbon du Sénonien lacustre; de plus, des galeries d'exploitation ont suivi cette

couche sous le Trias. Il y a, en outre, plus au sud, dans la masse triasique même, un regard qui fait apparaître sous le Trias les calcaires à Hippurites. Le promontoire du Télégraphe est exactement l'homologue du lambeau de recouvrement du Beausset; il n'en diffère que par le fait que les terrains en recouvrement y sont restés en continuité avec la racine du pli couché, tandis qu'au Beausset ils en ont été séparés par des érosions postérieures au plissement.

Ayant repris, au printemps de 1888, l'étude du massif de la Sainte-Baume, Marcel Bertrand devait trouver, sur le versant septentrional, des exemples de recouvrements plus remarquables encore que ceux qu'il avait signalés en 1884 sur le versant méridional [6].

Entre Saint-Zacharie, au nord, et la chaîne de la Sainte-Baume, au sud, se dresse un grand massif jurassique en forme de dôme, sur les flancs duquel s'appuient des couches néocrétacées, qui lui font une ceinture continue, sur les $\frac{2}{3}$ de sa périphérie, mais de largeur variable. C'est le massif de la Lare, que tous s'accordent à considérer comme « en place », comme « autochtone », de même que le Crétacé qui l'entoure. Au milieu de la dépression crétacée se dressent de nombreuses collines jurassiques, limitées en général par des contours fermés, que Coquand figurait comme des failles verticales. Marcel Bertrand, frappé de leur ressemblance avec l'îlot triasique du Beausset, n'hésite pas à envisager ces collines comme des lambeaux de recouvrement. Il établit que leurs couches jurassiques, généralement horizontales, souvent laminées et quelquefois renversées, reposent sur les couches les plus élevées du Crétacé de la région, sur les marnes à Corbicules du Fuvélien ou sur les poudingues du Bégudien.

Fidèle à sa conception des recouvrements, Bertrand attribue ces lambeaux à des plis couchés, profondément entamés par la dénudation. Ceux qui sont situés au nord-est du dôme de la Lare (Plan-d'Aups, collines de Nans) appartiendraient au pli de la Sainte-Baume, ceux qui se trouvent au nord-ouest de ce massif (Lagets, Gastaude) proviendraient d'un pli qui aurait sa racine dans les collines triasiques d'Auriol et de Saint-Zacharie et qui, par conséquent, serait déversé vers le S. E., tandis que le pli de la Sainte-Baume est couché au N. W. Deux plis se feraient donc face de part et d'autre du dôme de la Lare; ils seraient déversés l'un vers l'autre, comme dans l'exemple du double pli de Glaris. Mais, en réalité, ils n'en formeraient qu'un seul, car les lambeaux du nord-ouest se raccordent avec ceux du sud-est par une

lame continue de Jurassique, sous laquelle s'enfoncent les terrains crétacés de l'extrémité sud-ouest de la Lare. Le pli de la Sainte-Baume reviendrait en quelque sorte sur lui même, en se prolongeant par celui de Saint-Zacharie; le pli unique décrirait une vaste sinuosité autour du massif de la Lare et il serait constamment déversé vers l'intérieur de la courbe. Et voici les conclusions que Marcel Bertrand tire aussitôt de cette interprétation [7].

« Nous voilà donc arrivés à préciser une nouvelle anomalie dans la structure de la Provence : certains plis, au lieu d'y affecter l'allure rectiligne, y décrivent des sinuosités très marquées. Mais là encore, comme pour les recouvrements du Beausset, le phénomène, une fois bien constaté en un point, se retrouve en beaucoup d'autres. L'exception apparente devient la règle et l'on peut résumer dès maintenant la structure de la Provence, avec toutes ses singularités, dans cette formule relativement très simple : *La Provence est un pays plissé, où les plis, en gros*

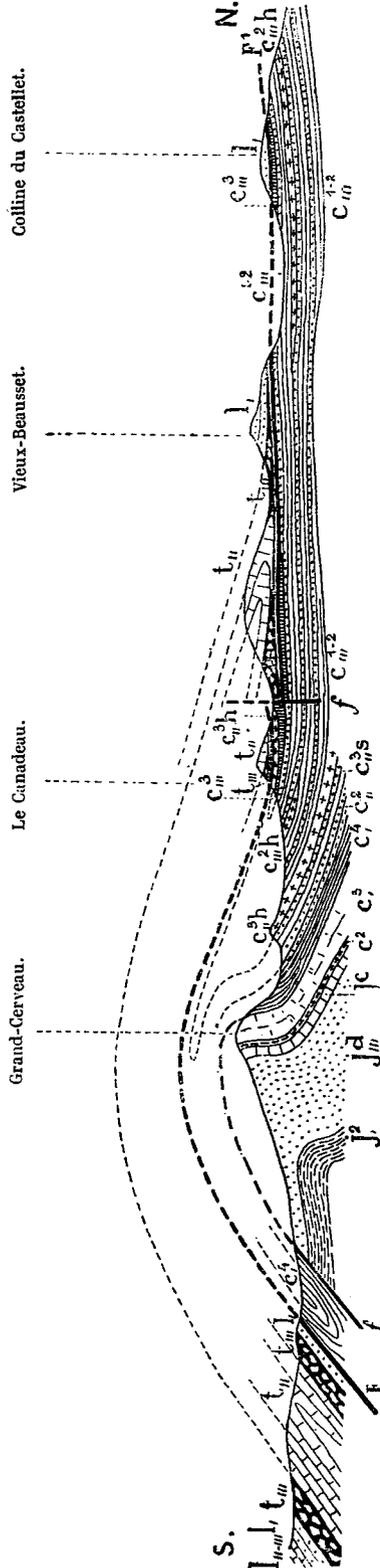


Fig. 1. — Coupe du Grand-Cerveau au Castellet, par le Vieux-Beausset, d'après MARCEL BERTRAND [4, pl. XXIII, fig. 1].
(échelle : 1/50000°.)

t_m, Trias moyen; t_m¹, Trias sup^r; l_m, Rhétien et Hettangien; l_m¹, Lias moyen et sup^r; j¹, Bathonien; j_m^d, Dolomies néojurassiques; j_c, Calcaires Blancs; c¹, Hauterivien; c², Urgonien; c³, Aptien; c⁴, Cénomannien; c⁵, Sables turoniens; c⁶, calcaires à Hippurites turoniens (et coniaciens); c¹⁻², grès coniaciens et santoniens; c³, calcaires à Hippurites santoniens; c⁴, Valdornien.
FF', « Grande faille »; ff, « failles accessoires ».

parallèles à la bordure des Maures, décrivent une série de sinuosités, et où chaque anticlinal se déverse sur le synclinal qui lui fait suite au nord.»

Bertrand termine sa note de 1888 par une comparaison entre les plis sinueux de la Provence et les sinuosités des chaînes de montagnes, que Suess a mises en évidence : arc des Alpes occidentales, arc des Carpathes et des Balkans, boucle dessinée par l'Atlas et la chaîne Bétique autour de la Méditerranée occidentale, chaîne des Antilles, etc.

Dans cette même année 1888, l'exploration du massif d'Allauch, au nord-est de Marseille, devait lui fournir une nouvelle occasion d'appliquer sa théorie des plis sinueux [9].

Le massif d'Allauch ou de Garlaban affecte la forme d'un triangle, presque équilatéral, d'environ 8 km. de côté; il est constitué par une masse puissante de calcaires éocétacés, qui supporte des lambeaux assez étendus de dépôts turoniens et sénoniens. « Sur les bords, au lieu de cette régularité relative, tout ne semble que confusion et anomalies : une zone étroite, où se pressent les terrains les plus variés, depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur, fait le tour du massif. Dans les points où elle s'élargit, le Trias y forme un pli anticlinal bien marqué; dans ceux où elle se resserre, le Trias peut arriver à subsister seul, comme c'est le cas au nord-est », où il présente l'apparence d'un filon, large de quelques mètres seulement et intercalé entre l'Urgonien et les calcaires à Hippurites. « On est donc mené à admettre que le *cordons* de Trias représente lui aussi une *bande anticlinale étirée*. Sans doute, l'étirement prend là des proportions invraisemblables, puisqu'il supprime d'un côté tout le Jurassique, de l'autre le Jurassique et le Crétacé inférieur; mais la continuité avec Allauch... ne semble pas permettre d'autre interprétation. »

« Si l'on trace sur une carte l'affleurement du pli anticlinal, on voit qu'après avoir fait le tour complet du massif il décrit encore une nouvelle sinuosité plus brusque, et va se raccorder au nord avec le pli de l'Étoile et de la Nerthe, qui borde le bassin de Fuveau. A cette forme bizarre se joint une autre particularité : ce pli est sur tout son parcours un pli couché et le renversement *a toujours lieu dans le même sens* », c'est-à-dire vers l'intérieur du massif d'Allauch.

Mais aussitôt cette interprétation formulée, Bertrand en aperçoit l'invraisemblance : « Il y aurait ici, écrit-il, une confirmation de la règle énoncée, mais trop complète en quelque sorte; une torsion si compliquée n'est pas vrai-

semblable; et surtout dans des mouvements aussi irréguliers, on ne peut comprendre que le sens des mouvements soit resté assujéti à une règle invariable. Enfin un argument plus précis et décisif, c'est que le pli, après avoir décrit cette profonde sinuosité, vient exactement se raccorder à sa direction première. »

« L'explication dès lors s'impose d'elle-même; la ligne qu'on suit autour du massif d'Allauch n'est que l'affleurement d'une même surface anticlinale; les sinuosités constatées ne sont que les sinuosités de l'intersection de cette surface du sol... *Le massif d'Allauch, avant les dénudations, a été couvert complètement par le Trias ou par les couches jurassiques.* » On dirait aujourd'hui que le Trias et le Jurassique formaient une *nappe de charriage* s'étendant par-dessus les terrains créacés autochtones. Ceux-ci apparaissent au jour grâce à l'action de la dénudation, qui s'est exercée surtout sur les parties surélevées de la nappe. La couverture de Trias et de Jurassique « était la continuation des massifs respectés à l'ouest; *les couches créacées pénètrent donc profondément, de plusieurs kilomètres, sous le massif jurassique de l'Étoile* ».

Ainsi Marcel Bertrand formulait, dès 1888, pour le massif d'Allauch, l'interprétation que, dix ans plus tard, il devait appliquer à toute la Provence et qui est aujourd'hui adoptée par tous ceux qui ont abordé l'étude détaillée de la région. Et dans cette même note en quelque sorte prophétique, reproduite presque intégralement ici, il formulait dans les termes suivants une loi, qui constitue la base même de la théorie des nappes :

« *Les surfaces de recouvrement* ont pu être dénivelées et plissées après leur formation ». Et il ajoutait : « C'est là un dernier élément de complication, qui jusqu'ici semble rare, il est vrai, mais peut-être seulement parce que les points où il se produit sont ceux dont l'explication reste à trouver. »

Malheureusement l'exploration détaillée du massif d'Allauch n'a pas fortifié Marcel Bertrand dans sa conviction que le Trias s'était étendu primitivement par-dessus tout le massif, et l'hypothèse d'un pli sinueux, complètement refermé sur lui-même, ne lui est plus apparue aussi invraisemblable. Dans le mémoire qu'il a consacré au massif [16], il expose les deux interprétations et il penche manifestement en faveur de la première. Sa rédaction se ressent de ces hésitations et la lecture du travail est particulièrement ardue; elle déconcerta, lors de son apparition, même les plus chauds partisans de la théorie des recouvrements. Néanmoins on ne peut qu'admirer la précision avec laquelle l'auteur décrit les dislocations de la bordure du massif, bien que maint

détail lui eût échappé, nécessitant plus tard un complément de description d'où devait jaillir définitivement la lumière.

Le travail sur le massif d'Allauch est d'ailleurs postérieur de plus d'un an au mémoire que Marcel Bertrand présentait à l'Académie des Sciences, pour le concours du prix Vaillant de 1890, en réponse à la question suivante : « Étude des refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre; rôle des déplacements horizontaux ». Sur le rapport de Daubrée, publié dans les *Comptes Rendus* [13], le prix fut décerné à Marcel Bertrand et l'insertion du travail au recueil des *Mémoires des Savants étrangers* fut décidée. Mais Bertrand reprit son manuscrit pour le retoucher et ne se décida jamais à le publier. Ce n'est qu'après sa mort que, par les soins de M. Emm. de Margerie, le mémoire fut imprimé et publié en 1900 dans les *Mémoires de l'Académie des Sciences*, avec un avant-propos de M. Pierre Termier [39].

Si le travail de Bertrand avait paru en 1890, il aurait eu certainement un grand retentissement. Aujourd'hui que l'on connaît les conceptions ultimes du maître, le chapitre sur « les plis couchés de la Provence », qui comprend à peu près la moitié de l'ouvrage, paraît fortement vieilli. Ce n'est pas ici le lieu de résumer les chapitres du mémoire consacrés à des considérations générales sur les refoulements et à l'étude des autres chaînes, mais il est nécessaire de mettre en évidence ce que le chapitre principal nous apprend de nouveau sur la tectonique de la Basse-Provence.

Pour la première fois, Marcel Bertrand essaie de coordonner les résultats acquis, et il décrit, dans son ensemble, la structure de la Basse-Provence. Il admet l'existence de toute une série de plis couchés, en général déversés vers le nord, qui se succèdent du sud au nord, mais ne sont que très grossièrement parallèles, en raison des sinuosités que décrivent leurs axes. Ces plis sont les suivants :

1° le pli de la bordure des Maures, qui donne lieu à la superposition anormale des phyllades au Trias et qui « nous prouve que les terrains cristallins ont subi l'action des refoulements de la même manière et sous la même forme que les terrains sédimentaires plus récents »;

2° le pli du Beausset, déversé sur le bassin synclinal du Beausset, qui lui fait suite au nord;

3° le pli de la Sainte-Baume, qui se raccorde à l'ouest, par le massif d'Allauch, au pli de la Nerthe, renversé, comme lui, sur une bande synclinale de terrains crétacés;

4° le pli de Brignoles, qui se retourne et se rabat entièrement sur lui-même, enserrant entre ses branches le bassin synclinal du Val;

5° le pli de Salernes, qui se rattache par des sinuosités multiples, au nord-est aux plis d'Aups et d'Ampus, à l'ouest, probablement aux plis de la Sainte-Victoire et de l'Olympe.

Les descriptions détaillées des plis du Beausset et de la Sainte-Baume ne renferment guère de faits qui ne se trouvent pas déjà dans les mémoires antérieurs de l'auteur, et les figures qui les accompagnent sont empruntées presque sans exception à ces mémoires. Par contre, l'étude des autres plis est remplie de détails intéressants, en partie inédits, qui tendent à mettre en évidence l'existence des sinuosités et la généralité des phénomènes de recouvrement.

Une carte des *lignes directrices* accompagne le mémoire et permet de se rendre compte de l'allure sinueuse des plis, telle que la concevait Bertrand en 1890. Elle fut reproduite en 1897, avec de légères modifications, dans un travail publié aux *Annales de Géographie* [32]. Elle met également en évidence la discontinuité, le morcellement des plis et leur arrêt brusque le long de trois bandes transversales, qui les traversent en écharpe et qui ont en quelque sorte gêné leur développement.

Dans son mémoire de 1890, Marcel Bertrand attire encore l'attention sur des accidents postérieurs au plissement, qui jouent un certain rôle dans la tectonique de la Basse-Provence.

Ce sont les *affaissements*, qui se traduisent par des failles de tassement. Les uns, qui affectent le versant nord de la chaîne de la Sainte-Baume et en compliquent singulièrement l'étude, avaient déjà été décrits dans des notes antérieures [2, 10]. Les autres, qui font également l'objet d'une note spéciale [24], sont localisés sur le bord septentrional du bassin du Beausset. Ils ont donné lieu aux dépressions créacées de Carpiagne, de Carnoux, de Rouvière et de Chibron, limitées par des failles parallèles, orientées habituellement E.-W. Les petites plaines de Signes et de Cuges, qui se présentent sur le même alignement, auraient la même origine, mais leur fond est recouvert par des dépôts quaternaires, qui masquent entièrement les terrains effondrés.

Ces affaissements semblent à Bertrand avoir été les seuls mouvements auxquels les terrains de la Basse-Provence ont été soumis postérieurement au plissement. Si les grandes nappes horizontales amenées en recouvrement sur les étages supérieurs avaient été plissées à nouveau, au cours d'une seconde phase de plissement, il se serait produit, dit-il, « des complications presque inextricables à prévoir ».

La réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Provence, du 27 septembre au 3 octobre 1891, marque la fin de la première période des études géologiques de Marcel Bertrand dans ce pays. Au cours des excursions, les observations du directeur des courses furent vérifiées par les participants et ses conclusions reçurent en quelque sorte une consécration officielle. Une opposition qui se manifesta avec une certaine véhémence contre la théorie des recouvrements resta isolée et les arguments qu'elle invoquait furent réfutés sans peine. Il en sera question plus loin.

Pendant six années, Bertrand devait tourner son activité vers un autre champ d'études (les Alpes) et ses publications sur la Basse-Provence subirent de ce fait — à une exception insignifiante près — une interruption complète. En 1897 parut ensuite, dans les *Annales de Géographie*, la première partie d'un travail d'ensemble sur la Basse-Provence depuis longtemps attendu. La seconde fut publiée au début de l'année suivante [32].

Dans ces deux articles, destinés surtout aux géographes, un certain nombre de vues exposées dans le mémoire inédit de 1890 reçoivent pour la première fois la diffusion qu'elles méritaient, mais on voit en outre apparaître quelques notions nouvelles, qui modifient dans une certaine mesure l'interprétation ancienne. C'est ainsi que l'auteur applique maintenant à la Basse-Provence la notion des *dômes* et des *cuvettes*, dont il avait précédemment reconnu l'importance dans le bassin de Paris et que Fournier avait peu après introduite dans la géologie provençale. Les dômes ellipsoïdaux s'alignent en chapelets suivant des lignes déterminées et leur juxtaposition permet de reconstituer les lignes directrices. Ainsi s'explique le morcellement des plis, déjà mis en évidence en 1890. « La terminaison même des dômes fournit un second élément de coordination; la plupart d'entre eux s'arrêtent au voisinage de lignes accusées, obliques aux premières, montrant des caractères différents, mais jouant également un rôle directeur. Ces deux systèmes. . . définissent un véritable réseau quadrillé » [32, p. 213].

« L'arrêt des principaux massifs est spécialement brusque en face de trois lignes, qui se confondent partiellement ou s'enchevêtrent avec les lignes précédentes; l'une est la bordure des Maures, ou *plaine de Cuers*; la seconde se confond avec la vallée de l'Huveaune et celle des hauts affluents de l'Argens (*dépression de Barjols*). La troisième, moins marquée topographiquement, est la *dépression d'Aix*. » On reconnaît les trois « bandes transversales » du mémoire de 1890. Maintenant leur signification est précisée au moyen d'une

description succincte et leur rôle dans l'histoire géologique du pays est défini pour la première fois.

Le Permien de la plaine de Cuers supporte normalement au N. E. les trois termes du Trias, mais, tandis que les dépôts permien sont sensiblement horizontaux, le plateau triasique se décompose en une infinité de petits dômes de Muschelkalk, qu'entourent des dépressions remplies par les couches plus délitables du Trias supérieur, et présente ainsi une structure que l'on peut qualifier de « pustuleuse », suivant l'expression pittoresque d'Armand Janet. Le plateau triasique, qui confine au S. E. à la dépression permienne, se relie insensiblement au N. W. à des zones de collines, également triasiques, orientées N. W.—S. E. et régulièrement plissées. Ces zones anticlinales sont séparées par des zones synclinales, constituées par des calcaires jurassiques, qui se terminent toutes brusquement, à l'approche de la plaine permienne, « sans continuation visible d'aucune sorte, entourées par une faille périphérique, et apparaissant ainsi à leur extrémité comme des éléments étrangers, amenés d'autre part et superposés tout d'une pièce au plateau triasique.

« Le plus remarquable de ces groupes de chaînons est celui qui court du Tholonnet au Cannet du Luc, en continuation du massif de Bras, et qui, après avoir coupé en deux tout le plateau mamelonné pour s'avancer jusqu'au bord de la plaine permienne, disparaît là comme par enchantement, au moment où le pli qui lui donne naissance atteint son maximum d'intensité et produit les effets les plus énergiques. » Plus loin, Bertrand décrit encore l'arrêt brusque de la chaîne constituée par des couches verticales et l'enfouissement de son extrémité grâce à une faille semi-circulaire. Dans le piton du Cannet, qui forme l'extrême pointe de la chaîne, les couches jurassiques ne sont plus verticales, elles sont horizontales et renversées.

Dans les collines de Lorgues, on observe de même un renversement des couches jurassiques précisément à l'endroit où une zone synclinale se termine brusquement à l'approche de la dépression permienne, séparée ici aussi par une faille périphérique des couches triasiques qui l'entourent, en réalisant le raccord du pli de Salernes et du pli d'Aups, déversés l'un vers l'autre.

Les bandes synclinales se terminent non moins brusquement à leur extrémité nord-ouest, à la rencontre de la dépression transversale de Barjols, elle aussi presque entièrement constituée par des affleurements triasiques. « Les vallées anticlinales triasiques intermédiaires viennent se raccorder avec les plis du Trias de la dépression transversale, de la même manière qu'elles allaient

se fondre de l'autre côté dans les plis sinueux du plateau triasique superposé à la plaine de Cuers. » Le bord opposé de la dépression se comporte différemment, le Trias est limité au nord-ouest par un contour presque rectiligne, et les chaînes jurassiques de la Sainte-Victoire et de l'Olympe, ainsi que le synclinal crétacé qui les sépare, s'arrêtent au contact de cet accident, en s'abaissant graduellement à son approche.

Le bassin d'Aix est également ce que l'on appellerait aujourd'hui une aire d'ennoyage. Il est entièrement occupé par les dépôts tertiaires bien connus, qui recouvrent en discordance les terrains secondaires plissés et le Trias n'yaffleure pas. On sait depuis longtemps, en effet, que les grands mouvements orogéniques qui ont affecté la Basse-Provence sont anté-oligocènes.

Les eaux des lagunes oligocènes ont pénétré dans les régions plissées à la faveur des dépressions transversales. Elles ont envahi le bassin d'Aix, la dépression de Barjols et son prolongement vers le S. W., le bassin de l'Huveaune, enfin, le bassin de Bandol, qui, d'après Bertrand, constituerait l'entrée de la dépression permienne de Cuers.

Les lignes transversales sont donc un des traits les plus essentiels de la tectonique du pays. Dans la pensée de Bertrand, elles auraient préexisté au plissement principal. « Une ébauche de plissement aurait eu lieu suivant ces lignes, et aurait suffi pour en faire des lignes de barrage dans les plissements ultérieurs. » On peut les considérer « comme des lignes, virtuelles et plus simples, de raccordement entre les Alpes et les Pyrénées ».

Nulle part, dans son mémoire des *Annales de Géographie*, Marcel Bertrand ne fait entrer en ligne de compte l'hypothèse d'une grande nappe de charriage s'étendant à une grande partie de la Basse-Provence. Le recouvrement du Beausset, qui aujourd'hui nous paraît, à côté de ceux dont on est obligé d'envisager la possibilité, un accident de proportions tout à fait réduites, est qualifié par Bertrand d'« énorme chevauchement ». Par la timidité de ses conclusions, le mémoire des *Annales* appartient donc encore à la première période de l'œuvre de Bertrand. Dès l'année suivante, en 1898, le changement est radical.

La conception des plis couchés, des plis sinueux, des plis à arrêt brusque fait place à celle des nappes de charriage, des grands traînages horizontaux, née de l'étude de la chaîne des Alpes.

C'est une exploration détaillée de la bordure méridionale du bassin de Fuveau [34] qui conduisit Bertrand à modifier entièrement ses vues sur la tecto-

nique de la Provence, alors que précédemment déjà des doutes l'avaient quelquefois assailli. On se souvient que, dès 1888, l'idée d'un pli sinueux entourant complètement le massif d'Allauch lui avait paru à tel point invraisemblable, que, dès cette époque, il avait émis l'hypothèse d'une nappe qui, avant les dénudations, avait complètement recouvert le massif. Il avait cependant abandonné cette hypothèse géniale peu d'années après l'avoir formulée. De même l'invraisemblance de deux plis se faisant face et déversés l'un vers l'autre, sur le versant nord de la Sainte-Baume, lui était apparue et il penchait, dans son mémoire inédit de 1890, en faveur de l'hypothèse d'un pli unique, dont l'érosion aurait respecté quelques lambeaux au nord et au sud de la Lare. En 1899, dans l'introduction de son mémoire sur « la grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence » [36], il résume une fois de plus les résultats acquis sur la structure du pays et fait pour ainsi dire toucher du doigt l'invraisemblance des interprétations dont, pendant plus de dix ans, il s'était contenté. Il montre l'impossibilité d'expliquer certaines coupes par de simples plis couchés et fait ressortir combien les plis sinueux sont peu vraisemblables, combien il est difficile de concevoir l'arrêt brusque de grands plis couchés. « Encore moins peut-on comprendre que deux grands plis couchés puissent se faire face sur les deux bords d'un même massif, et cesser tous deux ou se raccorder en demi-cercle autour de son extrémité. . . Si l'arrêt des plis est réel, c'est encore un hasard bien étrange qui les fait si souvent se correspondre deux à deux, avec tant de précision, des deux côtés du Trias qui les sépare. . . [36, p. 17]. Les bandes triasiques transversales coupent et arrêtent les accidents, quelle que soit leur importance. Mais ces accidents reprennent de l'autre côté, *comme si la bande triasique n'existait pas*. La bande triasique apparaît donc comme un élément étranger; tout se simplifierait et s'expliquerait sans peine si le Trias était un terrain récent et discordant, comme l'Oligocène qui le surmonte » [36, p. 16]. Et Bertrand fait déjà pressentir la solution définitive en ajoutant : « On arriverait naturellement à un résultat analogue si le Trias fait partie d'une nappe de charriage. »

L'occasion qui ramena Bertrand en Provence fut l'étude d'un projet de galerie à la mer que lui avait demandée la Compagnie des Charbonnages des Bouches-du-Rhône. Cette galerie, à peine commencée en 1888 et achevée en 1905 seulement, devait assurer un débouché aux eaux d'infiltration qui inondaient les travaux d'exploitation, en dépit de tous les moyens d'épuisement. Elle devait partir du puits Ernest Biver, sur le bord sud du bassin de Fuveau,

pour aboutir à la mer au nord de Marseille, en passant sous la chaîne de l'Étoile. Une pareille percée présentait un intérêt géologique capital, car ses résultats devaient, soit confirmer, soit infirmer les conclusions que Bertrand avait tirées de l'étude des affleurements, et ces conclusions ne tendaient à rien moins qu'à établir sur des bases nouvelles l'interprétation tectonique de la Basse-Provence.

Le mémoire où sont consignées les nouvelles vues de Marcel Bertrand est intitulé : « Le bassin crétacé de Fuveau et le bassin houiller du Nord » [34]. Comme le titre l'indique, il renferme, en effet, une étude comparée des deux bassins et des phénomènes de charriage par quoi s'explique leur structure. Malgré l'intérêt que présente une pareille comparaison, il n'y a pas lieu de s'y arrêter ici, d'autant plus que des études récentes ont conduit à une interprétation du bassin houiller du Nord assez différente de celle qu'avait proposée Bertrand.

Par contre, il importe de résumer la première partie du mémoire, consacrée à l'étude détaillée de la bordure du bassin de Fuveau.

Le bassin de Fuveau est une large dépression, limitée, au nord, par le massif de la Sainte-Victoire, au sud, par les chaînons de la Nerthe, de l'Étoile et de l'Olympe. Il est constitué par les termes supérieurs, saumâtres et lacustres, de la série Néocrétacée, auxquels font suite, au nord-ouest, les termes inférieurs, lacustres, de l'Éonummulitique du bassin d'Aix. À l'ouest, le bassin crétacé conserve une grande largeur jusque sur les bords de l'étang de Berre; à l'est, par contre, il s'effile en pointe et s'écrase entre les chaînes de la Sainte-Victoire et de l'Olympe, qui se rapprochent et se soudent. La disposition en cuvette n'est réalisée que sur le bord septentrional. Sur le bord méridional, les couches néocrétacées s'enfoncent sous les terrains jurassiques de la série charriée, ou bien leurs affleurements se disposent en auréoles concentriques autour du dôme de Regaignas ou de la Pomme, constitué par le Jurassique supérieur et les calcaires à Hippurites santonien. Marcel Bertrand fait remarquer en outre que les courbes de niveau de la surface de la couche dite « Grande Mine » (base du Fuvélien) décrivent de larges ellipses concentriques autour du centre de ce dôme, d'où rayonnent aussi des failles radiales, en général béantes, appelées « moulières » par les exploitants⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Seules celles qui sont dirigées de l'ouest à l'est sont des failles serrées et ne laissent pas passage aux eaux d'infiltration; elles ont subi des pressions nord-sud, qui ont rapproché les parois.

Au sud de Gardanne, les terrains du bassin de Fuveau sont séparés des terrains jurassiques de la chaîne de l'Étoile par une région extrêmement disloquée, dans laquelle Bertrand distingue trois bandes dirigées W.-E., présentant des structures très différentes. Ce sont [34, p. 12] :

- 1° la bande de Bouc et de Cabriès;
- 2° la bande dite de Gardanne;
- 3° la bande de Mimet.

La *bande de Bouc et de Cabriès* correspond à un pli dans les calcaires de Langesse suessonniens. Elle n'a pu être suivie que sur une faible longueur et n'offre qu'un intérêt secondaire pour l'étude des charriages de la région.

Sous le nom de *bande de Gardanne* — impropre, puisque la localité de Gardanne se trouve à quelques kilomètres plus au nord — Bertrand désigne, conformément à l'usage local, un lambeau limité au nord par la faille de la Diote, au sud, par la faille du Safre, toutes deux très peu inclinées et plongeant au sud, toutes deux orientées à peu près W.-E. jusqu'à l'approche du point où elle se rencontrent, un peu à l'est de Mimet. Le lambeau de Gardanne est constitué exclusivement par des couches néocrétacées et paléocènes lacustres, formant à l'affleurement des bandes concentriques, tout à fait comparables à celles du dôme de Regaignas. « Les courbes de niveau de ces couches montrent aussi l'amorce d'une disposition en ellipses concentriques; mais ces ellipses ne pourraient se raccorder avec celles des couches en place ou avec leur continuation probable qu'en ramenant les premières de 5 à 6 kilomètres plus au sud. » Le déplacement a dû s'opérer sur le plan de la faille de la Diote, qui coupe obliquement toutes les bandes concentriques et les fait buter contre les bandes N.-S. du bassin de Fuveau.

Le lambeau de Gardanne s'enfonce au sud sous la faille du Safre, qui le sépare de la *bande de Mimet*, entièrement composée de terrains renversés, affleurant sur une largeur moyenne de 2 km. Mais ces terrains renversés ne forment pas une nappe régulièrement inclinée, ils ont au contraire été énergiquement plissés et amenés localement par les plissements à une position verticale ou même inclinée au delà de la verticale. La vérification de ce fait résulte de ce que l'on peut observer directement les charnières des plis nou-

vement formés. La coupe du ravin en amont du Verger (fig. 2), près Simiane, serait à cet égard tout à fait démonstrative.

Pour la commodité de la description, Bertrand décompose la bande de Mimet en six zones, allongées dans la direction générale, mais variant rapidement de largeur. Ce sont les suivantes [34, p. 20] :

a. La zone de *Simiane*, formée par une longue bande de terrains crétacés : Fuvélien, Valdonnien, Santonien à Hippurites, Albien et Aptien, inclinés vers le sud et se succédant en série renversée.

b. La zone de *l'Assassin*, composée d'une bande de brèches bégudiennes, assez large à l'ouest du chemin de fer d'Aix, réduite à l'est à un mince liséré, qui cesse avant Sousquières.

c. La zone du *Siège*, constituée par une série renversée ou verticale, qui va de l'Urgonien au Callovien et qui a été ultérieurement plissée, ainsi qu'il résulte de la coupe du Verger.

d. La zone de *Saint-Germain*, affectant une disposition en « cuvette, dont les bords sont formés de Marnes Irisées, surmontées de Muschelkalk, et dont le centre est formé par d'autres Marnes Irisées, reposant normalement sur le Muschelkalk ».

e. La zone de la *Chapelle-Saint-Germain*, qui n'est, en réalité, qu'une « ramification, un golfe de la zone *a* », en raison du fait que la zone *c* n'atteint pas vers l'est le hameau des Putis et que le Trias de la zone *d* s'effile en pointe un peu plus à l'est, de telle sorte que l'Aptien de la zone *a* et celui qui constitue la zone *e* se rejoignent et se confondent entièrement, sans limite possible.

f. La zone du *Pilon-du-Roi*, qui se compose, elle aussi, d'après Bertrand, d'une nappe de terrains renversés (Hauterivien, Valanginien, dolomies jurassiques), ultérieurement plissés.

Les relations respectives de ces six zones et la nature de leurs contacts ont conduit Marcel Bertrand à une interprétation de la bande de Mimet qui est critiquable dans certains détails, mais qui constitue néanmoins la base de la nouvelle conception de la tectonique provençale et qui doit donc être examinée de près.

On a vu plus haut que la zone *b* s'intercale, à l'ouest de Sousquières, entre les zones *a* et *c*, correspondant toutes deux à des séries renversées. À l'est de ce point, les deux zones sont en contact direct, et l'Aptien de la zone *a* semble bien faire suite normalement à l'Urgonien de la zone *c*. On pourrait être tenté d'admettre que les brèches bégudiennes de la zone *b* forment un synclinal déversé au nord et qu'elles reposent transgressivement sur l'Aptien, dans le

flanc normal, sur l'Urgonien, dans le flanc renversé. Mais telle n'est pas la manière de voir de Bertrand. Pour lui, les brèches forment, au contraire, un anticlinal et sont recouvertes, en discordance mécanique, par les divers termes du Crétacé inférieur. Il invoque en faveur de cette interprétation le fait que, plus à l'ouest, près de Sènière, au nord-ouest de Septèmes, la série renversée de la zone *a* se complète jusqu'au Jurassique supérieur, dont les dolomies recouvrent, à l'état d'îlots respectés par l'érosion, un large affleurement de brèches bégudiennes.

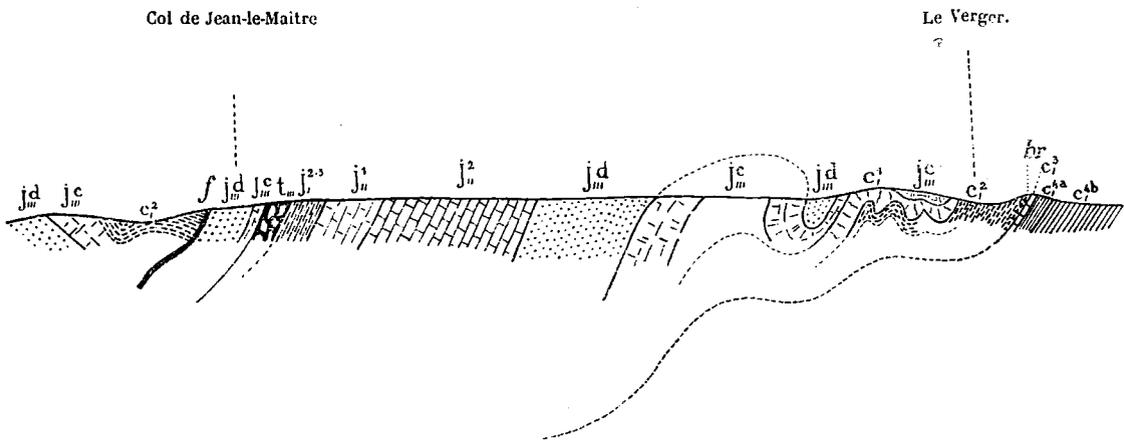


Fig. 2. — Coupe par le col de Jean-le-Maitre et le Verger, d'après MARCEL BERTRAND [34, pl. II, fig. 2].

t_m , Trias sup^r; $j_m^{2,3}$, Bathonien et Callovien; j_m^1 , Argovien; j_m^2 , Séquanien; j_m^d , Dolomies néo-jurassiques; j_m^c , Calcaires Blancs; c^1 , Valanginien; c^2 , Hauterivien; c^3 , Urgonien; c^{4a} , Aptien inf^r; c^{4b} , Aptien moyen; br, brèche de friction.

La soudure des zones *b* et *e*, à l'est des collines triasiques de Saint-Germain s'explique d'une tout autre manière. Elles constituent une masse continue d'Aptien, avec intercalations de lames étroites d'Urgonien et d'Albien. Marcel Bertrand n'hésite pas à affirmer que cet Aptien passe sous le Trias, ou, en d'autres termes, que celui-ci est en recouvrement. Il existe de même, plus à l'est, à la Galinière, un lambeau de dolomies superposées à l'Aptien. Que ces dolomies soient hettangiennes, comme on l'admet habituellement, ou qu'elles appartiennent au Jurassique supérieur, comme le croit Bertrand, il est incontestable que leur racine se trouve au sud, au pied de la chaîne de l'Étoile.

La zone *e* s'enfonce, avec une faible pente, sous la zone *f*; après les lambeaux urgoniens on trouve le Néocomien réduit, puis les dolomies jurassiques, formant la continuation de

la même série renversée. « Il n'y aurait donc pas lieu, dit Bertrand, de distinguer deux zones différentes, si, entre l'Urgonien et le Néocomien, ou quand l'Urgonien manque, entre l'Aptien et le Néocomien, on ne trouvait, d'une manière tout à fait inattendue, une *traînée d'affleurements triasiques*. Cette traînée est absolument filiforme; je ne lui ai vu nulle part plus de 20 mètres de largeur, et elle descend jusqu'à 1 mètre et moins; parfois on ne la suit plus que par des blocs épars. . . Elle se présente toujours dans les mêmes conditions, c'est-à-dire que *les termes du Crétacé inférieur se succèdent régulièrement de part et d'autre, comme si le Trias n'existait pas*. C'est l'apparence déjà signalée plus haut pour la brèche bégudienne, et ici encore elle ne peut s'expliquer que par une discordance antérieure au plissement. Il n'y a certainement pas eu de discordance de stratification entre le Trias et le Crétacé inférieur; il s'agit donc d'une *discordance mécanique*. Le Trias devait appartenir à une nappe de recouvrement superposée au Crétacé; c'est l'explication qui s'impose, et elle est bien conforme avec le fait déjà reconnu de la superposition à l'Aptien du Trias de Saint-Germain. *C'est la même nappe triasique plissée qui reparait en synclinal au contact des zones e et f* [34, p. 35-37]. »

Comme on le verra plus tard, cette interprétation du liseré triasique n'a pas été confirmée par les observations ultérieures.

Et voici comment Bertrand envisage le raccordement des diverses zones entre elles.

« Les zones *a* et *c* forment une première nappe (Gault et Aptien), superposée au Crétacé supérieur, avec lequel le contact se fait par tous les termes successifs, du Cénomaniens jusqu'au Bégudien. Les zones *b* et *f* forment une seconde zone superposée à la première, comprenant le Néocomien et le Jurassique, mais comme tronquée par le bas et débutant par un terme quelconque de la série. Enfin le Trias forme une troisième nappe indépendante qui recouvre et rabote toutes les autres. Ces trois nappes sont donc limitées par trois grandes surfaces de glissement, trois grands *thrust planes*, qui amènent entre elles de remarquables apparences de discordances » [34, p. 38].

S'il n'y a pas dans le texte une erreur de plume, cette tentative de raccordement est incompréhensible et, en tout cas, elle est en contradiction avec plusieurs assertions exprimées aux pages précédentes. Il est manifeste que les zones *a* et *e* ne constituent qu'une seule et même nappe. Quant à la nappe *f*, « elle occupe, nous dit Bertrand, par rapport à l'Aptien et au Trias, la même position relative que la zone *c*, dont elle est seulement la continuation, interrompue par la dénudation ». On comprendrait donc, au besoin, la superposition de trois nappes *a e, c f* et *d*, si Bertrand n'affirmait pas également la continuité des zones *a* et *c* et si, comme on le verra plus tard, Vasseur ne donnait pas de la zone *f* une interprétation toute différente. D'autre part l'Ap-

tien de la zone *a* est en continuité stratigraphique avec les termes renversés du Crétacé supérieur, qui sont eux-mêmes, dans les régions où la faille du Safré n'existe plus, en continuité avec les terrains autochtones du bassin de Fuveau. De la lecture du mémoire de Bertrand il résulte donc seulement que la bande de Mimet correspond à une série renversée unique, sur laquelle repose un lambeau de recouvrement triasique, le lambeau de Saint-Germain, témoin d'une nappe beaucoup plus étendue.

Bertrand prévoyait d'ailleurs, pour un avenir très rapproché, une confirmation directe de cette importante conclusion. « Il est bon de rappeler, en terminant ce chapitre, écrit-il en 1898, que la galerie à la mer des Charbonnages des Bouches-du-Rhône doit passer prochainement à 350 mètres de profondeur, sous l'affleurement triasique de Saint-Germain. Il est à peu près certain qu'elle ne rencontrera pas le Trias, fournissant ainsi la vérification matérielle des conclusions précédentes ; il est plus difficile de dire si elle ne coupera pas le fond de la cuvette aptienne, mais en tout cas on peut prévoir que la plus grande partie de son parcours, sous la bande de Mimet, se fera dans les couches bégudiennes et fuvéliennes » [34, p. 39].

« Au sud de la bande de Mimet, comme je l'ai dit, on entre dans une région toute différente : tous les terrains sont en place, dans l'ordre normal de stratification, et, d'une manière générale, ils inclinent doucement vers le sud. . . Il n'y a rien dans les affleurements qui justifie la notion généralement admise d'un pli renversé bordant au nord les massifs de la Nerthe et de l'Étoile ; nulle part on ne voit les couches se replier ni revenir sur elles-mêmes. Que la série commence avec le Lias (tunnel de la Nerthe), avec le Bathonien (tranchée de Septèmes), ou avec les dolomies jurassiques (Pilon-du-Roi et Notre-Dame-des-Anges), c'est partout une série normale, avec pendage au sud » [34, p. 40].

La série renversée s'enfonce sous la série normale de l'Étoile, elle en est séparée par une faille généralement inclinée au sud, la faille du Pilon-du-Roi, qui est, « comme la faille de la Diote, comme la faille du Safré, comme les *thrust planes* de la bande de Mimet, une faille de chevauchement » [34, p. 45].

Marcel Bertrand résume les conclusions relatives à la bordure méridionale du bassin de Fuveau dans les termes suivants : « Le massif de l'Étoile est un massif charrié qui, dans son mouvement vers le nord, a entraîné... un morceau du substratum, constituant, au-dessous des lambeaux de poussée, ce qu'on peut appeler une lame de charriage, un lambeau non renversé au-dessous des

lambeaux renversés. De plus, partout où le frottement est devenu trop fort, le mouvement de charriage a *retroussé* les couches sous-jacentes, aussi bien celles du substratum que celles des lambeaux de charriage ou de poussée. En particulier, l'entraînement du lambeau de Gardanne a déterminé, en avant de ce lambeau, un bourrelet du substratum qui correspond au bord relevé d'une cuvette synclinale couchée. C'est le pli de Bouc et Cabriès » [34, p. 82].

L'interprétation nouvelle de la tectonique de la chaîne de l'Étoile devait conduire Bertrand à tenter son application aux massifs voisins et à toute la Basse-Provence. C'était là le but de la publication de son mémoire de 1899 sur « la grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence », dont malheureusement la première partie a seule paru [36]. Elle est précédée d'un aperçu général de la structure de toute la région, où sont exposées les difficultés qui s'opposent à l'application de l'interprétation ancienne et qui ont été signalées ici, d'après cet aperçu. Vient ensuite une étude du massif de l'Étoile et de ses dépendances. En quelques pages Bertrand résume les résultats principaux de son mémoire de l'année précédente, puis il entreprend un nouvel examen du pourtour du massif d'Allauch et démontre qu'il existe ici, comme dans la bande de Mimet, une « ceinture de terrains renversés ». Cette nouvelle étude doit retenir un instant notre attention.

Au nord du massif central d'Allauch s'étale une région de collines que Bertrand désignait, dans son premier mémoire [16], sous la dénomination de *triangle de Pichauris*. Le côté sud correspond à la grande faille qui délimite le bord septentrional du massif central. Le côté nord-est est également marqué par une faille. Par contre, sur le côté nord-ouest, le Trias, qui forme toute la partie centrale et occidentale du triangle, s'enfonce régulièrement sous le Lias et le Jurassique inférieur du massif de l'Étoile. L'angle oriental du triangle est presque entièrement occupé par le grand affleurement de calcaires à Hippurites des Mies. Le Sénonien est identique à celui qui couronne la plupart des sommets du massif central. Il est descendu le long de la faille et est certainement autochtone. Il s'enfonce au nord-ouest sous une masse importante d'Aptien, incontestablement renversé, puisqu'il supporte l'Urgonien et les dolomies du Jurassique supérieur. Le contact des deux terrains est manifestement une surface de charriage, car l'Aptien repose sur les couches les plus élevées du Sénonien marin. On aurait donc ici la preuve du charriage d'une série renversée sur la série autochtone, contrairement à ce qui a lieu pour la

bande de Mimet, où, au moins localement, l'Aptien et le Sénonien appartiennent à une même série continue.

La série renversée se complète au nord-ouest par le Bathonien, le Lias à silex, tous deux fortement étirés, et l'Hettangien, qui supporte la série normale du Trias supérieur, du Rhétien et de l'Hettangien de la colline de Collet-Radon (fig. 3). Le Jurassique renversé apparaît encore sous le Trias, en plusieurs points, vers le côté nord-ouest du triangle.

L'Aptien du triangle de Pichauris fait donc partie d'une série renversée; il ne correspond pas à un synclinal enfoncé, comme Bertrand l'avait cru tout d'abord [16], mais à un bombement d'une nappe renversée. « Cette nappe s'enfonce au nord-ouest sous le Jurassique, juste en face du point où nous

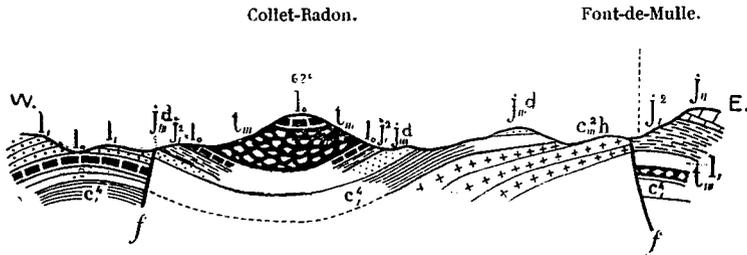


Fig. 3. — Coupe de la colline dite Collet-Radon, près Pichauris, d'après MARCEL BERTRAND [36, fig. 19].

t , Trias sup^r; l , Rhétien; l , Hettangien; j^2 , Bathonien marneux; j_1 , Argovien-Séquanien; j_1d , Dolomies néojurassiques; c^4 , Aptien; c^2h , calcaires à Hippurites santoniens.

f, Faille.

avons vu la nappe de Simiane s'enfoncer sous le même Jurassique; les deux nappes sont d'ailleurs formées des mêmes terrains et caractérisées par le même développement de l'Aptien à silex, qui dans toute la région n'est pas connu autre part... La correspondance et la jonction souterraine des deux nappes renversées ne peut donc faire l'objet d'aucun doute. . . Ainsi la nappe de Simiane, après avoir passé *en tunnel* sous une pointe du massif de l'Étoile, remonte au jour et affleure de nouveau au nord du massif d'Allauch » [36, p. 31].

La nappe renversée se retrouve également sur le bord méridional du massif. Au sud de Garlaban, l'Aptien, séparé de la série jurassique et créacée charriée par une lame de Trias supérieur, est ployé en synclinal et supporte une masse épaisse d'Urgonien, qui en constitue le noyau. Plus à l'ouest, la présence de la nappe renversée est démontrée d'une manière irréfutable par

la coupe extraordinaire que l'on observe sur les deux versants du vallon situé à l'est du Four et de la Treille et que Bertrand a été le premier à faire connaître en 1899. Elle fait l'admiration de tous ceux qui ont eu l'occasion de la contempler. Voici en quels termes Bertrand en décrit les parties les plus essentielles :

« Au sommet les gros bancs du Valanginien dessinent une large voûte, complète et ininterrompue ; sous ces gros bancs alternent des couches de marnes et de calcaires, qui dessinent une voûte parallèle, et à la base desquels j'ai trouvé *Exogyra Couloni*; enfin, au centre de la voûte se montre l'Aptien, bien reconnaissable, avec oursins, *Terebratula sella* et *Exogyra aquila* typique. La coupe est d'une netteté admirable (fig. 4), sans aucune ambiguïté possible dans l'interprétation, et absolument photographiable. Si l'on monte au sommet de la voûte, on trouve l'Infralias et le Lias reposant directement sur le Valanginien et s'inclinant comme lui, avec une faible pente, vers le sud, du côté de la Treille » [36, p. 37].

Je passe sur certains détails, au sujet desquels je ne suis pas entièrement d'accord avec Marcel Bertrand. Je les discuterai plus tard et je ferai connaître quelques faits nouveaux qui confirment et complètent la description qu'on vient de lire. La superposition à une nappe de terrains renversés d'un Trias lui-même renversé est ici encore plus évidente qu'à Saint-Germain. Et au-dessus du Trias se rencontre, comme à l'Étoile, une nappe de terrains en succession normale, mais privée, par les étirements qu'elle a subis, d'un certain nombre de ses termes.

Malgré l'existence d'une couverture de Sannoisien transgressif, il est manifeste que le Trias et le Rhétien de la Treille sont en continuité vers l'ouest avec les terrains de même âge qui affleurent sur les flancs du massif de dolomies hettangiennes et néojurassiques décrit par Bresson sous le nom de massif de Saint-Julien, auquel conviendrait d'ailleurs bien mieux ⁽¹⁾ la dénomination de massif de la Salette, introduite par Bertrand. L'intérêt de ce massif réside dans la présence d'un ou de plusieurs petits affleurements d'Aptien, découverts par Bresson et assimilés par lui à des synclinaux chevauchés ou descendus le long d'une faille. Marcel Bertrand a reconnu leur véritable signification et il a montré que celui des Romans fait partie d'un pointement, sous les dolomies hettangiennes, de la nappe renversée, à laquelle il attribue égale-

⁽¹⁾ En effet, le village de Saint-Julien est situé sur un grand plateau de tufs siciliens, à 500 m. de l'affleurement triasique le plus rapproché et à près de 2 km. du premier lambeau hettangien que l'on rencontre vers l'est.

ment toute la masse centrale du massif, constituée par des dolomies néo-jurassiques. Il insiste en outre sur le fait que cet Aptien présente le faciès spécial, propre à la nappe renversée.

La superposition du Trias et de l'Hettangien du massif de la Salette à des terrains plus récents appartenant à la nappe renversée doit donc être considérée comme démontrée, et il est évident que le Trias de la Salette, le Trias du pourtour du massif d'Allauch et le Trias de Saint-Germain appartiennent à une même nappe de charriage, dont ils forment la base et qui a, dans les trois cas, pour substratum la nappe renversée.

Le Trias de la Salette s'enfonce au sud et à l'ouest sous les terrains oligocènes du bassin de Marseille; il est dès lors impossible de prouver par l'observation directe qu'il s'enracine au sud sous le massif de Carpiagne, mais

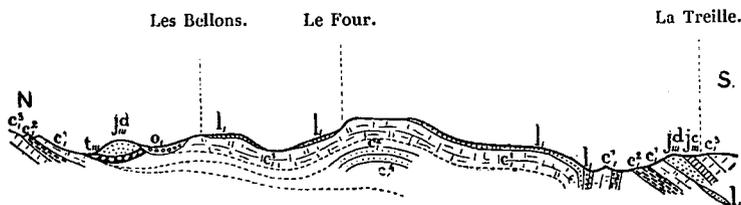


Fig. 4. — Coupe du ravin de la Treille (rive gauche), d'après MARCEL BERTRAND [37, fig. 29].

t_w , Trias sup^r; l , Rhétien et Hettangien; j_d , Dolomies néojurassiques; $j_m c$, Calcaires Blancs; c^1 , Valanginien; c^2 , Hauterivien; c^3 , Urgonien; c^4 , Aptien; o , Sannoisien.

Bertrand s'arrête cependant à cette interprétation, comme étant la plus rationnelle. « La coupe construite d'après cette hypothèse, dit-il, n'a rien de particulièrement choquant, en dehors de la grandeur de la nappe, qui ne fera qu'augmenter si l'on est obligé de chercher plus loin la racine », c'est-à-dire au sud du massif de Carpiagne.

Les conclusions auxquelles Marcel Bertrand a été conduit pour les massifs de l'Étoile, d'Allauch et de la Salette doivent également s'appliquer, à l'ouest, au massif de la Nerthe, qui fait corps avec celui de l'Étoile. Les terrains de la Nerthe doivent être, eux aussi, superposés au Crétacé. Ici Bertrand fournit des preuves directes, faciles à vérifier, du recouvrement. « Deux trous au moins, deux regards naturels permettent de voir le substratum récent, limité à l'intérieur de courbes fermées et faisant voûte sous les terrains plus anciens. Les deux points en question sont situés au nord de Carry et de Sausset, à moins de 2 kilomètres de la côte, ce sont les îlots de la Folie et de Valapoux. »

A la Folie « on voit une voûte centrale formée de calcaires roux et spathiques, probablement turoniens . . . ; des deux côtés elle supporte des grès verts . . . et des bancs grumeleux », correspondant comme aspect au facies de l'Aptien caractéristique de la série renversée, et cet Aptien s'enfonce de toutes parts sous l'Urgonien. A Valapoux on observe des faits tout à fait semblables. Il existe encore un pointement analogue au sud de Martigues, c'est un petit affleurement de calcaire à Hippurites, pincé entre deux lèvres d'Urgonien, et Bertrand pense que c'est encore là une apparition du substratum, de même que le pointement beaucoup plus étendu de l'Aptien au Rove. Quoi qu'il en soit, la coupe de la Folie ne prête à aucune ambiguïté; « et la conséquence est incontestable : *le massif de la Nerthe est entièrement superposé à un substratum plus récent* » [36, p. 52].

La seconde partie du mémoire sur « la grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence » devait être consacrée au massif de la Sainte-Baume. Bien qu'elle fût annoncée comme devant paraître prochainement, elle n'a jamais vu le jour et il ne semble pas que la rédaction en eût été même commencée, lorsque se produisirent les tragiques événements qui mirent fin à l'activité scientifique de Marcel Bertrand. Mais fort heureusement une excursion en Provence avait été prévue parmi les courses organisées à l'occasion du Congrès géologique international en 1900. Bertrand en rédigea, pour le Livret-Guide, le programme détaillé [37] et conduisit l'excursion du 25 septembre au 3 octobre. Les journées du 28 au 30 septembre furent consacrées à la Sainte-Baume, et le compte rendu anticipé de ces courses renferme quelques pages tout à fait capitales, qui jettent, sur l'interprétation tectonique de ce massif un jour tout nouveau, bien qu'enveloppé de nombreuses obscurités. Le principal intérêt de ce programme réside d'ailleurs dans la remarquable planche de coupes en couleurs qui l'accompagne et qui synthétise en quelque sorte les vues nouvelles de Marcel Bertrand.

Dès l'abord, en quittant le bassin du Beausset et en marchant au nord, vers le massif, on rencontre des preuves du recouvrement.

« Nous traverserons longtemps, dit Bertrand, une série normale et régulière, mais toutes les fois que le sol sera percé par une trouée suffisamment profonde, nous verrons dans cette trouée apparaître un substratum de Crétacé supérieur, assez différent de celui du Beausset. La chaîne elle-même de la Sainte-Baume est, sur presque toute sa longueur, formée par le flanc renversé du grand pli couché auquel on peut attribuer ces phénomènes » [37, p. 22].

La dépression de Chibron constitue la première de ces trouées.

« J'ai considéré autrefois, et l'on a toujours considéré ce petit bassin comme un bassin d'affaissement; ce serait le Crétacé supérieur, autrefois superposé aux plateaux urgoniens, qui se serait enfoui et aurait été conservé dans cette sorte d'entonnoir. J'ai d'ailleurs montré que les terrains ainsi enfouis dessinaient d'une manière assez inattendue un pli anticlinal et non, comme on devait s'y attendre, une cuvette synclinale.

J'ai constaté, depuis, que le Crétacé au sud de Méounes, plus à l'est, forme une voûte semblable; de plus il reparait, sous forme de sables et grès quartzeux, attribués à tort au Tertiaire sur la carte géologique, au milieu du Trias. La superposition directe du Crétacé au Trias serait contraire à toute la géologie de la région; le pointement des sables quartzeux n'est explicable que s'ils forment le substratum du Trias, et cette hypothèse est bien conforme à l'allure de la bande crétacée voisine, qui forme anticlinal et s'enfonce au contact sous ce même Trias. Je suis donc persuadé maintenant que le Trias de Méounes, comme l'indique la coupe, *est superposé au Crétacé.*

La conclusion entraîne une conclusion semblable pour le bassin de Chibron. Ce n'est pas un bassin enfoui, c'est un pointement anticlinal d'un substratum crétacé » [37, p. 23].

Plus au nord, on arrive aux sources de Latail.

« C'est un cirque magnifique dont le pourtour est partout formé par les dolomies jurassiques, et dont les calcaires jaunes du Sénonien occupent le fond. De tous les côtés, la superposition est évidente; mais elle se voit particulièrement bien dans un ravin situé au sud, où l'on peut constater une légère discordance du Jurassique sur le Sénonien » [34, p. 24].

Aux Glacières, entre l'extrémité orientale de la chaîne de la Sainte-Baume et la petite chaîne de Saint-Christophe qui, avec un moindre relief, se dresse dans son prolongement :

« Le Crétacé dessine au sud une avancée, un véritable golfe, qui va presque rejoindre le cirque de Latail. Au-dessus de cette vaste surface, la dénudation a fait disparaître l'ancienne nappe recouvrante; mais elle en a laissé subsister des témoins; ces témoins forment une série d'îlots isolés, dont la base est formée de calcaires roux, de grès et de calcaires à Hippurites, tandis que le sommet est en dolomies jurassiques. La superposition est évidente et ne peut laisser place à aucun doute » [37, p. 25].

Bertrand ne dit pas expressément que ces dolomies en recouvrement appartiennent à la nappe de terrains renversés qui constituent la crête de la Sainte-Baume; mais cela résulte de ses coupes, où l'on voit également cette série renversée s'enfoncer, sur le versant sud de la chaîne, sous le Trias qui

forme la base de la série normale. C'est exactement la succession que l'on observe près de Pichauris, au nord du massif d'Allauch.

Les deux extrémités de la crête, le pic de Saint-Cassien et le pic de Bretagne, présentent d'étranges répétitions de couches, écaillés ou replis secondaires de la nappe renversée, sur l'interprétation desquelles Bertrand reste hésitant. Mais il est très affirmatif en ce qui concerne les relations entre la série renversée et la série normale qui forme, au nord de la crête et au pied de l'escarpement, le plateau crétacé sur lequel se trouve l'ancien couvent de la Sainte-Baume. Ici, le Sénonien repose sur le Jurassique, soit directement, soit avec intercalation d'une mince couche de bauxite et, localement, d'Hauterivien. « Mais il n'y a plus trace de l'Urgonien, ni de l'Aptien développés dans la falaise voisine, et ce fait semble indiquer le rapprochement mécanique de deux unités déposées à grande distance l'une de l'autre » [37, p. 27].

Les descriptions du *Livret-Guide* relatives à la terminaison occidentale de la Sainte-Baume, au vallon de Saint-Pons, aux environs du Plan-d'Aups et aux collines de Nans, sont assez confuses et renferment des inexactitudes, sur lesquelles il sera nécessaire de revenir plus tard. Elles mettent cependant très bien en évidence la disparition, dans tous ces points, de la série renversée et du Trias, au contact du Crétacé en place et de la série jurassique normale en recouvrement.

Le Trias reparaît à la base de quelques-uns des îlots jurassiques qui constituent, à l'ouest de Saint-Zacharie et au nord de la Lare, des témoins d'une nappe jurassique superposée au Crétacé.

« Or le chapelet des îlots jurassiques va se souder à la chaîne de Tête-de-Roussargue, qui est elle-même continue avec la bande jurassique étudiée la veille (celle du Plan-d'Aups et de Nans, au sud de la Lare); donc les îlots de Saint-Zacharie, et avec eux le Trias de la vallée de l'Huveaune, font partie de la nappe charriée que nous suivons depuis Chibron. »

Au nord d'Auriol se trouve encore un petit massif où la superposition du Jurassique au Crétacé est particulièrement bien visible. Marcel Bertrand en donne la description suivante accompagnée d'une figure très instructive (fig. 5) :

« A Auriol, le Trias s'enfonce au nord directement sous les calcaires du Jurassique supérieur. Or, en montant au-dessus de la Bourdeline, le petit vallon qui s'élève vers Sainte-Croix, après avoir constaté cette superposition, on rencontre une série de carrières où est exploitée; à ciel ouvert et souterrainement, une argile rouge estimée pour poteries. Cette argile appartient au Crétacé supérieur, et au-dessus d'elle, en plusieurs carrières, on

trouve des couches à Cyrènes écrasées. Les rapports de ces argiles avec le Jurassique voisin sont manifestes; partout, les exploitations s'enfoncent sous le Jurassique voisin, et elles passent même sous des îlots isolés au milieu des argiles. En plan, l'affleurement des argiles décrit une courbe complètement fermée vers l'ouest, le nord et le sud; c'est donc un trou dans le Jurassique qui laisse apparaître un substratum crétacé.

Comment concilier ce fait avec la superposition si voisine du calcaire au Trias? Une des carrières fournit la solution: elle montre un étroit liséré de Trias entre le Jurassique et le Crétacé. Le Trias se continue donc sous le Jurassique en s'étirant; il fait partie de la même nappe. Cette nappe jurassique s'avance au nord jusqu'à la Bourine, où on la voit nettement reposer sur le Crétacé lacustre; là encore, on trouve à la base une petite bande intermittente de Trias. A la Bourine, nous sommes à 20 kilomètres de Saint-Pons; c'est donc 20 kilomètres en largeur maintenant qu'il faut compter pour la nappe charriée.»

On observe un étirement analogue du Trias, à la base de la nappe, à l'ouest du vallon de la Fauge.

« Il faut donc conclure, ajoute Bertrand, et toute une série d'exemples en Provence confirment cette conclusion, que le Trias forme, à la base des nappes charriées, une nappe indépendante, sujette à des renflements et à des étirements successifs, comme si elle avait, en certains points, comblé des inégalités du substratum. Les grandes bandes de Trias de la Provence marqueraient ainsi la place des synclinaux préexistants au phénomène de chevauchement » [36, p. 37].

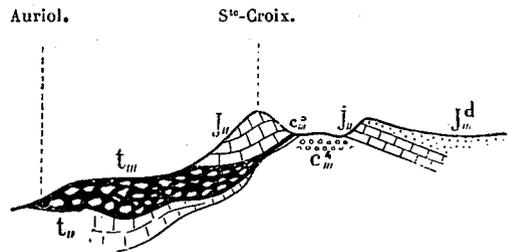


Fig. 5. — Coupe d'Auriol à S^{te}-Croix, d'après MARCEL BERTRAND [37, fig. 26].

t_{sup}, Trias moyen; t_m, Trias sup^r; j_{sup}, Argovien et Rauracien; j_d, Dolomies néojurassiques; c_{sup}, Fuvélien; c_m, Poudingues bégudiens.

La bande triasique de l'Huveaune fait partie de cette nappe, elle se raccorde à l'est comme à l'ouest au Trias qui constitue la base de la série normale charriée. Sa continuité en profondeur avec le massif de la Salette, qui n'est contestée par personne, montre avec évidence qu'elle repose sur des terrains plus récents.

La première partie du mémoire de Bertrand sur « la grande nappe » se termine par des considérations générales sur la « Stratigraphie⁽¹⁾ des nappes charriées » et sur le « mécanisme des mouvements ».

⁽¹⁾ Marcel Bertrand emploie, contrairement à l'usage qui a prévalu, le terme de *Stratigraphie* dans le sens de *Tectonique*. On réserve actuellement le nom de Stratigraphie à la science qui s'occupe de l'étude chronologique des terrains stratifiés.

Dans des massifs charriés, comme l'Étoile et la Nerthe, « il est naturel que le glissement d'ensemble soit accompagné de glissements secondaires qui, par un mécanisme maintenant bien connu, amènent des étirements et des suppressions des couches; mais, de plus, on doit prévoir que, s'il existait des inégalités dans la surface du substratum, ces inégalités, saillies ou dépressions ont constitué comme des obstacles à franchir pour la nappe en mouvement, et que ces obstacles ont pu influencer, non seulement sur la distribution, mais sur l'arrangement des couches de la nappe. Il y a, en d'autres termes, une *stratigraphie spéciale* pour les nappes charriées, tellement spéciale que les caractères en suffisent, je crois, pour faire reconnaître et prévoir le charriage » [36, p. 54].

Dans la nappe renversée, des surfaces de glissement (*thrust planes*) divisent la série « en tranches successives, dans chacune desquelles les variations d'épaisseur et les suppressions de couches se produisent et s'exagèrent d'une manière indépendante . . . Ces surfaces paraissent coïncider avec des couches marneuses, qui ont servi comme de lubrifiant ».

« Dans la nappe supérieure, . . . la série se présente, sur de grands espaces avec la succession et l'épaisseur normales. Il y a bien de place en place certains bancs qui disparaissent d'une manière intermittente, . . . mais, malgré ces lacunes locales, la série se présente avec une telle puissance, la plupart des étages y sont si bien au complet, que l'impression d'ensemble est celle d'une grande régularité. Et pourtant cette suppression de couches . . . ne peut absolument s'expliquer que par des glissements suivant la surface des bancs, et quand elle se produit, comme c'est le cas fréquent, au milieu des couches étalées horizontalement sur de grandes étendues, on ne voit pas où chercher la cause de ces glissements autre part que dans un déplacement d'ensemble.

« Mais ce qui différencie surtout la nappe charriée, ce qui contraste de la manière la plus frappante avec la puissance et la régularité apparente de sa partie supérieure, c'est *l'écrasement de sa base* . . . La série débute à un niveau quelconque, et à partir de ce niveau, elle est complète, sauf les lacunes locales signalées plus haut. Il y a pourtant une exception à faire pour le Trias, qui se comporte comme une unité spéciale, interposée entre la nappe renversée et la nappe supérieure, qui tantôt s'écrase avec la base de cette dernière nappe, tantôt au contraire subsiste seul, et supporte alors directement un terme quelconque de la série normale ». Et, après avoir rappelé les exemples probants des environs de Septèmes et du Rove et tous les étirements que

l'on observe dans la bande périphérique du massif d'Allauch, Bertrand ajoute : « On s'explique dès lors aisément la singularité de ces longs filets triasiques, étroits et sinueux, se présentant comme pourrait le faire l'affleurement d'une couche mince, intercalée dans la série sédimentaire, mais en quelque sorte obliquement, sans se tenir toujours au même niveau stratigraphique ni entre les mêmes étages » [36, p. 57].

Les effets du charriage sur le substratum sont très nets et n'ont rien d'hypothétique. « En certains points, là probablement où il y a eu obstacle, la nappe charriée a pressé devant elle et *retroussé* les couches qui constituaient cet obstacle. Il en est résulté alors un synclinal couché, mais un synclinal d'une nature spéciale, qui correspond d'une manière nécessaire avec son mode de formation ». Les couches « ne forment pas d'anticlinal au-dessus du synclinal, comme cela aurait lieu dans un plissement ordinaire. *Le synclinal est tronqué par la nappe charriée*, et il supporte la base de cette nappe. . . » [36, p. 60]. Le massif d'Allauch fournit, ici encore, à Bertrand un exemple remarquable à l'appui de sa conclusion. Sur son bord méridional, il existe, entre Allauch et Martelleine, un pli qui affecte les couches de la série en place. « Il contient en son centre des calcaires à Hippurites, sur lesquels se renverse toute la série jusqu'au Valanginien. » Le même pli se retrouve au pied du Garlaban, où l'on observe une lame d'Hauterivien formant synclinal entre deux masses de Valanginien plongeant au sud. Le sommet de Garlaban est constitué par un lambeau isolé de Valanginien superposé à l'Hauterivien, avec intercalation d'une mince lame de Sénonien. Aucun anticlinal couché ne succède au nord à ce synclinal, et le repli figuré par Fournier dans les calcaires du sommet n'existerait pas. A l'est comme à l'ouest, le synclinal d'Allauch s'enfonce sous le Trias de la nappe et disparaît par suite d'un abaissement général du niveau des couches, qui fait également s'enfoncer la nappe sous les terrains tertiaires.

Le Sénonien marin des Cadets et des Mies, au nord du massif d'Allauch, est directement recouvert par le Trias ou par l'Aptien de la série renversée, tandis que, plus au nord, il supporte une importante série lacustre. Bertrand en conclut que, si cette série manque, c'est qu'elle a été enlevée par rabotage. Et si elle a été rabotée là plutôt qu'ailleurs, c'est que « le massif d'Allauch faisait déjà saillie à l'époque où a eu lieu le charriage » [36, p. 63]. C'est cette saillie qui a déterminé la dénudation des couches les plus récentes et le retroussement des autres, Comme vraisemblablement elle devait se poursuivre vers l'ouest, de même que le retroussement auquel elle a donné naissance,

elle existe sans doute aussi sous la partie sud du massif de l'Étoile. Or on retrouve au nord de la saillie présumée un important vestige des terrains que le rabotage a enlevés : c'est le lambeau de Gardanne, déjà précédemment envisagé comme une *lame de charriage*. « La lame de charriage comprend, au-dessus du Fuvélien exploité, tous les termes de la série fluvio-lacustre, avec une puissance même supérieure à celle du reste du bassin. C'est donc une masse d'au moins 800 mètres de hauteur qui a été ainsi arrachée de sa position première et poussée en avant vers Gardanne. Cette masse considérable, ajoutée par en bas à la grande nappe charriée, a labouré le sol et a dressé devant elle le bourrelet de Bouc, dont la disposition est la même que celle du pli d'Allauch. »

« La lame de charriage, après son arrachement, a dû naturellement aller remplir une dépression de la surface, celle qui devait faire suite au bombement dont la présence a déterminé l'arrachement; elle a même dû, si la dépression était insuffisante, en labourer la surface, en poussant devant elle le bourrelet de Bouc; il n'en est pas moins probable que, surmontée comme elle l'était de toute la série charriée, sa mise en place a dû créer au-dessus d'elle une saillie, que les nouvelles couches amenées par la continuation du même mouvement ont eu à surmonter. De là un nouvel obstacle, qui a déterminé une rupture, suivant une des surfaces de moindre cohésion, et a amené la nappe normale à glisser sur la nappe renversée. Là il n'y a plus eu rabotage, mais il y a encore eu retroussement. La surface de glissement est ce que j'ai appelé la faille du Pilon-du-Roi (qui sépare la nappe normale de la nappe renversée); le retroussement a produit les plis de la nappe renversée, et en particulier celui de Notre-Dame-des-Anges. Par le même mécanisme, la nappe supérieure, en s'élevant le long de l'obstacle, a fait naître en arrière une nouvelle saillie; une rupture s'est encore produite suivant une surface de moindre cohésion, au voisinage des marnes néocomiennes, et le Crétacé a glissé sur le Jurassique, le long de la faille de la Mure » (décrite par Bertrand dans un paragraphe précédent). « Mais, cette fois, la masse en mouvement étant moins considérable, il n'y a plus eu ni arrachement ni retroussement, et même la cassure n'est pas nette; on en a comme la monnaie dans une série de plans de glissement parallèles aux bancs, c'est-à-dire dans une zone d'étirement » [36, p. 65].

Outre ces accidents, qui découlent directement du phénomène de charriage, il y a certainement eu des actions postérieures; « les plissements de la

nappe renversée, notamment, sont trop pressés et trop aigus pour qu'on puisse en douter. J'attendrai, continue Bertrand, d'avoir des cas plus nombreux à comparer pour essayer de préciser le rôle de ces actions postérieures; je dirai pourtant, en terminant, que l'examen des coupes, celle du ravin du Siège en particulier, donne singulièrement l'impression d'une masse affaissée sur place, comme on le voit dans le bassin de Paris pour les entonnoirs de marnes vertes dans le gypse. Je ne serais pas étonné qu'il n'y eût là, au moins autant que dans les compressions latérales (qui peuvent d'ailleurs coexister), une cause importante à invoquer pour la production de ces plissements. Autant que je puis dès maintenant en juger, à côté de ces zones ou bassins d'affaissement, la production de dômes, qui en est la contrepartie naturelle, jouerait le rôle principal dans ces mouvements postérieurs au charriage » [36, p. 66].

Après un résumé général des conclusions de son mémoire, Bertrand revient encore une fois sur la comparaison qui lui semble s'imposer entre la structure de la Provence et celle des Carpathes et du bassin houiller du Nord et il termine par ces lignes, où il exprime d'une manière saisissante l'évolution qui s'est produite dans sa conception de l'origine des régions plissées : « Je viens d'indiquer comment en Provence tous ces accidents dérivait directement du phénomène même de charriage; il doit donc en être de même dans le bassin du Nord, et ainsi nous voyons poindre cette conclusion, que fera mieux ressortir encore l'étude des autres massifs de Provence : *beaucoup de plis couchés, parmi les plus énergiques de ceux qu'on attribue à la compression latérale, n'ont d'autre origine que les immenses traînages effectués périodiquement à la surface de notre planète* » [36, p. 71].

LES COLLABORATEURS DE BERTRAND.

On a vu plus haut qu'au moment où Marcel Bertrand entreprit ses recherches en Provence, il n'existait aucun travail d'ensemble sur la structure du pays qui eût pu constituer à ses recherches une base sérieuse. Seul un mémoire de Coquand lui fournit quelques indications sur le renversement de la série des terrains dans la chaîne de la Sainte-Baume. Par contre, l'apparition de ses premières notes eut un grand retentissement et suscita presque aussitôt un certain nombre de publications qui apportèrent à l'œuvre de Bertrand un précieux concours.

Toutefois la Carte géologique des environs de Marseille, de Paul Gourret et Achille Gabriel, publiée en 1890, et le mémoire des mêmes auteurs sur « le Crétacé de Garlaban et d'Allauch », paru en 1888, ne portent aucune trace de l'impulsion donnée par les premiers travaux de Bertrand. Le mémoire mérite cependant d'être mentionné ici, car il renferme des renseignements intéressants sur les failles assez nombreuses qui ont découpé le massif central d'Allauch, et ces données ont été en partie utilisées par Marcel Bertrand. Aucune mention n'y est faite des accidents de la zone périphérique, bien que les terrains crétacés y prennent également part.

L'influence des vues nouvelles exprimées par Bertrand se fait, par contre, sentir presque à chaque page dans les travaux de Louis Collot sur la Basse-Provence postérieurs à 1888, et notamment dans le mémoire de cet auteur sur les « plis couchés de la feuille d'Aix », publié en 1892 [10]. Après avoir décrit les superpositions anormales et les renversements du mont Olympe, de l'Étoile et de la Nerthe, qui témoignent de poussées *vers le nord*, Collot montre que la chaîne de la Sainte-Victoire et la montagne de Lingouste correspondent l'une et l'autre à un grand pli couché déversé *vers le sud*. Il fait ensuite connaître la curieuse vallée des Pallières, à l'est de Rians, formée par des marnes rouges éocènes. Les crêtes qui la limitent au nord et au sud sont du Jurassique et de l'Infralias, poussés par-dessus cette formation lacustre. Collot attribue ces chevauchements à deux plis couchés déversés en sens inverse, l'un vers l'autre, comme dans le prétendu double pli glaronais. Dans le pli nord, c'est le flanc inverse qui est étiré; dans le pli sud, qui d'ailleurs est suivi d'un second pli déversé dans le même sens, l'étirement se produit dans le flanc normal [10, fig. 26].

La feuille d'Aix de la Carte géologique au 1/80 000^e est entièrement l'œuvre de Collot. Les explorations et les tracés géologiques ont été faits de 1880 à 1886, la feuille n'a été publiée qu'en 1889. La rédaction de la Notice explicative se ressent manifestement de l'influence de Marcel Bertrand. Voici comment l'auteur s'exprime au sujet du grand accident qui traverse le bord sud-est de la feuille : « La grande crête de la Sainte-Baume est la branche renversée d'un anticlinal couché vers le nord. Le prolongement en longueur de cet accident a donné, par suite des ravinements qui ont morcelé la masse recouvrante, les chapeaux de dolomie jurassique isolés qui coiffent le Crétacé supérieur à l'est des Glacières. Le pli déjeté au nord dépassait tellement la crête actuelle de la Sainte-Baume que les îlots jurassiques de la bande Nans-

Taurèle-Coutronne sont des portions de cette masse chevauchante séparées de la Sainte-Baume par les affaissements de leur support et par des érosions. Ceux de la Gastaude, du sud des Lagets, ont une origine semblable, mais une position symétrique, la masse dont ils sont les témoins ayant probablement eu sa racine au nord ».

Il semble bien que Collot ait été le premier à reconnaître la vraie nature des lambeaux de recouvrement des Glacières et de ceux qui bordent les deux versants de la Lare. Leurs contours sont très correctement rendus. Marcel Bertrand rend hommage en ces termes [10, p. 749] au travail de son devancier :

« J'ai été amené, pour en comprendre la structure (celle du massif de la Sainte-Baume), à étendre mes explorations vers le nord jusqu'à la vallée de l'Huveaune, et j'ai eu entre les mains, pour cette étude, la minute manuscrite de la feuille d'Aix, dont les contours, tracés avec beaucoup de soin et de détails par M. Collot, m'ont constamment servi de guide dans nos recherches; je tiens donc à rappeler ici la part importante qui revient à notre confrère dans la connaissance du massif. »

D'ailleurs, les deux géologues eurent l'occasion de faire en commun, en 1888, un certain nombre de courses dans la Sainte-Baume.

Dans ses derniers travaux, Marcel Bertrand s'est appuyé en maintes circonstances sur les travaux de Collot, en particulier pour les environs de Simiane, où le regretté professeur de Dijon a vraisemblablement été le premier à signaler l'existence d'une série crétacée renversée [8, p. 69, fig. 3], et de Cadolive, où le refoulement de la série normale de l'Étoile sur la série renversée [10, p. 1137-1140, fig. 20-21, 30] est déjà nettement figuré.

La feuille d'Aix, par la précision de ses tracés, par la sûreté avec laquelle sont déterminés les termes de la série stratigraphique, marque un grand progrès sur la Carte géologique des environs d'Aix du même auteur. C'est une œuvre qui constitue, avec les notes stratigraphiques de Collot [4-8, 11], une base solide, sur laquelle s'appuieront longtemps encore tous les travaux géologiques relatifs à la partie occidentale de la Basse-Provence. Sa valeur ne saurait être estimée trop haut.

*
* *

De toutes les publications géologiques sur la Basse-Provence ce sont celles de M. Ph. Zürcher qui portent le plus l'empreinte des idées de Marcel Ber-

trand. Quelques-unes ont d'ailleurs été faites en collaboration par les deux savants.

M. Zürcher avait entrepris dès 1883 des explorations en vue du levé géologique de la feuille de Draguignan au 1/80 000^e, tâche des plus ardues, si l'on songe à l'extrême variété des terrains, à la complication tectonique et aux grandes difficultés d'accès de la région et surtout au caractère rudimentaire des travaux antérieurs. Elle fut menée à bonne fin en 1891, date de la publication de la feuille. Malheureusement les occupations administratives de l'auteur ne lui laissèrent jamais le loisir d'élaborer un mémoire géologique détaillé sur l'ensemble de la région principale de ses études, région qui s'étend également, comme on sait, sur la feuille de Castellane, c'est-à-dire sur toute la partie méridionale des Basses-Alpes. Seules quelques notes ont vu le jour, et le puissant intérêt qu'elles présentent fait tout particulièrement déplorer l'absence d'une grande monographie.

La première note, qui date de 1891 [1], a trait à la partie sud-ouest de la feuille de Draguignan, à la continuation, sur cette feuille, de la chaîne de la Sainte-Baume. Après une substantielle introduction stratigraphique, l'auteur consacre la partie principale de son travail à montrer que les accidents tectoniques si remarquables signalés plus à l'ouest se retrouvent d'une façon très nette dans la région étudiée. La méthode dont il se sert pour la démonstration ne saurait être trop louée, c'est celle des coupes parallèles, perpendiculaires à la direction moyenne des plissements. Elle avait d'ailleurs été employée précédemment avec succès par Collot dans son étude de la vallée de Vauvenargues, et il est regrettable que Marcel Bertrand n'en ait presque jamais fait usage. Les coupes de M. Zürcher sont extrêmement claires et d'une exécution remarquable. On constatera cependant la grande part faite à l'interprétation. Les charnières des plis sont presque toutes reconstituées par la pensée et elles sont dessinées dans l'hypothèse de plusieurs plis couchés parallèles d'une amplitude assez faible, conformément à la conception que Marcel Bertrand venait de mettre à la mode. En résumé, « le trait principal de ces accidents est la tendance des anticlinaux latéraux à se déverser vers le synclinal axial » (celui de Camps, prolongement de celui du Plan-d'Aups). « C'est là un fait remarquable, ajoute M. Zürcher, en ce qu'il offre, d'une façon assez précise pour ne pas permettre de doute, la disposition en *double pli* qui a été mise en avant par M. Heim pour expliquer les anomalies des Alpes de Glaris et par M. M. Bertrand pour faire comprendre le mode de formation des masses de

recouvrements des environs de Saint-Zacharie, à l'extrémité ouest de la chaîne de la Sainte-Baume ».

« Il nous paraît intéressant de signaler aussi la possibilité d'observer sur nos coupes la suppression des parties importantes des masses de recouvrements, non seulement dans le flanc médian, qui, soumis à des effets d'extension, est naturellement sujet à disparition plus ou moins complète, ne serait-ce que par simple rupture, mais aussi dans le flanc normal supérieur.

« Il est enfin un ordre de faits qui nous a vivement étonné et frappé au cours de l'examen des dislocations de détail de la région étudiée, c'est la rapidité extraordinaire de variation de forme des plis, leur naissance inopinée, leur épanouissement subit, leur disparition imprévue. Cette promptitude des changements de disposition des plis, sur laquelle nous tenons à attirer l'attention d'une façon spéciale, est un caractère très fréquent des zones de plissements intenses de la Provence et des Alpes. »

La région de Bras, qui fait suite au nord aux plis dont il vient d'être question, n'a pas été décrite en détail par M. Zürcher, mais Marcel Bertrand lui a consacré quelques pages dans plusieurs de ses travaux [36,39] et ses descriptions s'appuient sur des courses communes antérieures à la publication de la feuille de Draguignan. Elles mettent en évidence le recouvrement d'une série lacustre qui fait suite au Fuvélien, tantôt par le Trias, tantôt par le Jurassique. Mais l'interprétation de cette superposition est restée obscure.

A la suite de ces mêmes courses, Marcel Bertrand [11] publia des observations très importantes sur la région située entre Salernes et Barjols, où l'on observe également des recouvrements très remarquables. M. Zürcher eut l'occasion ensuite d'étudier ceux-ci en grand détail et il publia le résultat de ses recherches dans une note d'un intérêt capital, qui est intercalée dans le Compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société géologique en 1891 [3]. Il importe d'en donner ici le résumé.

La région étudiée dans la note de M. Zürcher a la forme d'un quadrilatère et correspond à l'angle nord-ouest de la feuille de Draguignan de la Carte géologique. Elle est limitée, au sud, par la ligne Barjols-Lorgues, au nord-est, par une crête qui va de Lorgues à Notre-Dame-de-Liesse, près d'Aups. D'après l'auteur, elle est traversée par deux zones plissées formant deux des côtés du quadrilatère : la zone de Salernes, orientée W.-E., sur le bord méridional; la zone d'Aups, orientée N. W.-S. E., sur le bord nord-est. Les plissements des deux zones se feraient face, ceux de la zone de Salernes étant

déversés au nord, ceux de la zone d'Aups, au sud-ouest. Dans l'angle formé par les deux directions, à Lorgues, deux plis, appartenant chacun à une zone différente, se raccorderaient ou, en d'autres termes, constitueraient un pli unique contournant une région centrale, vers laquelle se produirait le déversement. Cette région centrale est très peu disloquée, c'est un grand plateau de Jurassique supérieur, recouvert de terrains plus récents, néocrétacés et nummulitiques, d'origine lacustre.

Le pli principal est, sur toute sa longueur, un pli-faille couché, dont le flanc inverse a partout disparu; il se traduit par la superposition anormale des dolomies hettangiennes, ou plus rarement du Trias, à la série lacustre ou au Jurassique supérieur. La surface de recouvrement est presque toujours horizontale, son intersection avec la surface topographique se traduit par une ligne de contact anormal très sinueuse, que l'on suit facilement sur la Carte géologique. Elle décrit, à plusieurs reprises, des contours fermés, qui délimitent des lambeaux de recouvrement. La colline de Croix-Solliès, à l'ouest de Salernes, est un promontoire d'Hettangien, entièrement superposé au Néocrétacé, déjà décrit par Marcel Bertrand dans une note antérieure [11, fig. 4]. A Lorgues, où la ligne de contact anormal change brusquement de direction, le Trias entoure complètement, au sud, la colline jurassique de Saint-Ferréol.

On verra plus loin quelle interprétation nouvelle a été donnée récemment de ces faits extraordinaires.

Une particularité non moins remarquable des deux zones de plissement décrites par M. Zürcher c'est leur arrêt brusque au contact de la bande triasique de Barjols et leur réapparition, avec les mêmes superpositions anormales, à l'ouest de cette bande. Ce fait singulier trouvera, lui aussi, dans la suite, une explication en harmonie avec la théorie des nappes.

Le travail le plus intéressant dû à la collaboration de Marcel Bertrand et de Ph. Zürcher est certainement une note « sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon; phyllades superposés au Trias » [14], publiée dans les Comptes rendus de l'Académie des sciences le 11 mai 1891 et suivie deux ans plus tard d'un mémoire détaillé, rédigé par M. Ph. Zürcher seul [5], où les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon sont étudiés dans leur ensemble.

Déjà sur la feuille de Toulon de la Carte géologique Marcel Bertrand avait figuré le long de la côte plusieurs massifs de Phyllades (« schistes précambriens ») à contours complexes, paraissant correspondre presque toujours à

des failles sinueuses. « Ce ne sont pas les termes les plus anciens, mais au contraire les termes les plus récents de la série permo-triasique, les grès bigarrés et le Muschelkalk, qui viennent s'appuyer contre les Phyllades, paraissant tantôt buter contre les schistes froissés, tantôt s'enfoncer au-dessous d'eux. » Le plus oriental de ces massifs, celui du Pradet, présente un contour entièrement fermé; celui du cap Brun, situé plus à l'ouest, est délimité, sur les deux tiers au moins de sa périphérie, par une faille sinueuse; à l'ouest, il se rattache au massif beaucoup plus important de Six-Fours et du cap Sicié, dont il n'est séparé que par le goulot étroit de la Petite Rade de Toulon.

Les deux massifs du cap Brun et du Pradet sont séparés l'un de l'autre, sur un espace d'environ 2 km., par des affleurements triasiques. Mais M. Zürcher a découvert et en partie délimité, au milieu de ce Trias, une bande de Phyllades large de quelques mètres et reconnue sur 500 m. de longueur environ. Elle affleure sous le fort Sainte-Marguerite et semble établir comme un trait d'union entre les deux massifs. « L'idée qui s'offrait naturellement à l'esprit était de voir dans cette bande étroite la trace d'un pli anticlinal écrasé, reliant les deux massifs. » Mais un tunnel, destiné à conduire à la mer les eaux de l'Eygoutier, qui normalement se jettent dans la Petite Rade, a montré à M. Zürcher que cette conception ne peut être maintenue et a fourni en même temps l'explication des conditions tectoniques anormales dans lesquelles se présentent les deux massifs de Phyllades. En effet, le tunnel, au lieu de couper la bande de Phyllades, a passé sous elles et s'est maintenu constamment dans le Trias, traversant d'abord une large voûte régulière de Grès Bigarré, puis, avant d'atteindre la mer, le Muschelkalk. Bertrand et Zürcher ont constaté en outre, dans une propriété privée, située non loin du tunnel, que « les Phyllades sont superposés au Muschelkalk, et séparés de lui par 2 m. de terrains renversés, correspondant au laminage d'une série dont l'épaisseur normale est de près de mille mètres » et qui appartient au Permien. Ils concluent que « la bande de Phyllades n'a pas de racines en profondeur ».

Dans son mémoire détaillé, Zürcher a décrit avec un soin minutieux tous les contacts des Phyllades de la région toulonnaise avec les terrains permien et triasiques. Sa description est accompagnée d'un grand nombre de coupes transversales, qui permettent de saisir immédiatement la nature de ces contacts. Sauf à Six-Fours, où le Permien reposerait normalement sur les

Phyllades, le contact est partout anormal. En de nombreux points, et, en particulier, au cap Brun et à l'anse Magaud, on voit nettement le Muschelkalk s'enfoncer sous les Phyllades. La conclusion qui s'impose c'est que ces Phyllades appartiennent à une « masse en recouvrement » superposée au Trias et au Permien supérieur, masse ou nappe dans laquelle l'érosion a découpé les deux lambeaux de recouvrement du cap Brun et du Pradet.

Cette même conclusion s'étend également aux masses de Phyllades situées à l'ouest de la rade de Toulon. Les collines de Six-Fours et le massif de Sicié sont en recouvrement. M. Zürcher a montré, en effet, que les terrains permien et triasiques qui affleurent entre l'anse Faubregas et le cap Balaguier s'enfoncent à l'ouest et au nord sous les Phyllades. Avant que l'érosion ne fût entrée en jeu, ceux-ci s'étendaient évidemment par-dessus les affleurements permien et triasiques et ils devaient recouvrir de même la presqu'île de Saint-Mandrier et le massif de la Colle Noire. Dès 1891, Bertrand et Zürcher arrivaient au résultat que le lambeau de Phyllades décrit dans leur note « ne peut guère être venu que du massif, aujourd'hui submergé, qui réunissait la pointe de Sicié à la presqu'île de Gien ». Et ils ajoutaient : « Il y a donc un trajet horizontal d'au moins cinq kilomètres ».

M. Zürcher, dans son mémoire détaillé, insiste en outre sur deux points auxquels il attribue une grande importance : 1° l'existence fréquente, à la limite des Phyllades et des terrains triasiques ou permien sous-jacents, d'une lame de terrains renversés; 2° le plissement, postérieur à leur mise en place, des terrains en recouvrement. C'est à la présence d'un anticlinal que serait due la disparition des Phyllades par dénudation au-dessus de la presqu'île de Saint-Mandrier et de la Colle Noire, tandis que la conservation des deux îlots du cap Brun et du Pradet doit être attribuée à celle d'un synclinal.

Les deux auteurs concluent leur note [14] en constatant que l'intérêt du nouveau pli couché qu'ils font connaître « réside surtout dans le fait qu'il intéresse les terrains cristallins des Maures, et dans la preuve ainsi fournie que ces terrains ont pris part, de la même manière que les terrains sédimentaires plus récents, aux grands déplacements horizontaux. On ne peut plus, ajoutent-ils, . . . considérer les Maures comme un massif résistant, dont le rôle principal aurait été de dévier les plis, en ne subissant pour sa part que des déplacements d'une moindre importance. Les schistes cristallins ont été, eux aussi, mis en mouvement par les énormes compressions qui ont bouleversé la Provence ».

Et à l'appui de cette nouvelle conception, M. Zürcher [5, p. 77] signale un point, dans une tranchée de la route de Gonfaron à Collobrières, où le contact du Permien avec les terrains cristallophylliens « a lieu par une surface de discontinuité présentant un pendage de 45° environ vers le Sud, et suivant laquelle, par suite, les Phyllades débordent largement sur les couches permienes ».

Sur la feuille de Draguignan de la Carte géologique, et sur le bord septentrional de la feuille de Toulon, M. Zürcher a figuré la trace de cette surface de discontinuité par une ligne de contact anormal sinueuse qui suit, sur plus de 30 km. de longueur, le pied de l'escarpement formé par les schistes cristallins des Maures au-dessus et au sud-est de la dépression permienne de Cuers et de Vidauban.

*
* *

Je rangerai M. A. Bresson dans la catégorie des *collaborateurs* de Marcel Bertrand, car, bien qu'aucun travail n'ait été publié en collaboration par les deux géologues, on trouve fréquemment citées, dans les derniers travaux de Bertrand, des observations de Bresson, soit inédites, soit consignées dans l'unique publication de cet auteur consacrée à la Basse-Provence. C'est une très courte note « sur la structure du massif de Saint-Julien, près Marseille », dont il a déjà été question plus haut, à propos de la fenêtre aptienne des Romans, découverte par Bresson, mais interprétée par lui tout autrement que par Marcel Bertrand.

Le massif de Saint-Julien, ou mieux de la Salette, est constitué, d'après Bresson, par quatre anticlinaux plus ou moins parallèles, couchés vers le nord et tendant à converger vers l'ouest, de telle sorte que les synclinaux qui les séparent à l'est tendent à s'effacer. Ce serait donc comme une *aire anticlinale* qu'il devrait être considéré et non comme un *dôme*. On sait déjà que Marcel Bertrand [36, p. 39] envisage les dolomies néojurassiques (confondues par Bresson avec les dolomies hettangiennes) ainsi que l'Aptien comme une réapparition de la « nappe renversée » sous le Trias et l'Infralias de la « grande nappe ». L'interprétation de Bertrand est donc bien différente de celle de Bresson, mais, de plus, les coupes des deux auteurs accusent de sensibles différences.

Par contre, il y a accord complet entre Bresson et Bertrand sur un point essentiel, celui des relations du massif de Saint-Julien avec la zone triasique

de Roquevaire. « Cette aire anticlinale (le massif de Saint-Julien), écrit Bresson dans ses conclusions, n'est qu'une réapparition locale au jour de l'ondulation transversale de la vallée de l'Huveaune qui, par Roquevaire, Saint-Zacharie, s'étend jusqu'à Barjols. »

LES CONTRADICTEURS.

Après les collaborateurs voici maintenant les contradicteurs.

La lecture des comptes rendus des séances de la Société Géologique de France montre que les premières communications de Marcel Bertrand sur les recouvrements de la Provence furent accueillies, peut-être avec un certain étonnement, mais manifestement avec une bienveillance marquée. Aucune opposition ne se fit entendre, et ce n'est que quelques années plus tard que Gaston Vasseur, à la suite d'excursions faites au Beausset avec les élèves de la Faculté des Sciences de Marseille, conçut des doutes sur la réalité des recouvrements. Après un échange de vues avec Marcel Bertrand et une nouvelle visite des lieux le nombre des points pour lesquels Vasseur concevait une interprétation différente de celle de Bertrand se réduisit considérablement et le plus important fut lui-même écarté du litige. Dans le compte rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique en Provence, en 1891, Marcel Bertrand rendit compte en ces termes de la conclusion donnée au différend [19, p. 1071] :

« On s'est arrêté un instant, près du col (au nord du Petit-Canadeau), à un endroit où M. Vasseur a fait faire cet hiver une petite fouille, pour étudier la position relative du Crétacé et du Trias à leur contact. M. Vasseur explique à la Société que, si l'on descend le chemin de l'autre côté du col, on trouve, à un niveau de plusieurs mètres au-dessous des derniers calcaires à Hippurites, les marnes irisées les plus typiques ; ces marnes irisées lui avaient semblé d'abord devoir certainement passer sous les Hippurites et être ainsi dans une position contradictoire avec l'hypothèse d'un recouvrement. Il a fait alors creuser une fouille à la limite approximative des deux formations, et il a constaté que le calcaire à Hippurites plonge brusquement, avec une pente presque verticale, c'est-à-dire qu'il prend l'allure nécessaire pour aller passer, en effet, sous les marnes irisées du chemin. »

A cette même Réunion extraordinaire une opposition très vive à l'interprétation de Marcel Bertrand se fit jour de la part d'Aristide Toucas, auteur d'une monographie des terrains crétacés des environs du Beausset [1], dont il a déjà été question plus haut (p. 5), et elle s'accrut encore quelques

années plus tard, quoique, à plusieurs reprises, au cours de la Réunion, Toucas eût dû se ranger à l'évidence. C'est ainsi qu'il ne put nier l'existence des petits lambeaux de recouvrement de la colline du Castellet (p. 8).

« Au sommet du plateau, écrit-il dans le compte rendu de la course du 29 septembre, on a constaté la présence d'un lambeau triasique, enveloppé de tous côtés par les couches lacustres sur lesquelles il paraît être bien superposé » [3, p. 1061].

Le désaccord entre Toucas et Bertrand portait à la fois sur les faits et sur l'interprétation. Ainsi Toucas affirme la superposition au Trias supérieur des couches à Turritelles sénoniennes au nord du vallon de Gavari. Bertrand [21, p. 1091] conteste absolument cette superposition et affirme ne l'avoir observée en aucun point sur tout le pourtour de l'« îlot triasique ».

Au nord du Télégraphe de la Cadière, Marcel Bertrand avait signalé deux retours des couches à *Ostrea acutirostris*, d'où il concluait à l'existence, au milieu des couches du Santonien supérieur, de deux petits synclinaux couchés [20, p. 1080, fig. 11]. Toucas nie ces retours et celui des couches à *Lima ovata*, mais ne pouvant contester les lambeaux en série renversée du versant opposé, au-dessus de Fontanieu, il en donne l'explication suivante, qui témoigne de son peu d'expérience dans le domaine de la tectonique :

« Cette partie du massif est excessivement tourmentée, et il n'est pas impossible que la dislocation qui s'est produite sur ce versant ne soit le résultat d'un affaissement des bords du plateau du Télégraphe de la Cadière sous une inclinaison telle qu'une partie des couches ait pu en tombant se renverser sur le flanc de la hauteur » [4, p. 1090].

Les coupes de Marcel Bertrand [20, pl. XXIV], établies à l'échelle du $1/5\ 000^{\circ}$ et du $1/2\ 000^{\circ}$, d'après des travaux de mine, ne laissent aucun doute sur l'existence du synclinal couché de Fontanieu (fig. 6).

Indiquée très sommairement en 1891, l'interprétation générale de l'anomalie du Beausset fut reprise par Toucas en 1896, à la suite de nouvelles courses, dans sa Revision de la Craie à Hippurites [5]. Il explique maintenant la coupe du massif du Vieux-Beausset de la manière suivante :

« On voit par cette coupe que la superposition du Trias sur les couches crétacées peut très bien s'expliquer par un pli anticlinal déversé en champignon tout autour du Crétacé. . . » Le Trias serait donc enraciné et sa racine se trouverait dans le vallon de Gavari, où ses couches sont plus ou moins verticales. La coupe de Fontanieu pourrait de même s'interpréter par l'hypothèse

de l'enracinement du Trias du fond du vallon et par un double déversement vers le nord et vers le sud.

La conception du champignon est empruntée par Toucas à E. Fournier, qui l'avait exposée pour la première fois en 1895 dans le *Compte Rendu des excursions géologiques faites en Provence par les élèves des facultés de province sous la direction de Vasseur* [8]. Les coupes des deux auteurs coïncident assez bien dans les grandes lignes, elles paraîtront néanmoins fantaisistes à quiconque est familiarisé avec la tectonique des pays de nappes.

C'est le lieu maintenant de parler de l'œuvre tectonique de M. Fournier en Provence, puisque aussi bien cette œuvre revêt avant tout un caractère de polémique et d'opposition violente aux vues de Marcel Bertrand.

Cependant, dans ses premières publications, Fournier s'était contenté d'exposer des faits observés par lui et de les interpréter à sa manière, sans discuter les opinions de ses devanciers. La plus ancienne de ces publications, parue en 1890, est intitulée « *Esquisse géologique des environs de Marseille* » [1]. Les nombreuses imperfections qu'on pourrait y relever doivent être mises sur le compte du jeune âge de l'auteur, qui, en 1890, n'avait que dix-neuf ans. Dans une seconde note, consacrée aux mouvements orogéniques dans les environs de Marseille [2], Fournier expose une conception tout à fait simpliste de la tectonique provençale et ses coupes, où l'échelle des hauteurs est fortement exagérée et où par conséquent les plongements sont faussés, ne donnent qu'une idée tout à fait imparfaite de la structure de la région.

Je ne m'arrêterai pas à la série des notes publiées par Fournier dans la *Feuille des Jeunes Naturalistes* [3-7, 15], car les observations nouvelles assez nombreuses qui y sont exposées se retrouvent à peu près toutes dans les notes plus détaillées qui ont paru dans le *Bulletin de la Société Géologique* [10, 12, 13, 19, 20-22]. Ces notes préliminaires consistent en courtes descriptions, d'où, contrairement à ce qui est le cas pour les notes détaillées, toute polémique est absente.

C'est en 1895, dans un compte rendu d'excursions [8], que Fournier adresse pour la première fois, à propos de la coupe du Vieux-Beausset, des critiques à l'interprétation de Marcel Bertrand. Voici les plus essentielles [8, p. 27] :

« Mais une objection se pose immédiatement à l'esprit : Comment une masse de cette importance a-t-elle pu cheminer horizontalement jusqu'à une distance aussi considérable de son point d'origine ? De plus, il est facile de constater que les couches du Trias et de

l'Infralias du massif en question ont sur leurs bords une allure franchement anticlinale. Dans l'hypothèse d'un lambeau de recouvrement, ceci ne peut s'expliquer qu'à condition d'admettre, comme l'a fait M. Bertrand, que le lambeau de recouvrement correspond précisément à la charnière anticlinale du pli renversé. »

Or c'est justement ce que Marcel Bertrand avait mis en évidence. Quant à l'objection de la distance considérable sur laquelle a dû se faire le cheminement horizontal de la masse en recouvrement, elle est aujourd'hui sans portée

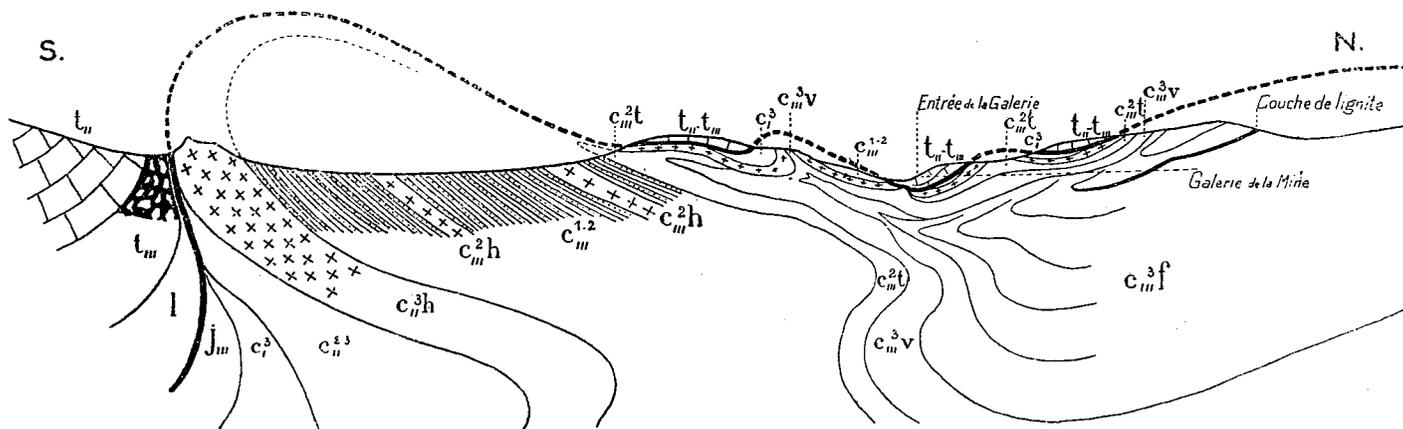


Fig. 6. — Coupe des environs de Fontanieu, d'après MARCEL BERTRAND [20, pl. XXIV, fig. 1].

t_m , Trias moyen; t_m^2 , Trias sup^r; l , Lias; j_m , Jurassique sup^r; c^3 , Urgonien; $c_m^{2,3}$, Cénomaniens et Turoniens; $c_m^{1,2}$, grès coniaciens et santonniens; $c_m^{3,h}$ et $c_m^{2,h}$, calcaires à Hippurites turoniens et santonniens; c_m^3 , couches à Turritelles; $c_m^{3,v}$, Valdonnien à *Melanopsis*; $c_m^{3,f}$, Fuvélien.

aucune, car on connaît maintenant avec certitude des transports horizontaux autrement importants.

« Un autre fait, continue Fournier, dont on n'a pas tenu suffisamment compte c'est que les couches crétacées, recouvertes par le Trias, présentent, en plusieurs points, une inclinaison tout à fait différente de l'inclinaison générale du bassin du Beausset. . . Ces couches à Hippurites, dans l'hypothèse d'un lambeau de recouvrement, ne sauraient donc être considérées comme provenant du *substratum* crétacé du massif, à moins d'admettre que la traction horizontale de l'anticlinal ait pu refouler les couches normales du bassin sur son passage et les froisser au point de les renverser. . . »

C'est encore là un postulat tout à fait conforme à la conception des plis couchés à flanc inverse étiré, dont on connaît aujourd'hui de nombreux exemples.

L'argument principal de Fournier en faveur de sa conception du pli en champignon est exposé en ces termes [8, p. 30] :

« Ayant eu l'occasion d'étudier avec beaucoup de détails les environs de Pichauris, au nord du massif d'Allauch, et la bordure nord de la chaîne de l'Étoile, aux environs de Simiane, nous avons été amené à y constater des phénomènes qui présentaient des analogies frappantes avec ceux que l'on observait dans le massif du vieux Beausset et du Canadeau.

« Une étude approfondie de ces phénomènes nous a *démontré jusqu'à l'évidence* qu'un grand nombre de massifs qui se présentaient sous l'aspect d'un lambeau de recouvrement étaient en réalité constitués par des anticlinaux *déversés en champignons* sur tout le pourtour. »

L'année suivante Fournier [11] distingue, parmi les massifs en champignons, deux catégories bien différentes :

« Les uns sont des *boucles anticlinales circulaires à déversement périphérique* (colline du Collet Redon dans le massif d'Allauch) se rattachant à un axe anticlinal dont ils ne sont qu'une *sinuosité*, une *évagination*, si l'on peut s'exprimer ainsi. Les autres (massif du Beausset, massifs de la Galinière, des Trois-Frères, etc., au nord de la chaîne de l'Étoile) sont des *dômes à pourtour déversé*, ils ne font pas généralement partie de la continuité d'un axe anticlinal et ont leur *individualité propre* comme tous les dômes. »

Fournier range dans cette dernière catégorie la brèche du Chablais, mais se plaint que M. Lugeon n'ait pas joint à son travail quelques coupes pour justifier son interprétation (en 1896). Les coupes sont venues plus tard, mais en les construisant à l'échelle Lugeon s'est rendu compte de l'impossibilité de sa conception du champignon et s'est rallié à l'idée du recouvrement.

Marcel Bertrand a consacré une note spéciale [31] à combattre la conception des dômes à déversement périphérique. Pour la colline triasique du Collet Redon, il a peine à admettre que la ligne de superposition anormale ne soit pas déterminée par l'érosion et qu'elle marque l'affleurement d'un pli périphérique. « En tout cas, dit-il, il n'y a même pas commencement de preuves ». Pour les lambeaux des Trois-Frères et de la Galinière, il n'y aurait, d'après la description et les coupes de Fournier, pas de véritable champignon. « Son interprétation n'est pas démontrée, et l'hypothèse de recouvrement est écartée sans discussion suffisante. »

« J'ajoute maintenant, conclut Bertrand, que les plis en champignon me paraissent, en principe, une véritable impossibilité. . . On peut admettre que la tête d'un pli. . . sorte en

colline isolée, circulaire ou elliptique, au milieu de terrains plus récents, et on peut admettre aussi que cette tête amenée en saillie retombe de toutes parts sur les terrains voisins. Mais il est impossible qu'elle couvre alors la totalité de l'espace sur lequel elle se rabat. Si on la conçoit, par exemple, divisée en plusieurs segments, chacun d'eux couvrira un rectangle en face de lui, et entre ces rectangles resteront des vides triangulaires, d'autant plus élargis vers l'extérieur que le déversement est plus considérable. Si l'on veut, au contraire, que ce soient les terrains récents qui, pressés de toute part, se soient enfoncés sous la couverture ancienne, la difficulté reste la même, à moins qu'on ne suppose que les terrains refoulés vers un même point se soient comprimés, écrasés et aient ainsi diminué leur surface primitive ⁽¹⁾. »

La série des mémoires détaillés consacrés par Fournier aux divers massifs de la Basse-Provence commence par des « Études stratigraphiques sur le massif d'Allauch », publiées en 1895 [10], c'est-à-dire quatre ans après le mémoire de Marcel Bertrand. Elles sont accompagnées de 30 coupes qui, tout en concordant sur les points essentiels avec celles de Bertrand, en diffèrent cependant par de nombreux détails, sur lesquels il est impossible d'insister ici.

Quant à l'interprétation du massif, elle coïncide assez bien avec l'hypothèse d'un pli périphérique, vers laquelle Bertrand inclinait dans son premier mémoire, alors que plus tard, ainsi qu'on l'a vu plus haut, il s'arrêtait définitivement à la conception d'une nappe qui primitivement aurait recouvert tout le massif central. Le massif d'Allauch apparaît à Fournier « comme un massif résistant entouré d'une boucle anticlinale presque fermée ». L'étranglement maximum de la boucle aurait eu lieu au-dessus de la cuvette crétacée des Mies, qui aurait été recouverte par deux plis anticlinaux, « couchés en sens inverse et qui se sont réunis par leur extrémité ». D'après Fournier, on pourrait « très bien suivre sur le terrain une ligne de froissements qui correspond à la surface d'écrasement des deux anticlinaux ».

C'est précisément l'invraisemblance de cette conception qui devait fournir à Bertrand un de ses principaux arguments contre l'hypothèse du pli périphérique.

La note de Fournier « sur la tectonique de la chaîne de l'Étoile et de Notre-Dame-des-Anges » [12] est antérieure de trois ans au chapitre du mémoire sur la grande nappe de Provence que Bertrand [30] a consacré à cette même

⁽¹⁾ Dans son mémoire de 1899 [36], Marcel Bertrand reprend sa démonstration de l'impossibilité des plis en champignon, en l'accompagnant cette fois-ci d'une figure (p. 3, fig. 1).

chaîne et que j'ai résumé plus haut (p. 26). Il est difficile de donner deux interprétations aussi différentes des mêmes faits. Fournier résume ses conclusions dans les termes suivants :

« 1. La chaîne de l'Étoile et de Notre-Dames-des-Anges est la continuation directe de la chaîne de la Nerthe [7].

2. Comme cette dernière chaîne, ce n'est pas un pli simple, mais bien une *aire anticlinale* à éléments assez complexes.

3. La partie septentrionale de cette région offre des exemples très nets de petits dômes à déversement périphérique se présentant dans une aire synclinale sous l'aspect de véritables Klippen. L'hypothèse d'un recouvrement est *inadmissible* pour expliquer ces Klippen.

4. Sur le flanc méridional de la chaîne on voit apparaître un pli reaversé, dont la plus grande partie est masquée par le Tertiaire. Ce pli paraît être la continuation du pli de Saint-Julien. »

L'assimilation des soi-disant dômes du versant nord de la chaîne de l'Étoile aux « Klippen » est particulièrement malheureuse, car il n'y a plus de doute aujourd'hui que les klippes suisses soient de véritables lambeaux de recouvrement et l'on sait que, dès 1894, deux ans avant la publication de la note de Fournier, la plupart d'entre elles étaient déjà assez généralement envisagées comme telles.

Je reviendrai d'ailleurs ultérieurement sur les arguments invoqués par Fournier en faveur de son interprétation.

Dans cette même année 1896 Fournier publie encore une note [13] assez importante sur le pli de la Sainte-Baume. L'auteur affirme que les recherches qu'il poursuivait depuis 1888 sur les plis de la Basse-Provence l'ont « amené à observer dans cette chaîne quelques faits qui avaient passé jusqu'ici inaperçus et qui permettent de donner une explication toute nouvelle de la Tectonique si compliquée de cette région ».

J'ai cherché en vain quels pouvaient être les faits, évidemment nouveaux dans la pensée de Fournier, sur lesquels ce géologue avait pu baser une « explication toute nouvelle de la Tectonique » de la Sainte-Baume. Quant à cette explication, son auteur la résume dans les termes suivants [13, p. 689] :

« Depuis la région des Glacières de Fontfrège jusqu'au Fauge, où il est interrompu par un pli transversal, nous venons de suivre pas à pas un grand pli sinueux offrant dans l'un

et l'autre de ses flancs d'importantes lacunes de couches, dont les unes sont dues à des transgressions crétacées ⁽¹⁾, les autres à des étirements mécaniques. . . Ce pli sinueux se moule exactement sur les angles S.-O. des deux massifs d'ancienne émergence du Piégu et de la Lare dont il épouse tous les contours; il est constamment couché vers ces massifs et constamment accompagné, de leur côté, de son synclinal couché qui décrit les mêmes sinuosités ».

On rapprochera ces conclusions de celles de la note de Marcel Bertrand sur la Sainte-Baume publiée en 1888 et que j'ai résumées page 10. On constatera que l'interprétation de Fournier n'est que l'exagération de celle de Marcel Bertrand et l'on s'en assurera mieux encore en comparant entre elles les cartes schématiques des deux auteurs. Dans les deux cas, l'axe du pli sinueux de la Sainte-Baume subit un rebroussement à Saint-Pons et passe au nord du dôme de la Lare, de sorte que les deux branches du pli se font face et sont déversées l'une vers l'autre. Mais le tracé de Fournier est beaucoup plus compliqué que celui de Marcel Bertrand (fig. 7). Le géologue marseillais lui fait décrire, après le rebroussement, deux grandes boucles très étroites qui s'insinuent l'une entre le massif du Piégu et le massif de la Lare, de manière à englober les collines de Nans; l'autre, entre le massif de la Lare et la bande triasique de Saint-Zacharie, comprenant la montagne de Bassan ou des Bosqs et les lambeaux des Étienne, eux-mêmes envisagés, non comme des lambeaux de recouvrement, mais comme des plis en éventail. Fournier a évidemment confondu la ligne d'affleurement d'une surface de recouvrement avec l'axe d'un pli sinueux.

La seconde partie du mémoire de Fournier est consacrée à l'étude du raccord du pli de la Sainte-Baume avec le pli périphérique d'Allauch. Comme la branche orientale de celui-ci (Peypin, la Bourine) n'a pas son prolongement direct dans la branche septentrionale de celui-là, Fournier fait appel à des failles de décrochement limitant au N. W. et au S. E. une ondulation transversale, qui n'est autre que la zone triasique de Roquevaire et de Saint-Zacharie, prolongée à l'ouest sur Saint-Julien, à l'est sur Rougiers (fig. 7).

Marcel Bertrand ne pouvait pas laisser sans réponse des notes où la propriété scientifique était à tel point méconnue. Voici comment, en 1898, dans

⁽¹⁾ Plusieurs de ces transgressions figurent déjà sur la feuille géologique de Marseille, d'autres ont été mises en évidence par Collot [8], dont Fournier ne cite même pas le travail si important sur le Crétacé de la Basse-Provence.

ses « Observations à propos des notes de M. E. Fournier » [33], il caractérise les procédés de son contradicteur :

« Il découvre, chemin faisant, la transgression du calcaire à Hippurites, déjà si bien mise en évidence par M. Collot; il découvre aussi la sinuosité des plis, l'ondulation transversale, la faille de décrochement à l'ouest de la Sainte-Beaume, comme il avait découvert l'*évagination* (je n'avais dit que l'*invagination*) du pli de Peipin. J'avais proposé et imprimé toutes ces hypothèses, pour essayer de grouper les difficultés vraiment déconcertantes de cette région; j'ajoute, sans insister, que la continuation de mes études, comme je l'expliquerai prochainement, me les a toutes fait abandonner.

Les notes concernant le massif d'Allauch et la Sainte-Baume « inaugurent un système nouveau parmi nous », qui « consiste à se mettre en règle avec ses prédécesseurs en rendant au début pleinement justice et hommage à leurs travaux, puis à se croire ainsi dégagé de l'obligation de faire dans l'exposé la part de ce qui est nouveau et de ce qui est déjà connu. C'est de très bonne foi sans doute que M. Fournier simplifie ainsi sa rédaction; pressé d'arriver à l'explication théorique, qui est le but principal de ses notes, il n'attache, pour le détail, qu'une importance secondaire aux questions de priorité. Si peu importantes, en effet, que soient en général ces questions, il y aurait pourtant intérêt à ne les pas trop obscurcir. Il y aurait surtout intérêt à indiquer au lecteur où sont les arguments nouveaux et en quoi ils modifient l'état du problème à résoudre. »

On n'aurait pas pu mieux dire. Mais Fournier croit devoir, dans sa réponse [18], soutenir une thèse toute différente.

« Je crois avoir toujours, écrit-il, traité la question bibliographique d'une manière très complète. Si, dans le courant d'un travail, il m'arrive de ne pas m'étendre sur l'analyse d'un travail antérieur ⁽¹⁾, c'est que j'estime que dans l'étude d'une région il y a quelque chose de mieux à faire qu'un travail bibliographique, et qu'après avoir fait la part des travaux antérieurs, on est en droit de donner libre cours à ses idées personnelles. . . M. Marcel Bertrand a d'ailleurs émis dans ses notes sur la Provence un très grand nombre d'hypothèses (*sic!*) sur l'explication de chaque phénomène et il est bien difficile d'en émettre une qu'il n'ait pas au moins entrevue; je dis ceci uniquement pour montrer que je n'ai nullement l'intention de discuter ici des questions de priorité; cette discussion serait d'autant plus oiseuse que M. Marcel Bertrand déclare lui-même qu'il a abandonné toutes ses anciennes hypothèses. »

C'est immédiatement après cette polémique que Marcel Bertrand publia coup sur coup les trois notes [34, 35, 36] dans lesquelles il exposait ses vues

⁽¹⁾ Ce n'est pas du tout ce que Marcel Bertrand reproche à Fournier. Il ne lui demande pas d'analyser ses travaux, mais il l'accuse avec raison de donner comme nouveaux des faits ou des idées antérieurement publiés par lui-même.

parue en 1900. C'est un résumé des travaux antérieurs de Fournier sur la région. Bertrand n'y fit aucune réponse, il l'avait donnée d'avance dans son mémoire sur la Grande Nappe.

Je ne puis résumer dans cet historique les arguments sur lesquels Fournier base son essai de réfutation; il faudrait non seulement discuter les conclusions, mais il serait encore nécessaire de contrôler les observations de détail sur lesquelles celles-ci sont fondées. Je compte le faire toutes les fois que cela sera utile dans les parties du présent ouvrage qui restent à paraître. Je me contenterai ici de constater que Fournier nie tous les progrès réalisés dans les dernières années dans l'interprétation de la Basse-Provence. Il nie les fenêtres de la Nerthe; il nie les lambeaux de recouvrement au nord de la chaîne de l'Étoile; il nie que le liséré triasique qui entoure le massif d'Allauch, et qu'il persiste à considérer comme un axe anticlinal, soit une couche mise à nu par l'érosion d'une nappe; il nie les recouvrements, pourtant si évidents, sur le versant nord de la Sainte-Baume; il nie, malgré la découverte par Bresson de l'Aptien des Romains, que le massif de Saint-Julien soit « une portion de nappe charriée ».

Il est infiniment probable qu'il continue à nier et qu'il niera toujours ces faits ⁽¹⁾, évidents pour quiconque possède l'expérience de la tectonique des pays de nappes. Il nie contre toute évidence, même quand la vérification directe inflige à son interprétation un démenti éclatant.

On se souvient que Marcel Bertrand prévoyait en 1898 une confirmation directe de l'assimilation du lambeau triasique de Saint-Germain (ou des Putis) à un lambeau de recouvrement. La galerie à la mer des Charbonnages des Bouches-du-Rhône devait passer sous ce lambeau et Bertrand annonçait qu'elle ne rencontrerait pas le Trias (voir p. 25).

Fournier relève le défi et formule ainsi la prévision contraire [20, p. 625] :

« Quant à nous, nous n'hésitons pas à affirmer que la galerie rencontrera le Trias et peut-être même des termes plus anciens, et qu'à partir d'un point que j'estime situé au sud de la verticale des Putis, la galerie *abandonnera définitivement le crétacé fluvio-lacustre pour n'y plus rentrer* ⁽²⁾. Contrairement à ce que suppose M. Marcel Bertrand, j'estime qu'elle *coupera*

⁽¹⁾ Je dis bien « ces faits », car pour un tectonicien une fenêtre, un lambeau de recouvrement s'observent directement sur le terrain, ou se lisent sur une carte géologique bien levée, comme se lisent une discordance ou un emboîtement de terrasses.

⁽²⁾ Les italiques sont de M. Fournier.

le fond de la cuvette aptienne et que la plus grande partie de son trajet sous la bande de Mimet aura lieu dans des terrains plus anciens que le Fuvélien ; enfin qu'il est matériellement impossible que la nappe renversée aille reparaître dans le bassin de Marseille. »

On voit que Fournier est très catégorique dans ses prévisions. Marcel Bertrand était plus prudent dans les siennes, ainsi qu'on peut en juger par une note infrapaginale d'un travail publié en mars 1899 au *Bulletin* de la Société Géologique dans le même fascicule que les « Observations » de Fournier renfermant le passage que je viens de citer. Voici d'ailleurs le texte de cette note [35, p. 641] :

« La galerie à la mer débute au nord dans les couches fluviolacustres qui passent sous la nappe renversée. De la comparaison attentive des coupes et des épaisseurs, j'ai conclu qu'elle ne rencontrerait pas le Trias et qu'il y avait même chance pour qu'elle ne rencontrât pas l'Aptien sous-jacent au Trias (mes coupes montrent la base de l'Aptien arrivant à peu près au niveau de la future galerie). Il est clair qu'on ne peut, d'après les affleurements, prévoir la profondeur *exacte* d'une cuvette, formée par des plis aigus qui peuvent se terminer en pointe plus ou moins allongée. Je considère la conclusion relative à l'Aptien comme seulement probable, mais il suffit qu'on passe sous le Trias sans le rencontrer pour que la preuve de l'existence de la nappe renversée se trouve faite d'une manière directe et irréfutable. »

La galerie, commencée le 25 novembre 1890, a été terminée le 19 mai 1905. Sa longueur totale est de 20100 m. (pl. I, fig. 1). Plusieurs brochures, renfermant toutes la coupe géologique de cet ouvrage gigantesque, telle qu'elle résulte des travaux, lui furent consacrées par M. H. Domage [1-5], mais les résultats géologiques du percement furent exposés devant la Société Géologique par A. Boistel [1] dans une conférence dont le texte est accompagné d'une coupe qui lui avait été communiquée par M. Domage, mais qui est plus complète que celles qu'avait publiées auparavant cet ingénieur. Ces résultats, Boistel les résume dans les lignes suivantes [1, p. 735] :

« Il suffit de jeter les yeux sur la figure 4 (la coupe communiquée par M. Domage) pour constater que la galerie n'a pas rencontré le Trias. Par conséquent, la partie essentielle de la démonstration de M. Marcel Bertrand se trouvait vérifiée.

L'espoir de voir la galerie passer sous l'Aptien et se maintenir dans le Crétacé supérieur, pendant la majeure partie de son parcours, a été déçu. Mais on vient de voir qu'il n'a jamais été parlé sur cette question que de probabilités plus ou moins grandes, susceptibles de ne pas se réaliser en fait; les raisons de douter avaient été nettement exposées, et aucun géologue ne méconnaîtra que la prudence la plus élémentaire justifiait toutes les réserves formulées. »

On constatera la discrétion des termes dans lesquels Boistel annonce le succès au moins partiel des prévisions de Marcel Bertrand, formulées elles-mêmes avec tant de modestie et de prudence par un maître que la maladie, au moment de l'achèvement de la galerie, condamnait au silence.

Fournier, par contre, triomphait bruyamment.

« La galerie à la mer, écrit-il [24, p. 748], au lieu de détruire l'interprétation que j'ai donnée de la structure du massif de l'Étoile, vient au contraire *la confirmer de la façon la plus absolue.* »

« Au lieu du Crétacé supérieur, la galerie a rencontré l'Aptien, comme je l'avais prévu », écrit-il encore, mais on se souvient de quelles réserves cette prévision, en quelque sorte accessoire, était accompagnée chez Marcel Bertrand, et il n'y a vraiment pas lieu d'exulter. Le succès de la prévision principale de Bertrand est rejeté au second plan par Fournier : « Si la galerie n'a pas rencontré le Trias, c'est qu'elle a passé tangentiellement à l'affleurement qui, *comme je l'ai déjà dit*, est déversé sur toute sa *périphérie* ». Et plus tard [26, p. 112] il écrit : « J'avais d'ailleurs considéré la rencontre du Trias comme aléatoire, étant donné que la galerie passe vers l'extrémité d'un massif que je considère comme *déversé sur toute sa périphérie* et de plus bordé du côté sud-est par une faille jouant tout à la fois un rôle de chevauchement et de décrochement (*sic!*). »

Il est matériellement inexact que la galerie passe vers l'extrémité du massif triasique. Elle passe sous ce massif, dont elle coupe d'ailleurs obliquement le grand axe, non loin de son maximum de largeur. Il ne saurait donc être question de déversement périphérique. M. Fournier avait-il donc oublié dès 1906 qu'en 1898 il n'avait pas hésité « à affirmer que la galerie rencontrera le Trias et peut-être même des termes plus anciens » ?

A la fin de sa discussion avec Boistel M. Fournier cherche à créer une diversion en parlant du lambeau triasique de la Galère, dont, contrairement aux prévisions de Marcel Bertrand, la galerie a rencontré la continuation en profondeur. Le lecteur attentif et impartial ne confondra pas le lambeau de la Galère avec celui de Saint-Germain et il qualifiera comme elle le mérite l'assertion de M. Fournier que « l'hypothèse de M. Marcel Bertrand s'est trouvée ainsi aussi bien détruite en ce qui concerne le Trias qu'en ce qui concerne le Crétacé ».

La galerie a traversé l'Aptien sur environ 7 km. et, contrairement aux prévisions de M. Bertrand, d'après lesquelles, sur une partie de cette longueur,

elle devait rencontrer le Sénonien supérieur fluvio-lacustre, compris, à l'affleurement, entre la faille de la Diote, au nord, et la faille du Safre, au sud (voir p. 21). Bertrand supposait même que ce Sénonien, constituant le lambeau de Gardanne, devait s'enfoncer en profondeur, vers le sud, jusque sous la crête de la Galère. Les travaux n'ont pas confirmé cette prévision, présentée — on ne saurait trop le répéter — sous une forme tout à fait hypothétique. Le synclinal de Sénonien supérieur fluvio-lacustre semble s'enfoncer beaucoup moins loin en profondeur que l'inclinaison des deux « failles » au voisinage de l'affleurement ne pouvait le faire croire. Mais il est cependant possible que, si la galerie avait été percée à une profondeur supérieure de quelques centaines de mètres, elle aurait rencontré, sous l'Aptien, la charnière du synclinal de Crétacé fluvio-lacustre. La preuve du charriage du massif de l'Étoile, que Marcel Bertrand espérait trouver, n'a pas été fournie par le percement de la galerie, mais la preuve contraire ne découle pas davantage des faits observés. La question du charriage ou de l'enracinement, de l'autochtonie de la chaîne de l'Étoile reste, avant comme après le percement de la galerie, entière.

Je ne citerai ici que pour mémoire un « Essai d'explication de la tectonique du massif d'Allauch, du bassin d'Aix et des chaînes qui l'entourent », dû à J. Golfier. Ce travail, essentiellement théorique, est évidemment basé sur une connaissance insuffisante de la région. Fournier [17] en a discuté quelques résultats; Bertrand, par contre, ne semble pas y avoir prêté grande attention et il est manifeste que les discussions sur la tectonique de la Basse-Provence n'en ont guère retiré de profit.

M. Repelin, aujourd'hui professeur à la Faculté des Sciences de l'Université de Marseille, pourrait être, dans une certaine mesure, considéré comme un collaborateur de Marcel Bertrand, car il a accompagné celui-ci dans un certain nombre de courses et lui a fourni quelques renseignements inédits, utilisés surtout dans le mémoire sur « la grande nappe ». Si néanmoins je le range parmi les contradicteurs c'est que, dans ses « Nouvelles observations sur la Tectonique de la chaîne de la Nerthe », publiées en 1900 [5], bien qu'en qualifiant de « séduisante et grandiose » l'hypothèse de la « grande nappe », il voit « de nombreuses et graves difficultés » à faire coïncider ses observations propres avec l'existence de cette nappe.

La note de Repelin est certainement une des contributions les plus importantes à la tectonique de la Basse-Provence qui aient été publiées depuis les travaux de Marcel Bertrand. C'est une description assez détaillée du massif de faible relief situé entre l'étang de Berre et la mer. Elle est accompagnée de coupes nombreuses, qui donnent en général une impression d'exactitude, bien que l'auteur s'abstienne le plus souvent d'indiquer leur échelle. En tous cas elles ont un autre air de vraisemblance que celles de Fournier. La carte en couleurs au 1/80 000^e a le grand avantage de réunir pour la première fois en un ensemble unique des morceaux figurant sur trois feuilles différentes de la Carte géologique (Arles-la-Couronne, Aix, Marseille) et levés par quatre auteurs différents (Carez, Collot, Marcel Bertrand et Depéret). Elle est malheureusement peu lisible en raison de son exécution défectueuse, dont l'auteur n'est d'ailleurs pas seul responsable. Elle donne néanmoins de la région une idée d'ensemble assez satisfaisante. Le schéma tectonique au 1/120 000^e ne contribue guère à rendre plus vraisemblable l'interprétation de l'auteur, dont je ne rappellerai ici que les points essentiels.

Bien qu'il admette l'existence, dans la chaîne de la Nerthe, de lambeaux de recouvrement et de fenêtres, dont il a même signalé quelques nouveaux et très remarquables exemples, il se refuse à y voir des découpures dans la nappe dues à l'érosion. Il lui paraît nécessaire « de recourir à la notion de *chevauchements* sans plis dans des séries plus ou moins régulières ».

« Ces chevauchements, d'après lui, peuvent se produire non seulement dans le sens perpendiculaire à l'orientation des divers affleurements, ce qui est le cas général, mais encore dans un sens oblique. . . Une faille verticale est souvent le point de départ d'une faille de chevauchement. . . Les chevauchements ont eu lieu aussi bien du sud au nord que du nord au sud. Il y en a même qui se manifestent dans des directions nord-ouest, sud-est, ou dans d'autres directions très obliques par rapport à une ligne nord-sud. La règle suivant laquelle les plis sont couchés vers le nord, en Provence, paraît donc avoir, en dehors du massif de Sainte-Victoire, un certain nombre d'exceptions. »

Il y a loin, comme on voit, de cette assimilation de la Nerthe à un jeu de cartes jetées au hasard sur une table, à la conception de Marcel Bertrand, si grandiose dans sa simplicité. L'interprétation de Repelin diffère d'ailleurs aussi du tout au tout de celle de Fournier, avec ses plis bifurqués, « dont le mécanisme, par suite de la multiplicité des couches étirées qu'il faut invoquer, était d'ailleurs très difficile à concevoir ».

Marcel Bertrand publia à la suite de la note de Repelin des observations [38], qui constituent une réfutation, d'ailleurs assez confuse, de l'interprétation de son contradicteur. Il conclut que « *les plateaux de la Nerthe sont entièrement superposés au Crétacé supérieur, et font par conséquent partie d'une nappe de charriage, qui est la même que celle de l'Étoile* ». Bertrand conteste l'existence de la faille qui, d'après Repelin, sépare les plateaux nord des plateaux sud et il admet la continuité et l'identité de structure de ces plateaux. « S'il n'y a pas, affirme-t-il, de discontinuité entre les deux plateaux, formés des mêmes terrains, et si les terrains de l'un, du plateau sud, sont superposés au Crétacé supérieur, les terrains de l'autre, du plateau nord, le sont également. »

Mais Marcel Bertrand oublie que Fournier [22, p. 337] a précisément donné un argument irréfutable contre le recouvrement des plateaux nord de la Nerthe, c'est la continuité de ces plateaux avec les terrains incontestablement en place qui forment les rives de l'étang de Berre. L'hypothèse du charriage ne peut donc s'appliquer aux plateaux sud de la Nerthe que si l'on admet l'existence, mise en lumière par Repelin, de failles qui les séparent du bord septentrional autochtone du massif⁽¹⁾.

M. J. Repelin a pris part, lui aussi, à la discussion entre Boistel et Fournier au sujet de la galerie à la mer. Des observations qu'il a présentées [7] il y a lieu de retenir qu'il avait prévu la continuation en profondeur — contrairement à l'interprétation de Marcel Bertrand — du liséré triasique de la Galère et que cette constatation le fortifie dans l'idée que « ce Trias indique l'axe du pli principal de l'Étoile ».

LES CONTINUEURS.

Si l'on fait abstraction des notes de polémique dont il vient d'être question, la période qui suivit immédiatement la publication des dernières notes de Marcel Bertrand est extrêmement pauvre en travaux tectoniques relatifs à la Basse-Provence. Il n'y a guère à citer qu'une étude hydrologique sur les environs de Garéoult (Var), publiée en 1906 par W. Kilian, sous deux titres

⁽¹⁾ Les travaux en cours font de plus en plus ressortir le rôle des failles verticales dans la Nerthe. Ce sont elles qui mettent fréquemment en contact, dans le centre du massif, les parties autochtones et les parties charriées, dans lesquelles, bien entendu, l'existence de fenêtres ne peut être niée.

et dans deux recueils différents [2, 3]. Malgré son caractère spécial, cette note est intéressante au point de vue tectonique, parce qu'elle renferme une coupe géologique schématique de la région de Garéoult, destinée à donner une idée de la disposition des niveaux aquifères. Dans le texte l'auteur nous apprend seulement que le trait le plus important de la structure « est l'existence d'une *nappe de recouvrement* charriée du sud vers le nord, c'est-à-dire d'une masse étendue de terrains (comprenant notamment les massifs du Pilon Saint-Clément et de la Loube, ainsi que le sous-sol de la plaine de Garéoult), séparés de leur substratum par un *plan de glissement*, surface de discontinuité sur laquelle cette masse a cheminé par un mouvement de translation du sud au nord à l'époque où se sont manifestées les dislocations qui ont donné à la Provence sa structure actuelle. Cette *surface de charriage*, dont l'existence en profondeur sous la région qui nous occupe a été *mise hors de doute* par les remarquables recherches des savants modernes, a une importance hydrologique considérable. Elle est en effet jalonnée par les dépôts argileux du Trias qui forment à sa base une zone imperméable ».

Dans une note légèrement antérieure, W. Kilian [1] avait d'ailleurs résumé en ces termes ses vues sur la tectonique générale de la Basse-Provence :

« Les montagnes de la basse Provence doivent être considérées comme une chaîne E.-O., de même structure que les Alpes, mais à la fois *plus ancienne* (antémioène au lieu d'être postmioène) et *moins profondément érodée*, sans doute parce que les mouvements de sur-recton épeiorogéniques (*sic!*) y ont été moins considérables. Comme les Alpes, elle présente un *empilement de nappes charriées* (ou plis couchés) à long cheminement dont les unes sont à « *racines externes* », les autres (les plus élevées) à « *racines internes* » et dont les derniers ont vraisemblablement « *escaladé* » les premiers; l'origine des nappes « à *racines internes* » doit être recherchée dans la région à l'Est de Toulon et des Maures ou peut-être plus en arrière encore, dans la partie interne de la chaîne entamée aujourd'hui par l'effondrement tyrrhénien... D'importantes érosions ont entamé et morcelé... cet ensemble de nappes superposées et ondulées. Ils ont découpé des massifs limités de toutes parts par des *contacts anormaux* (massif du Pilon, de la Loube, du Cannet-du-Luc) dont la disharmonie frappante avec leur substratum a été mise en évidence par M. Marcel Bertrand, ouvert des « *fenêtres* » qui laissent apparaître soit des bombements anticlinaux complexes de nappes plus profondes (Trias de Rians, de Garéoult, de Rougiers, etc.), soit parfois les sédiments autochtones (Permien de Cuers et Trias des environs de Draguignan); ces fenêtres sont remarquables par leur absence de relations avec l'allure et la direction des accidents tectoniques qui les entourent et dont les séparent des lignes de contacts anormaux... Ainsi la région montagneuse de la basse Provence nous apparaît comme le tronçon démantelé d'une véritable chaîne de même ordre que celle des Alpes, mais appartenant

à la virgation pyrénéenne. L'effondrement de la partie axiale et l'allure spéciale des érosions, jointe à une moindre surrection épeiorogénique, ont masqué dans une notable mesure l'unité de cet ensemble en isolant, par une sorte de décapage, le massif ancien des Maures — dont le bord Nord est lui-même fortement déversé vers le N. E. (— contact anormal) d'un « pays de nappes » dont les racines sont situées en partie dans ce massif même et en partie en arrière (au Sud); ces dernières sont à jamais disparues dans l'effondrement tyrrhénien. »

Il est regrettable que W. Kilian n'ait pas développé davantage son interprétation de la tectonique de la Basse-Provence, basée sur les faits observés dans la partie orientale de la région et assez différente de celle que Marcel Bertrand avait proposée pour la partie occidentale.

Gaston Vasseur occupait la chaire de Géologie à la Faculté des Sciences de Marseille depuis 1888, mais son véritable champ d'études se trouvait dans le Sud-Ouest, dans le bassin de l'Aquitaine, où sa collaboration à la Carte géologique au 1/80 000^e poursuivie jusqu'à sa mort, en 1915, constitue une œuvre impérissable. Il n'y a donc pas lieu de s'étonner du nombre peu élevé de ses publications sur la Provence. On lui doit néanmoins quelques notes stratigraphiques où sont consignées des découvertes d'une importance capitale : celle d'une flore turonienne dans les environs de Martigues; celle de feuilles et d'inflorescences de *Magnolia* dans les tufs dits pliocènes de Saint-Marcel; celle de galets permien dans le poudingue de Pointe-Rouge, près Marseille; celle de plusieurs niveaux nouveaux dans les formations d'eau douce qui vont du Fuvélien au Lutétien; celles de restes d'*Anthracotherium* dans le Sannoisien du bassin d'Aix, etc. On lui doit aussi le relevé de coupes détaillées, effectué avec la minutie qui caractérise l'école d'Hébert. La coupe du Sénonien à Hippurites des bords de l'étang de Berre, à l'est de Martigues, est à cet égard un modèle du genre [1]. Les coupes du Sénonien supérieur et de l'Éocène inférieur du bassin d'Aix [3-5] constituent peut-être le document le plus précis que nous possédions sur les couches de passage du Crétacé au Tertiaire et sont devenues classiques.

Vasseur était certainement le meilleur connaisseur des terrains sédimentaires de la région de Marseille, aussi est-ce à lui que s'adressa la Compagnie des Charbonnages des Bouches-du-Rhône pour suivre les travaux du percement de la galerie destinée à relier à la mer la concession des mines de Gardanne et c'est lui qui fut chargé d'établir la coupe géologique de cette œuvre grandiose. L'original de cette coupe, établi au 1/20 000^e après l'achève-

ment des travaux, est resté inédit, mais Domage et Boistel en ont publié des réductions. On a vu plus haut quelles discussions cette publication a suscitées. Je suis heureux de pouvoir reproduire ici la coupe de Vasseur (pl. I, fig. 1) d'après l'original qui se trouve parmi les documents qu'a bien voulu me communiquer M^{me} Gaston Vasseur.

L'intérêt de cette coupe ne réside pas seulement dans la figuration du lambeau de Trias de Saint-Germain, qui a fait l'objet de la polémique entre Boistel et Fournier, on y remarque certaines particularités qui avaient échappé à Marcel Bertrand et qui sont de nature à modifier la conception que l'on doit se faire de la tectonique de la chaîne de l'Étoile.

C'est d'abord l'éirement complet, au niveau de la galerie, de la lame d'Urgonien du Grand Babol, qui divise la zone aptienne en deux bandes, celle de la chapelle de Saint-Germain, au sud, repleyée en synclinal, avec un débris de la nappe triasique occupant le noyau, et une lame renversée, concordante avec le Sénonien marin, au nord. Pour Vasseur, la lame urgonnaise est donc en position anticlinale.

C'est ensuite la situation particulière du lambeau de la Galère, formé de Valanginien, d'Hauterivien et d'Urgonien, concordants et en succession normale, reposant en discordance angulaire, évidemment mécanique, sur les couches redressées du Jurassique moyen et supérieur que traverse la galerie. Il y a là l'indice d'une nappe enracinée au sud, près du puits de la Mure, où les mêmes terrains s'écrasent contre les Dolomies de l'Étoile.

Vasseur fut également chargé d'établir la coupe géologique suivant l'axe du tunnel projeté à travers la chaîne de la Nerthe pour le passage du canal de Marseille au Rhône. Cette coupe que je reproduis ici (pl. I, fig. 2) n'a pas été publiée. Quant aux documents qui permettraient de confirmer ou d'infirmer les prévisions de mon regretté collègue ils n'ont pas été utilisés, à ma connaissance, après achèvement des travaux, pour une publication scientifique.

La mort de Marcel Bertrand et l'épuisement des feuilles d'Aix et de Marseille de la Carte géologique au 1/80 000^e déterminèrent Michel-Lévy, alors directeur du Service, à confier à Vasseur la révision de ces feuilles en vue de la publication d'une 2^e édition. Vasseur s'adjoignit plusieurs collaborateurs et se réserva une partie de la feuille d'Aix et notamment l'est de la Nerthe, la chaîne de l'Étoile et la partie méridionale du bassin d'Aix, régions dont il avait commencé l'étude en vue de l'établissement de la coupe de la galerie à la mer. Il aborda ce travail avec toute la minutie dont il était coutumier. En

ce qui concerne les contours, il le mena presque à bonne fin et il ne lui restait plus qu'à combler quelques lacunes, lorsque la mort vint le surprendre. Il comptait publier sur la région qu'il avait levée un mémoire détaillé, accompagné d'une carte géologique au 1/50 000^e. Malheureusement il ne s'était pas procuré les levés topographiques au 1/10 000^e et il se rendait lui-même compte de l'insuffisance de l'amplification du 1/80 000^e. J'ai trouvé, parmi les documents inédits qu'a bien voulu me confier M^{me} Gaston Vasseur, des tracés de contours sur des agrandissements photographiques au 1/20 000^e de

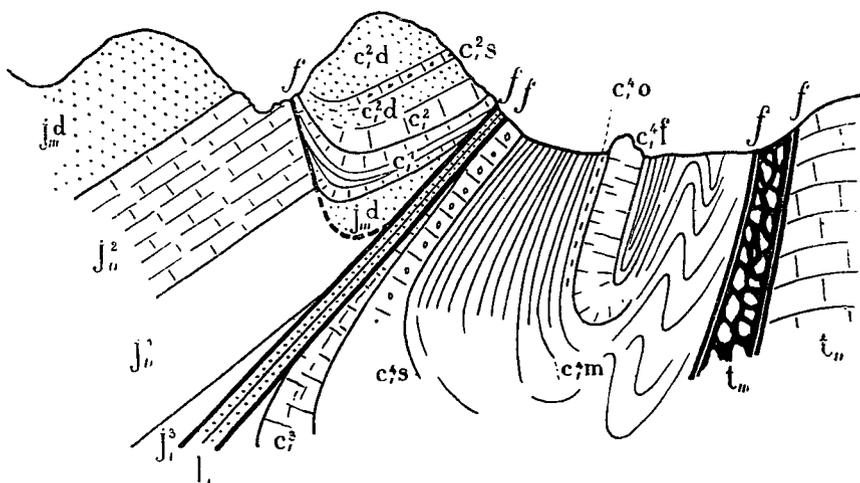


Fig. 8. — Coupe inédite de G. VASSEUR passant par la Galère (au centre) et la colline de S'-Germain (à droite).

t_m, Trias moyen; *t_m²*, Trias sup^r; *l₁*, Hettangien; *j_m¹*, Argovien; *j_m²*, Rauracien; *j_m^d*, Dolomies néojurassiques; *c₁¹*, Valanginien; *c₁²*, Hauterivien marno-calcaire; *c₁³*, Hauterivien à silex; *c₁⁴*, Aptien à silex; *c₁⁵*, Aptien marneux; *c₁⁶*, Aptien à Orbitolines; *c₁⁷*, Aptien à faciès de Fondouille.

f, Failles.

médiocres tirages du 1/80 000^e ou du 1/50 000^e. Aucune trace de manuscrit ne se trouvait parmi ces documents. Les quatre coupes reproduites ci-contre permettent seules de se faire une idée de la conception tectonique à laquelle Vasseur semble s'être arrêté. Elles facilitent dans une certaine mesure la lecture de la carte au 1/50 000^e qui se trouve dans les archives du Service de la Carte géologique et qui sera utilisée partiellement pour la publication de la 2^{me} édition de la feuille d'Aix au 1/80 000^e.

L'une de ces coupes (fig. 8) est le complément de la coupe de la galerie à la mer, elle traverse également le vallon au sud de Saint-Germain et montre

bien l'allure du lambeau de recouvrement de la Galère. Mais, ici, ce serait par une faille voisine de la verticale que le Valanginien retroussé bute contre le Séquanien. Au-dessus des calcaires blancs valanginiens, vient l'Hauterivien, en partie dolomitisé, avec intercalation d'un banc de calcaire à silex. Les dolomies du sommet sont attribuées avec doute à l'Urgonien.

Une seconde coupe (fig. 9), qui passe à l'est du quartier de la Mare,

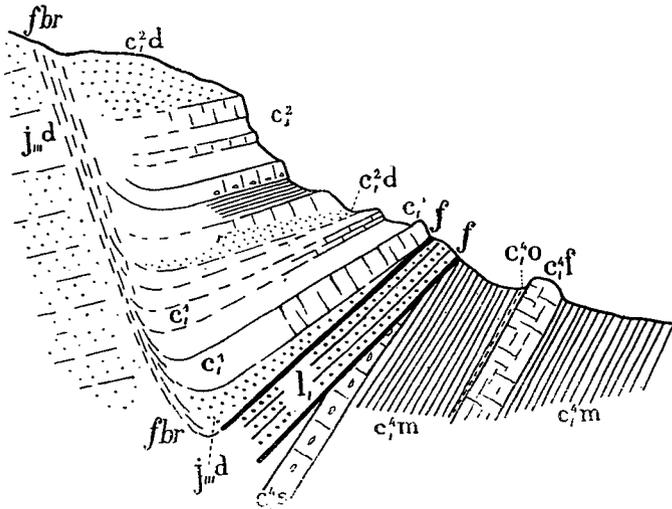


Fig. 9. — Coupe inédite de G. VASSEUR passant à l'est de la Mare et parallèle à la précédente.

1, Hettangien; $j^m d$, Dolomies néojurassiques; $c^1 a$, Valanginien à *Strombus Sautieri*; $c^1 b$, marnes valanginiennes; $c^1 c$, calcaires valanginiens; c^2 , Hauterivien; $c^2 d$, Hauterivien dolomitique; $c^1 s$, Aptien à silex; $c^1 m$, Aptien marneux; $c^1 o$, Aptien à Orbitolines; $c^1 f$, Aptien à faciès de Fondouille.

f , failles; fbr , faille avec brèche de friction et brouillage.

Plus à l'est, au-dessus de Cadolive (fig. 10), on n'observe plus aucune trace du lambeau néocomien. Une série normale allant de l'Hettangien au Séquanien repose directement sur une série renversée allant de l'Aptien au Fuvélien et ce terme, très incliné, est séparé par l'accident du Safre de couches bégudiennes presque horizontales.

La découverte du lambeau néocomien de la Galère est certainement un des résultats les plus intéressants du travail de Vasseur; malheureusement les contours de ce lambeau ne sont pas tracés sur la carte inédite au 1/50 000^e, qui présente un assez grand nombre de lacunes, précisément dans les environs de la Galère.

La quatrième coupe (fig. 11) a trait à une région située bien plus à l'ouest, entre le col des Cadenaux et Simiane. Elle passe à la Senière, au pied sud

présente les mêmes particularités tectoniques. Le lambeau néocomien dont Vasseur a étudié en grand détail la composition stratigraphique, bute ici contre les Dolomies néojurassiques et en est séparé par une brèche de friction.

Plus à l'est, au-dessus de Cadolive (fig. 10), on n'observe plus aucune trace du lambeau néocomien. Une série normale allant de l'Hettangien au Séquanien repose directement sur une série renversée allant de l'Aptien au Fuvélien et ce terme, très

d'une colline constituée par des brèches bégudiennes, et permet de se rendre compte de la manière dont Vasseur envisageait les relations du Bégudien avec les terrains secondaires environnants. Il considérait évidemment ce terme comme reposant en discordance stratigraphique sur ces terrains, tandis que pour Marcel Bertrand il constitue le soubassement autochtone des autres terrains, qui eux appartiennent à la nappe. Les observations récentes ont d'ailleurs entièrement confirmé la conception de Bertrand.

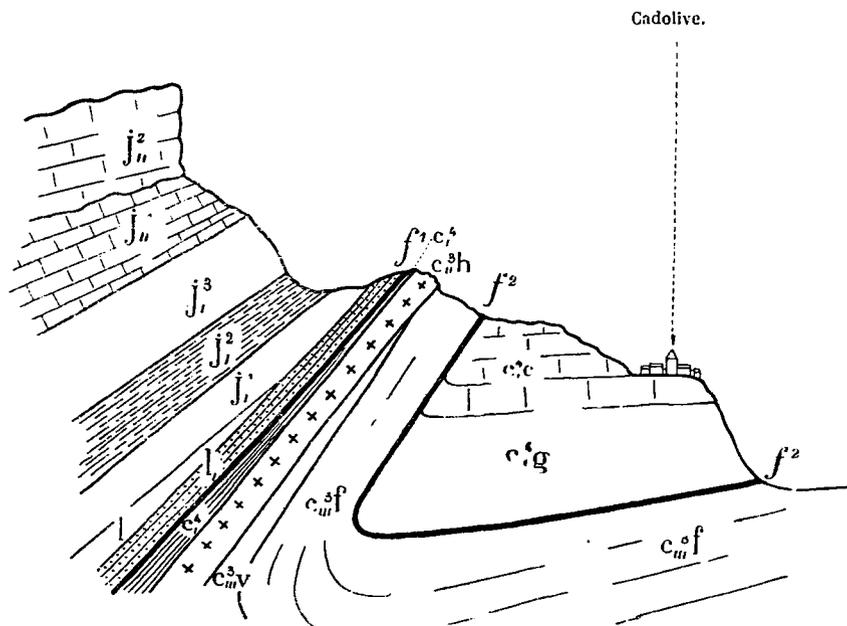


Fig. 10. — Coupe inédite de G. VASSEUR passant par Cadolive.

l, Hettangien; l, Lias moyen et sup^r; j₁¹, Bajocien; j₁², Bathonien; j₁³, Callovien; j₁⁴, Argovien; j₁⁵, Séquanien; c₁⁴, Aptien; c₁₁³h, Santonien à Hippurites; c₁₁³v, Valdonnien; c₁₁³f, Fuvélien; c₁⁴g, argiles et grès du Bégudien inf^r; c₁⁴c, calcaires bégudiens; f¹, accident mettant en contact la série renversée et la série normale; f², accident du Safré.

Les collaborateurs que Vasseur s'était adjoints pour la revision de la feuille de Marseille au 1/80 000^e ont publié un certain nombre de notes préliminaires sur l'état d'avancement de leurs travaux.

C'est ainsi que, dès 1900, une note de M. Savornin nous révèle l'existence, dans les collines au sud de Saint-Loup, d'une faille que l'on suit depuis cette localité jusque vers la calanque de Morgiou, en passant par le domaine de Luminy, et qui met en contact un compartiment où l'on observe des plis

déversés vers le sud avec un compartiment où les terrains crétacés sont simplement ondulés.

M. Dalloni s'était vu attribuer les terrains antécétacés de l'est de la feuille. Un bref compte rendu publié par lui en 1914 ne renferme guère que des renseignements stratigraphiques, dont le plus intéressant est certainement la découverte du rôle assez considérable joué par les dolomies bathoniennes dans la région de Bandol.

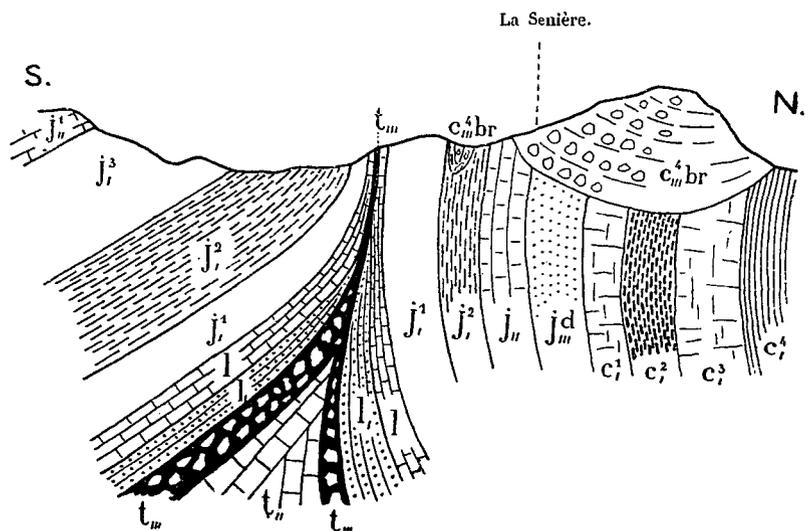


Fig. 11. — Coupe inédite de G. VASSEUR passant par la colline de Senière, à l'ouest de Septèmes.

t_w , Trias moyen; t_w , Trias sup^r; l, Hettangien; l, Lias moyen et sup^r; j^1 , Bajocien; j^2 , Bathonien; j^3 , Callovien; j^4 , Oxfordien; j_w , Jurassique moyen; j_d , Dolomies néojurassiques; c^1 , Valanginien; c^2 , Hauterivien; c^3 , Urgonien; c^4 , Aptien; c^4_{br} , brèches bégudiennes.

Les travaux de M. E. Maury sont aussi principalement d'ordre stratigraphique. Ils portent sur les terrains crétacés du bassin du Beausset et sont encore en cours.

Vasseur avait confié à M. J. Repelin les levés géologiques du massif de la Sainte-Baume, au moins en ce qui concerne la partie située sur les feuilles d'Aix et de Marseille. Peu à peu son collaborateur étendit ses recherches aux parties attenantes des feuilles de Draguignan et de Toulon et le résultat de ces courses, en partie subventionnées par le Service de la Carte, fut la publication, en 1922, d'une monographie géologique consacrée à l'ensemble du massif [23] et accompagnée d'une carte en couleurs au 1/50 000^e. Mais ce

mémoire fut précédé de nombreuses notes préliminaires, qui s'échelonnent de 1911 à 1915.

Les premières sont des rapports très brefs, insérés aux Comptes Rendus des Collaborateurs du Service de la Carte [8, 10, 11]. Des observations qui y sont relatées les unes sont banales; d'autres, données comme nouvelles, figurent déjà dans une des dernières publications de Marcel Bertrand [37], dont Repelin ne semble avoir eu connaissance que tardivement; d'autres, enfin, sont très contestables ou sont présentées sous une forme qui les rend difficilement intelligibles.

M. Repelin a réservé les interprétations nouvelles pour les notes aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Dès 1911 [9] il rejetait les deux interprétations successives de Marcel Bertrand et il niait le charriage du Trias de la vallée de l'Huveaune. Cette bande, affirmait-il, « supporte, en concordance de stratification, une série jurassique incontestablement en place, puisque l'Éocène supérieur (Oligocène inférieur) présente des phénomènes de rivage très nets au contact des dolomies qui le couronnent et qui sont le prolongement de celles de la Lare ». Il nie également que le recouvrement s'étende plus au nord que la colline de Sainte-Croix, près Auriol. Quant à la racine de la nappe, il la cherche dans le « pli de Riboux ».

Dans des notes ultérieures [13, 15], M. Repelin s'efforça ensuite de mettre en évidence les modifications apportées aux nappes provençales par les plissements alpins.

L'auteur du présent mémoire ayant publié de son côté, comme on le verra plus loin, les résultats de ses levés dans le massif de la Sainte-Baume et ses observations différant sur des points essentiels de celles de M. Repelin, celui-ci a cru devoir faire paraître, dans le *Bulletin de la Société Géologique*, dans une forme assez insolite, un essai de réfutation de ces conclusions [16]. La polémique portant principalement sur des faits d'observation, je n'ai pas jugé opportun de répondre dans la même forme, mais j'ai saisi l'occasion d'un travail préliminaire sur « la Tectonique du massif de la Sainte-Baume » [12] pour discuter tous les points sur lesquels je me trouvais en désaccord avec mon contradicteur. Celui-ci a maintenu sa manière de voir sur quelques points essentiels dans sa Monographie [23], dont des circonstances diverses ont retardé la publication jusqu'en 1922.

Ce mémoire est édité avec un certain luxe, il est copieusement illustré de

vues photographiques et de coupes dessinées par l'auteur, malheureusement à une échelle différente pour les longueurs et pour les hauteurs. Le texte comporte : une « description géographique », une « description pétrographique ⁽¹⁾ des terrains qui *constituent le massif* », avec indications paléontologiques sommaires; un essai de Paléogéographie, où est reconstitué l'état du territoire avant le plissement principal; une description tectonique détaillée; enfin, des conclusions, où est résumée la succession des faits géologiques qui ont contribué à la formation de la chaîne de la Sainte-Baume.

Étant donné le peu de développement donné par l'auteur à la description tectonique détaillée (26 pages sur 84), la partie la plus importante est la carte géologique en couleurs qui l'accompagne. Elle est établie sur la vieille carte en hachures au 1/50 000^e, simple agrandissement du 1/80 000^e. L'auteur nous dit bien qu'il s'est servi d'épreuves du nouveau 1/50 000^e en courbes et d'agrandissements photographiques de cette carte au 1/25 000^e, mais il n'a certainement eu entre les mains en 1914, alors que ses levés géologiques étaient achevés, qu'une épreuve avant la lettre de la feuille d'Aubagne. Or cette feuille ne couvre que le tiers environ de la carte de M. Repelin. Tout le reste a été levé sur le vieux 1/50 000^e! Lorsque le moment sera venu de publier une réduction de mes levés au 1/10 000^e du massif de la Sainte-Baume, on constatera que les contours géologiques des deux cartes ne coïncident que rarement.

Malheureusement, en ce qui concerne la légende des couleurs, la carte de M. Repelin n'est pas non plus en progrès sur celles de ses prédécesseurs (Collot, Marcel Bertrand, Zürcher). Ainsi, tout le Trias de Rougiers est attribué au *Muschelkalk*, bien que les deux groupes moyen et supérieur y soient représentés. Dans la zone triasique de Roquevaire et d'Auriol, le Trias moyen est figuré sous la forme de deux bandes parallèles de pure fantaisie, alors que ce terme constitue en réalité de nombreux petits dômes à contours elliptiques ou circulaires. Le Rhétien et l'Hettangien sont confondus sous une teinte unique, sous la rubrique « *Infralias et Lias inférieur* ». Les Dolomies et les Calcaires Blancs du Jurassique supérieur n'ont pas été séparés et, dans l'est de la carte, une teinte spéciale désigne le faciès dolomitique du Callovien au Portlandien inclus. Le Valanginien et l'Hauterivien sont réunis, ou plutôt confondus. La

⁽¹⁾ L'auteur ne paraît pas se rendre bien compte de ce que l'on est aujourd'hui en droit d'exiger de l'étude *pétrographique* d'une roche sédimentaire.

zone du Plan d'Aups, à laquelle M. Repelin a consacré jadis un mémoire paléontologique [16], est attribuée dans le texte au Santonien, sur la carte au Campanien.

Ce sont là évidemment des détails d'exécution, mais autrement grave est le reproche qu'on peut faire à M. Repelin de ne pas avoir compris que sa négation du charriage de la zone triasique de Roquevaire et son interprétation déconcertante du vallon du Raby, près de Signes, devaient nécessairement avoir une répercussion sur l'interprétation tectonique de toute la Basse-Provence. M. Repelin est si loin de la théorie de la « grande nappe » qu'il nie [14, 20] l'interprétation nouvelle de la région de Salernes et qu'il croit devoir donner le nom de *nappe de Ratonneau* [11] à une nappe urgonienne qui recouvre l'Aptien aussi bien dans les îles que dans la Nerthe, alors que, de toute évidence, il ne s'agit pas d'autre chose que de la « grande nappe ».

*
* *

Tandis que la revision des feuilles d'Aix et de Marseille incombait à Vasseur, l'auteur du présent mémoire était chargé, en collaboration avec M. Albert Michel-Lévy, de la réfection de la feuille de Toulon et de la partie méridionale de la feuille de Draguignan, tandis que la partie de cette feuille située au nord de Brignoles était confiée à M. Léon Bertrand.

Les travaux de M. Albert Michel-Lévy [1-3] sur la feuille de Toulon au 1/80 000^e, faisant suite à sa belle publication sur l'Estérel, avaient principalement pour objet le massif des Maures, dont il ne sera qu'accessoirement question dans ce mémoire. Quant à moi, je commençai au printemps de 1907 l'exploration de la région secondaire de la feuille et, dès ma première tournée, j'étais en possession d'une épreuve avant la lettre de la feuille de Toulon au 1/50 000^e du nouveau type en courbes de niveau et j'ai souvent, dans la suite, utilisé des agrandissements photographiques au 1/25 000^e de cette carte. Je ne tardai pas d'ailleurs à me rendre compte de l'intérêt que j'aurais à me servir, pour les tracés, des Plans Directeurs au 1/10 000^e. Le colonel Talon, chargé pendant la guerre de la direction du Service Géographique, ayant bien voulu compléter, pour les feuilles de Toulon et de la Ciotat, la collection de ces levés détaillés que j'avais déjà entre les mains en ce qui concerne les feuilles voisines d'Aubagne et de Cuers, j'ai désormais effectué tous mes levés au 1/10 000^e. Les contours des feuilles géologiques

de Toulon et de la Ciotat au $1/50\ 000^e$, qui sont sur le point de paraître, ne sont autre chose que la réduction photographique des contours levés au $1/10\ 000^e$.

Je ne parlerai pas, dans cet Historique, des résultats tectoniques que m'ont donnés les explorations en vue de la publication de ces deux feuilles, car ils constituent la matière de la première partie du présent mémoire. On trouvera la monographie tectonique de la région toulonnaise dans ce premier fascicule à la suite de l'Historique. Je n'ai donc fait que mentionner à la Bibliographie les notes préliminaires que j'ai publiées sur le même sujet [5, 14, 15].

Dès mes premières courses dans la région toulonnaise, je m'aperçus de la nécessité d'étendre dans la plus large mesure possible le champ de mes observations à des territoires voisins, où j'avais des chances de trouver la clé de maint problème de tectonique provençale.

C'est ainsi qu'en 1911 des courses organisées avec mon collègue M. Léon Bertrand [2], dans le Nord du département du Var, entre Barjols, Salernes et Lorgues, nous amenèrent à une conception de la tectonique de cette région toute différente de celle que Zürcher avait exposée antérieurement (voir p. 41). Au lieu de deux plis couchés se faisant face de part et d'autre d'une région déprimée, il n'y aurait qu'une nappe unique, qui, primitivement, se serait étendue sur toute la région et qui aurait ensuite été découpée par l'érosion en deux lambeaux, restés en continuité uniquement à l'est, près de Lorgues. L'interprétation a donc ici suivi la même évolution que celle de l'ancien double pli de Glaris. Au sud, il y aurait en outre une vaste fenêtre laissant apparaître l'autochtone avec une allure en carapace. C'est la région qui s'étend entre Bras et Cabasse, au nord de Brignoles.

Nous avons donné provisoirement à la nappe le nom de *nappe des Bessillons*, mais il s'agit manifestement d'un morceau de la « grande nappe ». La continuité s'établit par la zone triasique de Rougiers et de Barjols.

Repelin s'est élevé, dans deux notes successives [14, 20], contre cette nouvelle interprétation de la tectonique de la partie nord-est de la Basse-Provence et est revenu, pour cette région, à la conception des plis sinueux. Ce n'est pas le lieu ici de discuter ses arguments et il ne sera guère possible de formuler une conclusion définitive avant l'achèvement des levés géologiques détaillés, pour lesquels nous ne possédons malheureusement pas de base topographique suffisante, les feuilles de Brignoles et de Draguignan du nouveau $1/50\ 000^e$ n'étant pas encore levées par le Service Géographique.

Le massif de la Sainte-Baume est situé sur les feuilles d'Aix, Marseille, Toulon et Draguignan du 1/80 000^e. Après avoir visité une première fois les environs de Méounes, j'acquis la conviction qu'il serait impossible d'arriver à une compréhension satisfaisante de l'angle nord-ouest de la feuille de Toulon sans étudier également les angles adjacents des trois autres feuilles. M. Michel-Lévy voulut bien m'autoriser, peu avant sa mort, à étendre mes levés à tout le massif de la Sainte-Baume : c'est ainsi que j'entrepris, parallèlement à M. Repelin, l'étude de ce massif. En 1913 je fus mis en possession des Plans Directeurs au 1/10 000^e et depuis je poursuis le levé géologique de précision, non seulement de la Sainte-Baume, mais encore d'une grande partie de la Basse-Provence, ainsi qu'il a été dit dans l'Avant propos. J'ai publié sur le massif de la Sainte-Baume et ses enveloppes une série de notes préliminaires [1, 4-10] et, en 1916, un travail plus détaillé [12], qui n'est d'ailleurs lui aussi qu'une première ébauche. Je ne puis en résumer ici que les résultats les plus essentiels et les plus nouveaux :

1. Dans la zone triasique de l'Huveaune, le Trias moyen apparaît sous la forme de petits dômes elliptiques très réguliers.

2. La zone des collines jurassiques de Roque-Forcade et de Nans présente, sur son bord méridional, un anticlinal déversé vers le S. E.

3. Dans la partie moyenne de cette zone, le flanc inverse étiré apparaît dans plusieurs petites fenêtres creusées par l'érosion dans le flanc normal.

4. La série renversée de la crête de la Sainte-Baume présente, à l'est du vallon de Saint-Pons, une terminaison périclinale, autour de laquelle se moulent les nappes supérieures.

5. Il existe, sur le bord méridional de la Sainte-Baume, au-dessus de la série renversée, trois unités tectoniques distinctes, avec surface d'étirement à la base, qui se comportent comme autant de nappes indépendantes (*nappe de Riboux* ou *nappe triasique*, *nappe de Cuges* et de *Signes* ou *nappe jurassique* et *nappe de Gémenos* ou *nappe urgonienne*).

6. La nappe inférieure diminue graduellement d'épaisseur vers l'ouest, elle finit par s'étirer complètement au contact de la terminaison périclinale de l'Urgonien renversé.

7. La nappe inférieure apparaît en fenêtres sous la nappe moyenne.

J'ai confié, dès 1913, à M. Léon Lutaud l'étude détaillée du soubassement autochtone des nappes dans les environs de Mazaugues. Mon collaborateur et ami a pu établir [1] que le Sénonien y présente, dans sa partie supérieure, des alternances répétées de couches sableuses saumâtres et de couches marines à

Hippurites à faune santonienne. Il en a conclu à l'absence, dans la région, du Valdonnien et du Fuvélien et à la non-existence d'un synclinal couché analogue à celui du Plan d'Aups. Repelin a cru devoir s'élever [18] contre cette nouvelle manière de voir, ce qui a conduit Lutaud [2] à publier quelques observations précises ne laissant aucun doute sur la justesse de son interprétation. Malgré cela les contours du Sénonien ont été tracés, sur la carte géologique du massif de la Sainte-Baume de Repelin, dans l'hypothèse de replis multiples faisant alterner le Santonien marin avec le Campanien saumâtre.

J'ai cherché à suivre vers l'est, dans la région de Brignoles [11], les nappes de la Sainte-Baume. La série renversée et la nappe urgonienne ont complètement disparu à l'est du méridien de Mazaugues, il s'agissait donc surtout de délimiter la série autochtone de l'ensemble formé par les deux nappes de la série normale charriée. Les deux bandes autochtones de Val-Vins et de Camps s'enfoncent en tunnel, à leur extrémité orientale, sous la nappe triasique, exactement comme le fait, plus au nord, à Lorgues, la bande de Salernes. La série autochtone, caractérisée par la présence des bauxites, apparaît exclusivement en fenêtres aménagées par l'érosion dans la grande nappe de la Basse-Provence.

Depuis 1915 j'ai négligé l'étude détaillée de la région de Brignoles, en raison de l'absence de carte topographique suffisamment exacte. J'ai préféré étendre mes recherches à la région occidentale, où j'étais pourvu des Plans Directeurs et où m'incombait une tâche nouvelle. Après le décès prématuré de M. Vasseur, M. Termier m'avait confié la revision des feuilles d'Aix et de Marseille au 1/80 000^e et m'avait autorisé à étendre mes levés au 1/10 000^e, en vue de la publication du nouveau 1/50 000^e, non seulement à toute la feuille d'Aubagne, mais encore aux feuilles voisines de Marseille, Berre et Aix.

En même temps, M^{me} Gaston Vasseur voulut bien mettre à ma disposition les levés inédits de mon regretté ami, relatifs au sud de la feuille d'Aix (voir p. 65) et aussi à quelques points du massif d'Allauch.

Je n'aurais pas osé entreprendre le travail gigantesque de lever au 1/10 000^e, outre la région toulonnaise et le massif de la Sainte-Baume, toute la région occidentale de la Basse-Provence, sans parler de la revision du 1/80 000^e, si je n'avais pu m'assurer le concours de collaborateurs dévoués.

M. Repelin a bien voulu consentir à lever au 1/80 000^e les îles de Marseille, Marseillevyre, Notre-Dame-de-la-Garde et la côte de Carry.

M. Maury est resté chargé de tracer les contours du Crétacé moyen et supérieur sur les feuilles d'Aubagne, de Cuers et de la Ciotat au 1/50 000°

M. Lanquine m'a prêté un concours très efficace en m'accompagnant dans de nombreuses courses, principalement dans la région toulonnaise et sur le versant méridional de la Sainte-Baume. Sa collaboration m'a été particulièrement précieuse lors du lever des contours du Lias et du Jurassique, terrains pour l'étude desquels il a acquis une compétence toute particulière et auxquels il doit consacrer sa thèse de doctorat.

M. Albert Michel-Lévy a étendu vers l'ouest ses recherches sur le massif des Maures et a étudié en détail les terrains antétriasiques et les roches éruptives de la feuille de Toulon [4].

J'ai levé à peu près seul la ville et les banlieues est et nord de Marseille, le massif de la Salette et le bord méridional du massif d'Allauch.

J'ai souvent été accompagné dans mes courses dans le prolongement oriental de la Nerthe, ainsi que dans la partie centrale et septentrionale du massif d'Allauch, par M. Lutaud, dont j'ai pu apprécier le coup d'œil géologique, la rigueur d'observation et les qualités de cartographe. Il a bien voulu se charger aussi des levés détaillés des terrains quaternaires dans les plaines situées à l'ouest et au nord-est de Toulon.

Dans la partie occidentale de la Nerthe, j'ai bénéficié pendant plusieurs années de la collaboration de M^{lle} Yvonne Dehorne et de M. Lutaud. Elle s'est manifestée en 1917 par la publication d'une note sur la tectonique des environs de Martigues, dont les conclusions retentiront sans doute sur l'interprétation de toute la chaîne.

Yvonne Dehorne est décédée au printemps de 1919⁽¹⁾, au retour d'une de ses courses si fructueuses. Son collaborateur Lutaud saura mener à bonne fin le travail commencé.

Enfin, je ne puis oublier avec quelle intrépidité ma collaboratrice M^{lle} J. Pfender, m'a accompagné depuis 1919 dans la plupart de mes courses. Bien que son travail poursuit des buts lithologiques et morphologiques, elle a toujours témoigné vis-à-vis des questions tectoniques le plus grand intérêt et la plus intelligente compréhension. Nous avons surtout exploré ensemble, dans les intervalles des revisions de la région toulonnaise, de la

⁽¹⁾ Voir la Notice nécrologique que j'ai consacrée à Yvonne Dehorne en tête de son ouvrage posthume sur « les Stromatoporoïdés des terrains secondaires », publié en 1920 dans ces *Mémoires* (1 vol. in-4°, 169 p., 17 pl., 33 fig.).

Sainte-Baume et de la Nerthe, les massifs de Carpiagne et d'Allauch et les environs de Méounes.

Je n'ai publié jusqu'ici, sur les résultats de mes courses dans la région occidentale, qu'une note unique [13]. Elle ne renferme que les résultats de mes premières courses. J'aurais beaucoup de choses à y ajouter sur le massif d'Allauch, sur les environs de la Salette, sur le versant nord de l'Étoile et le col des Cadenaux, sur la Nerthe, enfin, qui n'a pas dit son dernier mot. Ce sera la matière de nouvelles notes préliminaires, en attendant la publication des fascicules ultérieurs de ce mémoire.

BIBLIOGRAPHIE.

- Allègre.** — Sur des Bombes volcaniques trouvées au Fort Malbousquet (à Toulon). *Bull. Soc. d'Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. I, p. 415-416, 1857.
- Beaumont (Élie de).** — 1. Note sur la constitution géognostique des Martigues (Bouches-du-Rhône). *Mém. de la Soc. Linn. de Normandie*, 1826-1827, p. 130-145.
2. Explication de la Carte géologique de la France (en collab. avec DUFRENOY), t. I, chap. vi, collines littorales du département du Var, p. 438-498, 12 fig. In-4°, Paris, 1841.
- Bertrand (Léon).** — 1. Revision de la feuille de Draguignan au 1/80 000° (terrains secondaires). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n° 128 (C. R. des collab. pour la camp. de 1910), p. 140-142, 1911.
2. Revision de la feuille de Draguignan (terrains secondaires). *Ibid.*, t. XXI, n° 132 (C. R. des collab. pour la camp. de 1911), p. 516-522, fig. 1, 2, 1912.
3. Sur la répercussion des plissements alpins sur la nappe provençale des Bessillons et sur son substratum. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIV, p. 542-544, 1 fig., 19 févr. 1912.
- Bertrand (Marcel).** — 1. Failles courbes dans le Jura et bassins d'affaissement. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XII, p. 452-462, 8 fig., 1884.
2. Coupes de la chaîne de la Sainte-Beaume (Provence). *Ibid.*, 3^e sér., t. XIII, p. 115-130, pl. VI-VII, 8 fig., 1885.
3. Rôle des actions mécaniques en Provence; explication de l'anomalie stratigraphique du Beausset. *C. R. Ac. Sc.*, t. CIV, p. 1735-1738, 1 fig., 13 juin 1887.
4. Îlot triasique du Beausset (Var). Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XV, p. 667-702, pl. XXIII-XXIV, 13 fig., 1887.
5. Notes et additions sur le pli du Beausset. *Ibid.*, 3^e sér., t. XVI, p. 79-84, 3 fig., 1888.
6. Les plis couchés et les renversements de la Provence. Environs de Saint-Zacharie. *C. R. Ac. Sc.*, t. CVI, p. 1433-1436, 1 fig., 14 mai 1888.
7. Allure générale des plissements des couches de la Provence; analogie avec ceux des Alpes. *Ibid.*, t. CVI, p. 1613-1615, 4 juin 1888.

- Bertrand (Marcel). — 8. Les plis couchés de la région de Draguignan. *C. R. Ac. Sc.*, t. CVII, p. 701-703, 29 octobre 1888.
9. Un nouveau problème de la géologie provençale; pénétration des marnes irisées dans le Crétacé. *Ibid.*, t. CVII, p. 878-881, 1 fig., 26 mai 1888.
10. Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Beaume. Allure sinueuse des plis de la Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 748-778, pl. XXVI-XXVII, 12 fig., 1888.
11. Plis couchés de la région de Draguignan. *Ibid.*, 3^e sér., t. XVII, p. 234-246, 8 fig., 1889.
12. Ministère des Travaux publics. Exposition universelle internationale de 1889. Carte géologique détaillée de la France. 1 br. in-8°, 171 p. (Panneau de la Provence et des Alpes-Maritimes, p. 92-134). Paris, Imprimerie Nationale, 1889.
13. Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. M. S. Résumé par A. Daubrée. Rapport sur l'attribution du prix Vaillant. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXI, p. 1049-1055, 29 déc. 1890.
14. Sur un témoin d'un nouveau pli couché près de Toulon; phyllades superposés au Trias (en collaboration avec M. Ph. ZÜRCHER). *Ibid.*, t. CXII, p. 1083-1086, 11 mai 1891.
15. Sur le massif d'Allauch. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1891, p. CII-CV, 8 juin.
16. Le massif d'Allauch. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. III, n° 24, p. 283-333, pl. I-II, 27 fig., 1891.
17. Société géologique de France. Réunion du Beausset. Explication des coupes. In-4° autogr., 10 p., 14 fig., 1891 (sans nom d'auteur).
18. Compte-rendu de la course de la Ciotat et de Bandol. (Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Provence, 27 sept.-7 oct. 1891.) *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIX, p. 1051-1057, fig. 1-3, 1892.
19. Compte-rendu de l'excursion au Val d'Aren, au Canadeau et au Vieux Beausset. *Ibid.*, p. 1062-1077, fig. 4-9. 1892.
20. Compte-rendu de l'excursion au Télégraphe de la Cadière et à Fontanieu. *Ibid.*, p. 1077-1086, pl. XXIV, fig. 10-12, 1892.
21. Réponse aux observations de M. Toucas. *Ibid.*, p. 1090-1095, 1892.
22. Sur le plissement de la nappe de recouvrement du Beausset. *Ibid.*, p. 1096-1100, fig. 13-14, 1892.
23. Compte-rendu de l'excursion du 2 octobre à la Baralière, à Turben et à Brousan. *Ibid.*, p. 1116-1124, 1892.

- Bertrand (Marcel). — 24. Note sur la bande d'affaissement de Chibron. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 1132-1134, fig. 18-19, 1892.
25. Compte rendu de la course du lundi 5 octobre. *Ibid.*, p. 1166-1171, pl. XXVII, 1892.
26. Sur l'origine des poudingues de la Ciotat. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1892, p. LI-LIII, 21 mars.
27. Observations récentes dans le voisinage des bandes triasiques . . . de la Provence. *Ibid.*, 1893, pl. LII-LIII, 15 mai.
28. Bandes triasiques de Barjols et de Rians (C. R. des collab. 1893). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. VI, n° 38, p. 105-106, 1894.
29. Notice sur les travaux scientifiques de M. Marcel Bertrand. 1 br. in-4°, 35 p. Paris, 1894.
30. Sur les plis des environs de Rians. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 1895, p. XXXIX-XXXIV, 10 juin.
31. Réponse au sujet des dômes à déversement périphérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° sér., t. XXIV, p. 763-765, 1896.
32. La Basse-Provence, *Annales de Géogr.*, t. VI, pl. 212-229, pl. VI, 1897; t. VII, p. 14-33, pl. I, 1898.
33. Observations à propos des notes de M. E. Fournier. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° sér., t. XXVI, p. 48-54, 5 fig., 1898.
34. Le bassin crétacé de Fuveau et le bassin houiller du Nord. *Annales des Mines*, 9° sér., t. XIV, p. 5-85, 23 fig., pl. I-III, 1898.
35. La nappe de recouvrement des environs de Marseille. Lame de charriage et rapprochement avec le bassin houiller de Silésie. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° sér., t. XXVI, p. 632-652, 6 fig., 1898.
36. La grande nappe de recouvrement de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. X, n° 68, p. 397-467, 42 fig., 3 pl., 1899.
37. La Basse-Provence. *Livret-Guide publié par le Comité d'organisation du VIII^e Congrès géol. intern.*, XX, 2° partie, p. 7-44, fig. 10-33, 1 pl. Paris, 1900.
38. Observations sur la note de M. Repelin (sur la tectonique de la chaîne de la Nerthe). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° sér., t. XXVIII, p. 264-267, 1900.
39. Mémoire sur les refoulements qui ont plissé l'écorce terrestre et sur le rôle des déplacements horizontaux. *Mém. de l'Ac. des Sc.*, t. L, n° 2, 267 p., 1 pl., 132 fig., 1908 (Mémoire posthume, avant-propos de Pierre TERMIER).

Boistel (A.). — 1. Résultats géologiques du percement de la galerie de Gardanne à la mer. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. V, p. 724-740, 4 fig., 1905.

2. Réponse à M. Fournier. *Ibid.*, p. 749, 1905.

3. Observations à la note de M. Fournier. *Ibid.*, 4^e sér., t. V, p. 117, 1906,

4. Réponse aux observations de M. Fournier. *Ibid.*, p. 244-245, 1906.

Bresson (A.). — Observations sur la structure du massif de Saint-Julien, près Marseille. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVI, p. 340-346, 7 fig., 1898.

Carez (L.). — Note sur le terrain créacé de la vallée du Rhône et spécialement des environs de Martigues. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XVI, p. 504-509, 2 fig., 1888.

Collot (Louis). — 1. Sur une carte géologique des environs d'Aix-en-Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. V, p. 448-465, 1877.

2. Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. *Thèses Fac. Sc. Montpellier*, 1 vol. in-4°, xv + 234 p., 4 pl., 1 carte. Montpellier, 1880.

3. Histoire quaternaire et moderne de l'étang de Berre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. X, p. 333-340, 1882.

4. Sur une grande oscillation des mers créacées en Provence. *C. R. Ac. Sc.*, t. CI, p. 824-826, 10 nov. 1884.

5. Terrain jurassique des montagnes qui séparent la vallée du Lar de celle de l'Huveaune. *Rev. Soc. Sc. Nat. Montpellier*, 3^e sér., t. IV, p. 233-251, pl. VIII, 1884.

6. Âge de la bauxite dans le sud-est de la France. *C. R. Ac. Sc.*, t. CIV, p. 127-130, 10 janv. 1887.

7. Âge des Bauxites du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XV, p. 321-346, 3 fig., 1887.

8. Description du terrain créacé de la Basse-Provence. *Ibid.*, 3^e sér., t. XVIII, p. 49-102, 4 fig., 1890; t. XIX, p. 39-92, pl. VI, 1891.

9. (— et Zürcher). Compte-rendu de la course du 3 octobre, entre le Beausset et Brignoles. *Ibid.*, 3^e sér., t. XIX p. 1124-1131, fig. 15-17, 1892.

10. Plis couchés de la feuille d'Aix. *Ibid.*, p. 1134-1152, fig. 20-29, 1892.

11. Le Miocène des Bouches-du-Rhône. *Ibid.*, 4^e sér., t. XII, p. 48-104, 7 fig., 1912.

Coquand (H.). — Description des terrains primaires et ignés du département du Var. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. III, 2, p. 289-395, pl. VIII, 1850.

Description géologique du massif montagneux de la Sainte-Baume (Provence). *Mém. Soc. Émul. Provence*, t. III, p. 73-172, 13 pl., 1865.

- Dalloni (Marius).** — Revision de la feuille de Marseille au 80 000°. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, n° 136. (C. R. des collab. pour la campagne de 1913), p. 204-207, 1914.
- Darluc.** — Histoire naturelle de la Provence, contenant ce qu'il y a de plus remarquable dans les règnes Végétal, Minéral, Animal et la partie Géoponique. 3 vol. in-8°, xvi+424, xx+315, iv+373 p. Avignon, 1782-1786.
- Dehorne (Yvonne) et Lutaud (Léon).** — Observations tectoniques sur les environs des Martigues (Bouches-du-Rhône). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXVII, p. 28-31, 1 fig., 1^{er} juill. 1918.
- Depéret (Ch.).** — Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. I, n° 5, 19 p., 6 fig., 1889.
- Dieulafait (Louis).** — 1. Étude sur la formation du Trias en Provence. *Bull. Études scient. et arch. de la ville de Draguignan*, t. VII, p. 221-284, 1 pl., 1869.
2. Notice géologique sur les deux cantons de Toulon (Introduction). *Ibid.*, t. VII, p. 387-400, 1869.
3. Étude sur la zone à *Avicula contorta* et l'*Infralias* dans le Sud et le Sud-Est de la France. *Annales des Sc. géol.*, t. I, p. 337-496, 3 pl., 1869.
4. Distribution des formations triasiques, jurassiques et crétacées dans le département du Var. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXXII, p. 775-777, 19 juin 1871.
5. Analyse sommaire des travaux exécutés pour servir de base à la Carte géologique et à la description scientifique du département du Var. 1 br. in-4°, 24 p. Toulon, 1871.
6. Étude géologique des terrains traversés par un tunnel de 14 400 mètres, destiné à mettre en communication directe avec la mer le bassin de lignite de Fuveau. *C. R. Ac. Sc.*, t. LXXXVIII, p. 351-352, 17 février 1879.
7. Société anonyme de Charbonnages des Bouches-du-Rhône. Galerie souterraine des mines des Bouches-du-Rhône à Marseille. Projet. Profil en long. Coupe géologique. 1 feuille. Marseille, 1880.
8. Les bauxites, leurs âges, leur origine. Diffusion complète du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale. *C. R. Ac. Sc.*, t. XCIII, p. 804-807, 14 nov. 1881.
- Domage.** — 1. Note relative au tableau exposé par la Société Nouvelle des Charbonnages des Bouches-du-Rhône et représentant la galerie souterraine qu'elle exécute, pour relier sa concession de lignite de Gardanne à la mer, près Marseille. [Sans nom d'auteur.] *Expos. Univ. de 1900*, cl. 63. In-8°, 6 p., 10 pl. Marseille, 1900.

Domage. — 2. Monographie de la Société Nouvelle des Charbonnages des Bouches-du-Rhône. Étude sur le bassin à lignites des Bouches-du-Rhône. Tunnel de 14,859 mètres. 1 br. in-8° [sans nom d'auteur], 44 p., 9 pl. Marseille, 1900.

3. Société Nouvelle de Charbonnages des Bouches-du-Rhône. Étude sur le bassin à lignites des Bouches-du-Rhône. Monographie de la Société et description de la Galerie de la mer. 1 br. in-8° [sans nom d'auteur], 51 p., 5 pl. In-8°. Paris-Marseille, 1905.

4. Les procédés d'exécution de la Galerie de Gardanne à la mer de la Société Nouvelle des Charbonnages des Bouches-du-Rhône. *Congr. Intern. des Mines, de la Métall., de la Mécan. et de la Géol. appl.*, 109 p., 13 fig., 14 pl. Liège, 1905.

5. Société Nouvelle de Charbonnages des Bouches-du-Rhône. Bassin lignitifère de Fuveau. Terrains traversés par la Galerie de la mer. In-8°, 15 p., 2 pl. Liège, 1905.

Doublier et Panescorse (F.). — Prodrôme d'histoire naturelle du département du Var. 1^{re} partie. Minéralogie et Géologie. 1 br. in-8°, 106 p. Draguignan, 1853.

Falsan (A.). — Notice sur la Géologie et la Minéralogie du canton d'Hyères (Var). *Ann. de la Soc. Imp. d'Agr., d'Hist. Nat. et des Arts utiles de Lyon*, 3^e sér., t. VII, 60 p., 1 tabl., 1 carte, 1863.

Fournier (E.). — 1. Esquisse géologique des environs de Marseille. 1 br. in-8°, 106 p., 21 pl. Marseille, Impr. gén. Achard et C^{ie}, 1890.

2. Allure générale des mouvements orogéniques dans les environs de Marseille. *Assoc. Fr. pour l'Avanc. des Sc., C. R. de la 20^e sess., Marseille, 1891*. 2^e part., p. 416-421, 3 fig. 1892.

3. Note sur quelques nouveaux phénomènes de renversement observés dans les environs de Marseille. *Feuille des jeunes Naturalistes*, 22^e ann., n° 253, p. 29-30, 2 fig., 1891.

4. Influence de la constitution géologique du sol sur la forme des montagnes. *Ibid.*, 22^e ann., nos 259-260, p. 133-135, 153-156, 6 fig., 1891.

5. Sur l'existence d'un lambeau Helvétien dans la partie centrale de la chaîne de la Nerthe, près Marseille. *Ibid.*, 23^e ann., n° 266, p. 29-30, 1 fig., 1892.

6. Étude stratigraphique sur les « calanques » du littoral du département des Bouches-du-Rhône. *Ibid.*, 24^e ann., nos 283-285, p. 96-99, 113-115, 129-132, 15 fig., 1894.

7. Études stratigraphiques de la chaîne de la Nerthe, près Marseille. *Ibid.*, 25^e ann., nos 291-294, p. 36-38, 52-53, 69-70, 84-90, 23 fig., 1895.

8. Compte rendu des excursions géologiques faites en Provence par les élèves des Facultés de Province, sous la direction de M. Vasseur, professeur à la Faculté de Marseille. *Annales de la Faculté des Sc. de Marseille*, t. IV, n° 4, 47 p., 20 fig. 1895.

- Fournier (E.). — 9. Communication sur les phénomènes stratigraphiques observés dans le massif d'Allauch. *C. R. Soc. Géol. Fr.*, 4 nov. 1895, p. CLXV-CLXVI.
10. Études stratigraphiques sur le massif d'Allauch. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXIII, p. 508-545, 43 fig., 1895.
11. Sur les plis et les dômes à déversement périphérique. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 94-96, 1896.
12. Note sur la tectonique de la chaîne de l'Étoile et de Notre-Dame-des-Anges. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 255-266, 15 fig., 1896.
13. Le pli de la Sainte-Baume et son raccord avec le pli périphérique d'Allauch. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 663-708, 56 fig., pl. XXIV, 1896.
14. Sur l'interprétation du massif du Beausset-Vieux. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXIV, p. 709-711, 1896.
15. La tectonique de la Basse-Provence. *Feuille des jeunes Naturalistes*, 26^e ann., n^o 312, p. 228-229; 27^e ann., n^{os} 313-316, p. 9-14, 21-29, 47-51, 75-77, 12 fig., 1896-1897.
16. Nouvelles observations sur la tectonique de la Basse-Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXV, p. 35-38, 1897.
17. Influence de la constitution du substratum sur la tectonique des assises qui lui sont superposées. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXV, p. 682-692, 8 fig., 1897.
18. Observations sur quelques points de la Géologie du Caucase et de la Basse-Provence. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVI, p. 372-376, 1898.
19. Études sur la tectonique des massifs de Marseilleveyre et de la Tête Puget. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVI, p. 431-441, 11 fig., 1898.
20. Observations sur la tectonique de la bordure méridionale du bassin crétacé de Fuveau. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVI, p. 613-631, 15 fig., 1898.
21. Coupe de la Treille-au-Four. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 27, 1899.
22. Les chaînes de la bordure septentrionale du bassin de Marseille. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 336-343, 2 fig., 1899.
23. Étude synthétique sur les zones plissées de la Basse-Provence. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVIII, p. 927-985, 19 fig., 1900.
24. A propos de la galerie de la mer, près Gardanne (Bouches-du-Rhône). *Ibid.*, 4^e sér., t. V, p. 747-749, 1905; t. VI, p. 10, 1906.
25. Les grands charriages horizontaux et le rôle de l'hypothèse en tectonique. *Feuille des jeunes Naturalistes*, 4^e sér., t. XXXVI, p. 81-92, 1906.

Fournier (E.). — 26. Sur les terrains rencontrés par la galerie de Gardanne à la mer et sur les conclusions que l'on peut en tirer relativement à la Tectonique de la Basse-Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. VI, p. 101-117, 5 fig., 1906.

27. Observations à la note de M. Boistel : Résultats géologiques du percement de la Galerie de Gardanne à la mer. *Ibid.*, p. 243-244, 1906.

28. Réponse à M. Boistel. *Ibid.*, p. 259, 1906.

Golfier (J.). — 1. Essai d'explication de la Tectonique du massif d'Allauch, du bassin d'Aix et des chaînes qui l'entourent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXV, p. 171-193, 35 fig., 1897.

2. Réponse à la dernière note de M. E. Fournier. *Ibid.*, p. 704, 1897.

Gourret (Paul) et Gabriel (Achille). — Le Crétacé de Garlaban et d'Allauch (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Belge de Géol., de Pal. et d'Hydrol.*, t. II, p. 297-336, pl. VIII, 1888.

Haug (Émile). — 1. Sur la fenêtre de Méounes et de Garéoult. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIII, p. 1186-1188, 4 déc. 1911.

2. Sur l'existence d'une grande nappe de charriage dans le nord du département du Var (en collab. avec M. Léon BERTRAND). *Ibid.*, t. CLIV, p. 147-150, 1 fig., 15 janv. 1912.

3. Revision des feuilles de Toulon, Draguignan, Aix et Marseille au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n^o 132 (C. R. des collab. p. la camp. de 1911), p. 522-531, 1912.

4. Sur la terminaison occidentale de la chaîne de la Sainte-Baume. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVI, p. 1864-1866, 16 juin 1913.

5. Revision des feuilles de Toulon, Draguignan, Aix et Marseille au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXII, n^o 133 (C. R. des collab. p. la camp. de 1912), p. 165-174, 2 fig., 1913.

6. Les nappes du versant méridional de la Sainte-Baume. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVII, p. 1480-1482, 22 déc. 1913.

7. La zone des collines jurassiques de Nans. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 74-76, 5 janv. 1914.

8. La zone triasique de l'Huveaune. *Ibid.*, t. 158, p. 285-287, 2 févr. 1914.

9. Nouvelles observations sur la Tectonique du vallon de Saint-Pons, près Gémenos (Bouches-du-Rhône). *Ibid.*, t. CLIX, p. 195-197, 1 fig., 13 juill. 1914.

10. Feuilles d'Aubagne et de Cuers au 1/50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXIII, n^o 136 (C. R. des collab. p. la camp. de 1913), p. 207-220, 2 fig., 1914.

- Haug (Émile).** — 11. Sur la Tectonique de la région de Brignoles (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXI, p. 564-567, 8 nov. 1915.
12. La Tectonique du massif de la Sainte-Baume. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XV, p. 113-190, 3 fig., pl. II, 1916.
13. Sur l'extension vers l'ouest des nappes de la Sainte-Baume. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXV, p. 135-141, 23 juill. 1917.
14. Sur la Tectonique de la région littorale entre Saint-Cyr et Hyères (Var). *Ibid.*, t. CLXXII, p. 1548-1554, 20 juin 1921.
15. Sur les plissements dysharmoniques dans les montagnes au nord de Toulon. *Ibid.*, t. CLXXIII, p. 197-202, 25 juill. 1921.
- Héraud.** — Contribution à la Géologie du Var. *Bull. Soc. d'Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. X, p. 79-83, 1876.
- Jaubert.** — 1. Matériaux pour la Géologie du département du Var. Essai sur la constitution géologique des terrains du littoral entre Saint-Nazaire et Bandol. *Bull. Soc. d'Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. II, p. 315-337, 394-409, 437-454, 1 pl., 1859.
2. Note sur les environs de Solliès-Pont (Var). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2^e sér., t. XXI, p. 443-460, 1864.
- Jullien (Le colonel).** — Esquisse de la Tectonique du pays d'Aix-en-Provence. *Mém. de l'Acad. des Sc., Agric., Arts et Belles-Lettres d'Aix*, t. XIX, p. 253-266, 1908.
- Kilian (W.).** — 1. Remarques sur la tectonique de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 110, p. 449-451, 1906.
2. Sur le régime hydrologique complexe des environs de Garéoult (Var). *C. R. Assoc. Fr. Avanc. Sc.*, Congrès de Cherbourg, 1905, p. 340-358, fig. 1, pl. VI, 1906.
3. Essai d'une monographie hydrologique des environs de Garéoult (Var). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVI, n° 111, p. 475-493, 2 pl., 1906.
- Lanversin (Max de).** — Étude sur le terrain houiller du Var. *Bull. Soc. Indust. Minér.*, 2^e sér., t. X, 25^e ann., p. 449-481, pl. XVII, 1881.
- Lutaud (Léon).** — 1. Sur le Sénonien de Mazaugues (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIX, p. 85-87, 6 juill. 1914.
2. Au sujet de la continuation vers l'Est du synclinal sénonien du Plan d'Aups (Var). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XVII, *C. R. somm.*, p. 165-167, 1917.
3. Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Rev. ann. de Géogr.*, t. XII, p. 1-271, 16 pl., 21 fig., 1924.

Marty (P.) et Vlès (F.). — Remarques sur la Géologie de la presqu'île de Sicié. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XIV, C. R. somm., p. 165-166. 1914.

Matheron (Philippe). — 1. Essai sur la constitution géognostique du département des Bouches-du-Rhône. Extr. *Répertoire travaux de la Soc. de Statist. de Marseille*, 1 vol. in-8°, 134 p.. 1 carte. Marseille, 1830.

2 Réunion extraordinaire à Aix. Comptes-rendus des excursions. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1^{re} sér., t. XIII, p. 412-422, 451-465, 509-515, pl. VI-VII, 1842.

3. Sur les terrains traversés par le souterrain de la Nerthe. *Ibid.*, 2^e sér., t. IV, p. 261-269, 1846.

4. Réunion extraordinaire à Marseille. Compte-rendu de la course faite suivant la direction du souterrain de la Nerthe, dans le bassin de Fuveau et dans les environs d'Aix. *Ibid.*, 2^e sér., t. XXI, p. 509-545, pl. VII, 1846.

Maury (Eug.). — Revision de la feuille de Marseille. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXII, n° 133 (C. R. des collab. p. la camp. de 1912), p. 190-194, 1913.

Mercey (N. de). — Sur la division de la formation cristalline sur la bande occidentale des Maures. *L'Institut, 1^{re} sect., Sc. math., phys. et nat.*, n° 1708, 8 p., 1 carte en couleurs, 26 sept. 1866.

Michel-Lévy et Collot. — Sur l'existence de la néphéline à Rougiers (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CVIII, p. 1124-1126, 27 mai 1888.

Michel-Lévy (Albert). — 1. Feuille au 80 000^e de Toulon (revision pour la 2^e édit.). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XVIII, n° 119 (C. R. des collab. p. la camp. de 1907), p. 170-171, 1908.

2. Feuille de Toulon au 80 000^e (revision). *Ibid.*, t. XXI, n° 126 (C. R. des collab. p. la camp. de 1909), p. 584-587, 1910.

3. Revision de la feuille de Toulon au 80 000^e. *Ibid.*, t. XXII, n° 133 (C. R. des collab. p. la camp. de 1912), p. 194-199, 3 fig., 1913.

4. Sur quelques roches éruptives des environs de Toulon (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXVII, p. 1128-1130, 26 nov. 1923.

Pfender (M^{lle} J.). — 1. Sur la présence de galets exotiques au port d'Alon (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXIII, p. 1382-1384, 19 déc. 1921.

2. Sur l'existence de phtanites à Radiolaires dans les phyllades de la région toulonnaise. *C. R. somm. Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1923, p. 130-131.

Repelin (J.). — 1. Formation progressive du relief de la Provence. 1 br. in-8°, 15 p., 4 pl. Extr. de l'ouvrage « Études sur Marseille et la Provence », publié par la *Société de Géographie* à l'occasion du Congrès Nat. de Géogr. tenu à Marseille en sept. 1898.

- Repelin (J.).** — 2. Sur le Trias des environs de Rougiers (Var) et sur l'existence, dans cette région, de phénomènes analogues aux pépérites d'Auvergne. *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXVIII, p. 1012-1013, 17 avril 1899.
3. Sur le Trias des environs de Rougiers et ses relations avec la roche éruptive de cette région. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 311-317, pl. V, 1899.
4. Note sur l'Aptien supérieur des environs de Marseille. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVII, p. 363-373, pl. VII, 1899.
5. Nouvelles observations sur la tectonique de la chaîne de la Nerthe. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXVIII, p. 236-263, pl. I, 1900.
6. Monographie de la faune saumâtre du Campanien inférieur du Sud-Est de la France. *Annales du Muséum d'Hist. nat. de Marseille*, t. X, 87 p., 12 pl., 2 fig., 1907.
7. Observations au sujet de la galerie de Gardanne à la mer (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. VI, p. 242-243, 1906.
8. Revision des feuilles de Marseille et d'Aix au 80 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, n^o 128 (C. R. des collab. p. la camp. de 1910), p. 142-143, 1911.
9. Nouvelles observations sur la nappe de recouvrement de la Sainte-Baume. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLIII, p. 1531-1533, 20 déc. 1911.
10. Revision des feuilles de Marseille et d'Aix. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXI, p. 132 (C. R. des collab. p. la camp. de 1911), p. 170-171, 1912.
11. Revision des feuilles de Marseille et d'Aix. *Ibid.*, t. XXII, n^o 133 (C. R. des collab. p. la camp. de 1912), p. 199-200, 1913.
12. Sur l'existence de la nappe de recouvrement de la Sainte-Baume. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLVII, p. 159-162, 15 juill. 1913.
13. Sur les modifications apportées aux nappes provençales par les mouvements alpins. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 211-214, 19 janv. 1914.
14. Sur la constitution géologique de la partie septentrionale du département du Var. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 285-287, 26 janv. 1914.
15. Sur les accidents secondaires qui ont affecté le massif autochtone de la Lare, près la Sainte-Baume. *Ibid.*, t. CLVIII, p. 526-528, 16 févr. 1914.
16. Observations relatives à la revision de la Carte géologique à 1/80 000^e dans la région provençale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XIV, p. 132-139, 1914.
17. Les Bouches-du-Rhône. Encyclopédie départementale, 3^e partie : le sol et les habitants, t. XII : le sol. Géographie physique, p. 1-16, 53-237, 40 fig., 2 cartes 6 pl. Gr. in-8°. Marseille, 1914.
18. Sur le prolongement vers l'est du synclinal sénonien du Plan-d'Aups. *C. R. Ac. Sc.*, t. CLX, p. 68-69, 11 janv. 1915.

Repelin (J.). — 19. Sur l'âge crétacé (Béguvien) des couches détritiques du Logis de Nans (Var). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXI, p. 213-214, 23 août 1915.

20. Nouvelles observations au sujet de la tectonique de la partie nord-est de la Basse-Provence. *Ibid.*, t. CLXI, p. 595-597, 15 nov. 1915.

21. Sur l'existence d'une nappe de recouvrement dans les îles de Pomègues et de Ratonneau (golfe de Marseille). *Ibid.*, t. CLXIII, p. 669-671, 27 nov. 1916.

22. Limites de l'Aquitainien marin dans la région provençale (en collaboration avec L. JOLLEAUD). *Ibid.*, t. CLXIV, p. 919-921, 11 juin 1917.

23. Monographie géologique du massif de la Sainte-Baume. *Annales de la Fac. des Sc. de Mars.*, t. XXV, 1, p. 1-86, fig. 1-19, pl. I-II, 1 carte en couleurs au 1/50 000°, 1922.

Rossi (D.). — Études géologiques sur les environs de Toulon. *Bull. Soc. Études scient. et archéol. de la ville de Draguignan*, t. I, p. 128-138, 1856.

Saussure (Horace-Bénédict de). — Voyage dans les Alpes. 8 vol. in-8°, Genève-Neuchâtel, 1787-1796. t. V, ch. xxiii, xxiv, p. 454-496; t. VI, ch. xxv-xxvii, p. 1-34.

Savornin (J.). — Environs de Marseille (observations sur le massif de Carpiagne et St-Cyr). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XI, n° 73 (C. R. des collab. p. la camp. de 1899), p. 176-180, 2 fig., 1900.

Steinmann (G.). — Das tektonische Problem der Provence. Bericht über die XX. Exkursion des internationalen Geologen-Congresses zu Paris. *Centrabl. f. Miner.*, 1901, p. 449-465, 1 fig.

Toucas (Aristide). — 1. Mémoire sur les terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2° sér., t. IX, mém. IV, 12 fig., 1 carte au 1/80 000° (pl. XX), 1873.

2. Note sur les terrains crétacés de la Valdaren aux environs du Beausset. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3° sér., t. XIV, p. 519-523, 1 fig., 1886.

3. Compte-rendu de l'excursion du 29 septembre, du Beausset au Castellet et à la Cadière. *Ibid.*, 3° sér., t. XIX, p. 1057-1062, 1892.

4. Observations de M — , au sujet du compte-rendu de l'excursion au Télégraphe de la Cadière et à Fontanieu. *Ibid.*, 3° sér., t. XIX, p. 1088-1090, 1892.

5. Revision de la craie à Hippurites. *Ibid.*, 3° sér., t. XXIV, p. 602-645, 14 fig., 1896.

Toucas (R.). — Description géologique et paléontologique du canton du Beausset (Var) et de ses environs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2° sér., t. XXVI, p. 796-825, pl. VI, 1869.

Vasseur (Gaston). — 1. Compte rendu d'excursions géologiques aux Martigues et à l'Estaque (Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXII, p. 413-444, 1 tabl., pl. XIV, 1894.

2. Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel (en collab. avec M. FOURNIER). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXII, p. 209-213, 1 fig., 27 janv. 1896.

3. Note préliminaire sur la constitution géologique du bassin tertiaire d'Aix-en-Provence. *Annales Fac. Sc. Marseille*, t. VIII, n^o 6, p. 163-172, 3 fig., 1 tabl., 1897.

4. Sur la découverte de fossiles dans les assises qui constituent en Provence la formation dite *étage de Vitrolles*, et sur la limite des terrains crétacés et tertiaires dans le bassin d'Aix (Bouches-du-Rhône). *C. R. Ac. Sc.*, t. CXXXVII, p. 890-893, 28 nov. 1898.

5. Bassin d'Aix et de Fuveau. *Livret-guide publié par le Comité d'organisation du VIII^e Congrès géol. intern.*, XX, 3^e part., p. 45-56, 2 coupes. Paris, 1902.

Villeneuve-Flayosc (Le comte de). — Description minéralogique et géologique du Var et des autres parties de la Provence avec application de la Géologie à l'Agriculture, au gisement des sources et des cours d'eau. 1 vol. in-8^o, xxviii + 532 p., 1 pl., Paris, 1856.

Wallerant (Fréd.). — Étude géologique de la région des Maures et de l'Estérel. *Thèses Fac. Sc. Paris*. 1 vol. in-8^o, viii + 214 p., 47 fig., 9 pl., Rennes-Paris, 1889.

Zürcher (Ph.). — 1. Note sur la continuation de la chaîne de la Sainte-Beaume. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. II, n^o 18, p. 321-335, 4 pl., 1891.

2. Compte rendu de la course du 6 octobre. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XIX, p. 1171-1175, 1892.

3. Note sur les zones de plissement de Salernes et d'Aups. *Ibid.*, 3^e sér., t. XIX, p. 1178-1201, fig. 35, pl. XXVIII-XXIX, 1892.

4. Sur une masse de recouvrement aux environs de Toulon. *Ibid.*, 3^e sér., t. XX, p. 510-511, 1892.

5. Note sur les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXI, p. 65-77, pl. I et II, 1893.

6. Note sur l'influence de la nature d'ensemble des masses sédimentaires sur leur mode de dislocation. *Ibid.*, 3^e sér., t. XXV, p. 158-163, pl. VI, 1897.

7. L'histoire de la chaîne des Maures. *Ibid.*, 4^e sér., t. XIX, *C. R. somm.*, p. 58-61, 1919.

CARTES GÉOLOGIQUES.

Carte géologique et hydrographique du Var, des Bouches-du-Rhône, de Vaucluse et des Basses-Alpes, dressée par M. H. DE VILLENEUVE-FLAYOSC. Échelle de 1/240 000°. [1842.]

Carte géologique du département des Bouches-du-Rhône. . . . par M. Philippe MATHERON. Échelle de 1/150 000°. Marseille, 1843.

Carte géologique des environs de Marseille, par MM. Paul GOURRET et Achille GABRIEL. Échelle de 1/80 000°. Marseille, 1890.

Carte géologique détaillée de la France. Échelle de 1/80 000°. Paris.

234. Feuille d'Arles et la Couronne, par F. FONTANNES et L. CAREZ, 1889.

235. Feuille d'Aix, par COLLOT, 1889.

236. Feuille de Draguignan, par Ph. ZÜRCHER, 1891.

247. Feuille de Marseille, par BERTRAND et DEPÉRET, 1890.

248. Feuille de Toulon, par BERTRAND, 1878.

Carte géologique de la France au 1/50 000°. Paris, 1925.

Feuille de la Ciotat, par Émile HAUG, A. LANQUINE et E. MAURY.

Feuille de Toulon, par Émile HAUG, A. MICHEL-LÉVY, A. LANQUINE, L. LUTAUD et E. MAURY.

PREMIÈRE PARTIE
LA RÉGION TOULONNAISE

INTRODUCTION.

Le géologue qui, par une belle matinée d'été, s'élève de la Seyne, par le chemin des pèlerins, jusqu'à la chapelle de Notre-Dame-de-Bonne-Garde, atteint ici le point culminant de la presqu'île de Sicié. Tournant le dos à la mer, il a devant lui un panorama incomparable.

Au Levant s'étendent les croupes sombres et arrondies des montagnes des Maures, répliques méridionales des Vosges cristallines ou du Plateau Central. Au Couchant, les falaises du cap Canaille, les plus élevées de France, s'avancent jusqu'au Bec de l'Aigle, au sud de la Ciotat, et masquent en partie les blancs sommets de Carpiagne et de Garlaban, au pied desquels on devine Marseille.

Tandis qu'en arrière du spectateur des abrupts verticaux témoignent des assauts que livrent sans cesse les vagues de la Méditerranée contre les Phyllades de la presqu'île, devant lui ces mêmes Phyllades forment des collines aux formes estompées, qui s'abaissent graduellement vers une plaine étroite, s'allongeant de Sanary à la Seyne et formant le large pédoncule de la presqu'île. Les îles des Embiez, à l'ouest, la presqu'île de Saint-Mandrier, reliée à la terre par une mince levée de galets et de sable, à l'est, viennent se greffer sur la péninsule et en accentuent l'étranglement.

A l'ouest et à l'est de Sicié, la mer entame largement les terres et forme deux golfes aux baies multiples, séparées par des promontoires rocheux. A l'est, ce sont les trois baies de la Ciotat, de Bandol et de Sanary; à l'ouest, c'est la Petite et la Grande Rade de Toulon, puis la baie de Giens, que le « tombolo » de Giens, avec son double pédoncule, sépare de la rade d'Hyères.

Le géologue sait déjà que le Mourillon, le massif du cap Brun, les collines du Pradet et le chaînon de Giens ont la même composition que Sicié et que la Colle Noire de Carqueiranne est, comme la presqu'île de Saint-Mandrier, constituée par le Permien, dont les colorations rouges trahissent de loin la présence.

La plaine qui s'étend de Sanary à la Seyne ne représente qu'une faible partie d'une vaste dépression qui relie directement la baie de Sanary à la rade d'Hyères, en avant des presqu'îles. La ville de Toulon et ses grands faubourgs, le Pont du Las et Saint-Jean-du-Var, s'étalent sur une plaine semblable, qui se prolonge à l'est et au nord-est, parsemée de villages — la Vallette, la Garde, la Farlède, la Crau — et qu'on devine continue avec la plaine d'Hyères. Des barres obliques formant coulisses et des collines basses et presque coniques, semblables à de vastes taupinières, rompent la monotonie de cette dépression.

Au delà se dressent des montagnes plus élevées. En arrière de Sanary et de Bandol, les collines accusent encore des formes arrondies et dessinent dans le panorama des lignes confuses. Mais, à partir du val d'Aren, qui aboutit à la baie de Bandol, une barre rocheuse, en apparence rectiligne, se poursuit vers l'est jusqu'au grand à pic du Cap Gros ou Baou de Quatre Heures. Ses abrupts, dont la blancheur est éclatante au soleil de midi, révèlent leur nature urgonienne. Entre ses deux points culminants, le Gros Cerveau et le Croupatier, la coupure étroite des gorges d'Ollioules laisse apparaître le témoin basaltique qui porte le village d'Évenos et le fort de Pipaudon. Derrière Toulon et un peu en avant par rapport au Cap Gros, dont il est séparé par la vallée de Dardenne, se dresse le Faron, avec ses vires en festons, que couronne l'Urgonien. Au nord-est du Faron et un peu masqué par lui, s'élève le Coudon, également urgonien, dont le fort garde l'entrée de la vallée du Gapeau et la dépression permienne de Cuers et fait face aux Maures.

Quelques-uns de ces sommets se profilent sur le ciel, mais, dans les intervalles, des plans plus reculés apparaissent et forment le fond du panorama. Au nord-ouest, dans le lointain, la crête rectiligne de la Sainte-Baume barre l'horizon. Au nord et au nord-est, au fond de la vallée de Dardenne, l'observateur aperçoit le Caoumé ou mont Caume, avec ses trois sommets et ses à pic faisant face à l'est, et le Grand Cap, point culminant d'une vaste dalle urgonienne inclinée au sud-ouest.

DÉLIMITATION.

Le panorama de Sicié embrasse la presque totalité de la région étudiée dans le présent mémoire et l'œil aperçoit en outre dans le lointain les massifs de Carpiagne, de Garlaban, la Sainte-Baume et les Maures, dont la descrip-

tion figurera dans d'autres monographies ⁽¹⁾. La *région toulonnaise*, décrite ici, n'est pas une région naturelle dans le sens que l'on donne habituellement à ce terme. Ce n'est pas un massif individualisé ou un groupe de massifs et même elle empiète sur une vaste cuvette, le bassin du Beausset, qui constitue son avant-pays.

En réalité, elle ne possède pas de limites naturelles, si ce n'est vers l'est, où la plaine permienne et quaternaire qui s'étend de Solliès-Pont aux Salins d'Hyères la sépare assez nettement du massif des Maures.

Au nord-ouest, la plaine quaternaire de Saint-Cyr et la dépression sénonienne qui la prolonge au nord des collines de la Cadière et du Castellet, bien que ne coïncidant pas avec l'axe tectonique du bassin du Beausset, séparent celui-ci en deux moitiés, dont la plus septentrionale pourra être avantageusement étudiée avec le flanc sud de la chaîne de la Sainte-Baume.

Au nord et au nord-est, il est impossible d'adopter une limite qui ne soit pas entièrement arbitraire, car le passage de la région toulonnaise aux montagnes de Méounes est absolument insensible. Pratiquement je me suis arrêté aux limites des feuilles de Toulon et de Cuers de la nouvelle carte au 1/50 000^e. Le présent mémoire est devenu ainsi une étude tectonique des territoires situés sur les feuilles de la Ciotat et de Toulon. Toutefois, la plus grande partie de la colline de la Cadière, le pied nord du Caoumé et l'escarpement qui limite au nord le Grand Cap appartiennent encore à la région étudiée, bien que situés sur la feuille de Cuers, et la limite orientale de la feuille de Toulon sépare la colline de Notre-Dame d'Hyères du mont des Oiseaux, dont géologiquement elle ne peut être distraite.

SUBDIVISIONS.

L'établissement de divisions naturelles dans la région qui nous occupe suppose connue la structure du pays et ne devrait logiquement être tentée qu'après l'étude tectonique analytique. Cependant les traits du relief et la nature des terrains permettent déjà de circonscrire un certain nombre de zones physiographiques d'un caractère essentiellement provisoire, qui pourront servir de cadre à l'étude tectonique. A chacune d'elles sera consacré un chapitre de ce mémoire, et leur caractéristique, leur délimitation trouvera place

⁽¹⁾ Les Maures, l'Estérel, le Tanneron font l'objet d'un très important mémoire de M. Lutaud sur la « Provence cristalline » [3], qui vient de paraître. (*Note ajoutée pendant l'impression.*)

en tête de ces chapitres, dont, pour le moment, il suffira d'énoncer les titres :

- 1° la zone du cap Sicié;
- 2° la zone des dépressions;
- 3° le bassin du Beausset et ses recouvrements;
- 4° la zone urgonienne méridionale;
- 5° la zone des imbrications;
- 6° la zone du Revest, ou terminaison orientale du bassin du Beausset.

Dans l'étude de ces zones je procéderai du sud au nord, c'est-à-dire que je décrirai les unités tectoniques dans l'ordre dans lequel elles se succèdent en s'imbriquant, en commençant par la plus élevée. L'inverse pourrait paraître plus rationnel, mais il m'a semblé préférable de partir du littoral ou des grandes voies de communication, pour progresser vers l'intérieur, car c'est dans ce sens, en remontant les vallées, que les géologues qui marcheront sur mes traces contrôleront mes observations. Dans des monographies ultérieures, consacrées à la Sainte-Baume, à la région de Brignoles, mes descriptions feront suite tout naturellement aux chapitres de cette première partie.

APERÇU STRATIGRAPHIQUE.

Avant de passer à la description tectonique de la région toulonnaise, il importe de faire connaître la série des terrains qui prennent part à la constitution géologique de cette région. Je me contenterai d'un simple aperçu, laissant à mes collaborateurs le soin de publier l'étude stratigraphique et lithologique détaillée de cette série.

Je suivrai naturellement, dans cet aperçu, l'ordre ascendant des terrains.

TERRAINS ANTÉTRIASIQUES.

Le terme le plus ancien qui apparaisse dans la région toulonnaise est généralement désigné sous le nom de PHYLLES (x). C'est le type le moins métamorphique d'une série qui prend un grand développement dans le massif des Maures, où il est relié par des passages insensibles à des micaschistes, passant eux-mêmes à des gneiss. Il résulte avec évidence des cartes de Marcel Bertrand que le métamorphisme va en s'accroissant de l'ouest vers l'est. Sur

la feuille de Toulon on rencontre exclusivement le premier terme de la série, constitué par des *sériciloschistes* avec intercalations de gros bancs de *quartzites*, particulièrement fréquents dans la colline de Six-Fours et dans les montagnes du Fenouillet et des Maurettes, qui constituent l'extrémité occidentale du massif des Maures. Dans les deux cas leurs barres rocheuses sont orientées N.-S. Les schistes, d'un gris vert plus ou moins foncé, quelquefois noirs, sont presque toujours finement feuilletés, très satinés et souvent froissés ou plissotés. Leur étude microscopique a révélé à M. Albert Michel-Lévy⁽¹⁾ la présence, outre le quartz à grains fins et la séricite en paillettes, qui sont particulièrement abondants, de mica blanc, de chlorite et, plus rarement, de zircons, de fins cristaux de tourmaline et de nombreuses aiguilles de rutile, éléments qui indiquent un métamorphisme déjà assez avancé, rendant bien minimes les chances de trouver dans les Phyllades des fossiles macroscopiques. J'ai cependant rencontré à Gaumen, à l'ouest de la Seyne, des bancs de *phthanites*, en alternances répétées avec des schistes sériciteux plongeant régulièrement au N. W. M^{lle} J. Pfender [2] a observé, dans ces phthanites, des Radiolaires très mal conservés, mais incontestables. Ce sont les seuls restes organiques qui aient été trouvés jusqu'ici dans les Phyllades de la Basse-Provence. Ils n'apportent malheureusement aucune lumière dans la détermination de l'âge de cette formation, dont la position stratigraphique indique seulement qu'elle est anté-houillère.

D'innombrables filonnets de quartz d'un blanc laiteux traversent les Phyllades en tous sens.

Le HOUILLER (h) est représenté dans la région toulonnaise par quelques lambeaux de schistes noirs en feuillets minces très friables avec bancs de poudingues et lits de houille peu épais, très discontinus, et couches de minerais de fer en petits bancs de 20 à 30 cm. On y trouve aux Playes, à l'est de Sanary, des empreintes végétales mal conservées qui ne permettent pas de préciser l'âge du gisement. Par analogie avec les dépôts houillers des Maures et du massif de Tanneron on peut cependant en faire du Stéphanien.

Là où il est possible d'observer le contact des Phyllades et du Houiller on ne constate pas, en général, de discordance bien marquée entre les deux terrains, qui, entre Sanary et la Seyne, présentent les mêmes directions et des plongements sensiblement comparables.

(1) Renseignements inédits.

Le PERMIEN (**p**) de la feuille de Toulon, contrairement à celui de l'Estérel, n'a pu être subdivisé et il est possible que sa partie supérieure soit seule représentée. Il atteint cependant une grande épaisseur. Il est constitué par des alternances répétées de schistes rouges, lie de vin ou noirs et de bancs de grès grossiers, rouges, roses ou violacés et, dans la partie supérieure, de poudingues à galets de rhyolithe.

Un poudingue de base (**pc**) à gros éléments, empruntés au Houiller ou aux Phyllades, prend un grand développement dans le petit massif des Playes et dans les collines qui lui font suite vers l'est. Il repose parfois directement sur les Phyllades. La discordance du Permien sur son substratum est beaucoup moins accusée dans la région toulonnaise que sur le bord septentrional du massif des Maures.

Sur les lignes d'affleurement, le Permien est fréquemment décoloré sur une assez grande épaisseur, surtout dans l'intérieur des terres. Sur les falaises du littoral, où les surfaces sont constamment rafraîchies par le choc des vagues et par les éboulements, il conserve par contre ses couleurs originales.

Dans le Permien de Carqueiranne, on observe trois coulées interstratifiées de *basaltes labradoriques* (mélaphyres des anciens auteurs), étudiés par M. Albert Michel-Lévy [3]. D'après ses observations, « dans leur partie supérieure, les coulées sont fluidales, scoriacées et vacuolaires, avec vacuoles remplies de calcite et de quartz fibreux. Au centre des coulées, la roche devient finement grenue et passe à une *microdiabase*. Ce type se trouve à Saint-Mandrier, en coulée dans le Permien et en filons dans les schistes sériciteux du cap Sicié ». J'ai aussi observé les mêmes basaltes en coulées interstratifiées dans les poudingues de la base du Permien de la colline des Playes, à l'est de Sanary.

M. Michel-Lévy envisage également comme permienne l'*andésite oligoclastique* de la Garde, qui forme, dans la plaine quaternaire à l'est de Toulon, un pointement important, représentant un reste de coulée.

TERRAINS SECONDAIRES.

Le TRIAS est représenté dans la région toulonnaise, comme dans toute la Basse-Provence, par les trois termes classiques caractéristiques du type dit « germanique ». Mais, si l'on fait abstraction de l'un des termes du Trias moyen, les analogies du Trias provençal avec celui de l'Europe centrale

sont plus apparentes que réelles et ne s'étendent pas au détail de la succession.

Le TRIAS INFÉRIEUR OU GRÈS BIGARRÉ (t₁) de la région toulonnaise fait suite en parfaite concordance aux grès permien et la limite des deux terrains est tout à fait conventionnelle. On la place généralement à la base d'un gros banc de poudingues à galets bien calibrés et peu volumineux de quartz blanc et de phtanites, empruntés aux Phyllades. La partie supérieure est constituée par des alternances de grès rouges, généralement plus fins et moins violacés que ceux du Permien, et d'argiles rouges. L'attribution des poudingues au Grès Vosgien, des grès supérieurs au grès à *Voltzia* est tout à fait arbitraire.

Le TRIAS MOYEN est généralement connu en Provence sous le nom de MUSCHELKALK (t₂), bien qu'un seul des termes du Muschelkalk de l'Europe centrale, le calcaire à *Ceratites nodosus*, s'y retrouve avec ses caractères lithologiques et paléontologiques. Les dolomies jaunâtres et les cargneules grises qui font suite immédiatement au Grès bigarré, ne peuvent être attribuées que d'une manière tout à fait dubitative au Muschelkalk inférieur ou Wellenkalk; elles correspondent peut-être partiellement au Muschelkalk moyen ou « groupe de l'anhydrite ». A la Farlède on exploite souterrainement des gypses qui sont indubitablement situés au-dessous des calcaires et qui représentent peut-être ce terme du Trias moyen.

Le Muschelkalk proprement dit est constitué par plusieurs masses de calcaires compacts gris fumée, mal stratifiés, séparées les unes des autres par des bancs marneux, alternant quelquefois avec de minces plaquettes calcaires. Les gros bancs calcaires, exploités dans de nombreuses carrières, surtout dans la banlieue de Toulon, sont peu fossilifères ou ne renferment que des restes organiques difficiles à dégager. J'y ai trouvé cependant, à l'ouest du Broussan, des articles de tiges d'*Encrinus liliiformis* Lam., espèce qui ne paraît pas être exclusivement cantonnée dans les bancs inférieurs. Les marnes et les plaquettes calcaires sont, par contre, très fossilifères. Outre *Cænothyris vulgaris* Schloth., qui est particulièrement abondant, on rencontre principalement des Lamellibranches⁽¹⁾, tels que *Avicula costata* Qu., *Hærnesia socialis* Schloth., *Mytilus eduliformis* Schloth., *Ostrea spondyloides* Schloth., *Lima striata* Schloth., *Pleuronectites lævigatus* Schloth. et sa var. *obesa* Math., *Myophoria vulgaris* Schloth., *lævigata* Alb., *Pleuromya musculoïdes* Schloth.

(1) D'après les déterminations de M^{lle} G. Cousin.

Les Gastéropodes (*Loxonema obsoletum* Kok., *Marmolatella planoconvexa* Kittl) et les Céphalopodes (*Germanonutilus bidorsatus* Schloth., *Ceratites nodosus* Brug.) sont plus rares. L'état de conservation des Lamellibranches est identiquement le même que celui des mêmes espèces provenant de l'Europe centrale, de Lorraine ou de Thuringe, par exemple. Par contre, les Céphalopodes sont presque toujours plus ou moins écrasés.

Dans les collines de Maren, au nord de Bandol, on observe vers le sommet du Trias moyen, des brèches fines avec grosses oolithes.

On peut attribuer avec doute à la Lettenkohle des bancs de dolomies jaunes ou grises, qui font suite immédiatement aux calcaires.

Le TRIAS SUPÉRIEUR ou KEUPER (t_{III}) comprend principalement des carneules rouges ou jaunes, associées par places à des argiles rouges et vertes ou à des gypses.

Le RHÉTIEN (1_0) est constitué par des alternances de bancs réguliers de calcaires gris bleuâtre, compactes, de dolomies, de marnes vertes et de calcaires en plaquettes. Les gros bancs calcaires peuvent être aisément confondus avec ceux du Trias moyen, mais ils s'en distinguent par la finesse de leur grain, par la cassure conchoïdale et par l'absence complète de restes organiques. Les calcaires en plaquettes sont, par contre, de véritables lumachelles et leur surface est souvent couverte de beaux exemplaires d'*Avicula contorta* Portl.⁽¹⁾.

Le Rhétien est un des terrains les plus constants de la région toulonnaise. Son absence est toujours due à des étirements, qui se produisent principalement dans les séries renversées.

Suivant l'exemple donné par Marcel Bertrand, on doit attribuer à l'HET-TANGIEN (1_1) des alternances régulières de bancs plus ou moins épais de calcaires dolomitiques, jaunâtres ou rosés, à cassure parallépipédique, rarement vacuolaires, avec des lits peu épais d'argiles vertes. Aucun fossile n'y a été rencontré, mais des formations tout à fait semblables passent, sur le bord sud-est du Plateau Central, à des couches calcaires et marneuses, renfermant des fossiles très caractéristiques des deux zones de l'étage. Une grande lacune, correspondant au Sinémurien, au Lotharingien et au Pliensbachien, existe en maints endroits, depuis le Poitou jusque dans le Languedoc, et l'on est en droit d'admettre que, dans la Basse-Provence, elle possède la même étendue dans le sens vertical.

(1) Voir É. HAUG, Traité de Géologie, pl. C.

Il résulte, en effet, des travaux de M. Lanquine⁽¹⁾ que, dans la région toulonnaise en particulier, le LIAS MOYEN n'est représenté que par sa partie la plus élevée, c'est-à-dire par le Domérien, constitué par des « bancs épais de calcaire foncé, gris bleu sur la cassure fraîche, le plus souvent roux en surface, dans lesquels on rencontre *Gryphæa cymbium* et *Spiriferina pinguis*. Quelques Brachiopodes spéciaux se trouvent à la partie supérieure, dans une couche légèrement marneuse qui est surmontée de calcaires gris, d'un grain plus grossier, entremêlés de minces lits marneux. On recueille dans ces bancs *Pseudopecten æquivalvis*, *Terebratula punctata* et certaines plaques des calcaires les plus élevés sont parsemées de Bélemnites (*Belemnites niger*). . . Le sommet de l'étage présente un niveau calcaire, pourvu de Brachiopodes abondants et dans lequel commencent à apparaître quelques nodules siliceux ».

Le TOARCIEN et l'AALÉNIEN sont formés de gros bancs calcaires, particulièrement riches en silex branchus, roux à l'extérieur. L'étage inférieur du LIAS SUPÉRIEUR renferme quelques Ammonites caractéristiques et *Rhynchonella meridionalis* Desl. Dans l'Aalénien moyen on rencontre une riche faune de Lamellibranches composée des mêmes espèces que celles de la « mâlière » de Normandie. Les bancs jaunâtres, légèrement marneux et peu siliceux de l'Aalénien terminal sont remplis de gros exemplaires de *Plagiostoma Hersilia* d'Orb. et forment au sommet du Lias un excellent repère.

Ces subdivisions du Lias moyen et supérieur ne peuvent être reconnues que dans les régions peu disloquées, telles que le vallon de Dardenne et les environs de Solliès-Pont. Ailleurs, par suite d'étirements, l'épaisseur de la série est très réduite et les bancs marneux sont complètement laminés. Il devient dès lors très difficile de suivre sur le terrain les divers termes de la série et M. Lanquine a jugé qu'il était préférable de les réunir partout sous une teinte unique (I_{II-III}), même dans les points où il eût été possible d'établir des séparations.

Le BAJOCIEN débute d'une façon assez constante, dans la région toulonnaise, par une « couche calcaire, très ferrugineuse, d'une dureté extrême, d'une couleur très brune et dont l'épaisseur ne dépasse guère 60 à 70 cm. » (Lanquine). C'est de cette couche que proviennent les fossiles recueillis par le frère Ubald et par Ph. Zürcher à Valaury, près Solliès-Toucas, sur

⁽¹⁾ Antonin LANQUINE. Observations stratigraphiques générales sur le Jurassique inférieur du Var et des Basses-Alpes. *C. R. A. F. A. S.*, Congrès de Tunis, p. 256-262, 1914.

le bord même de la feuille de Toulon au $1/50\ 000^e$. H. Douvillé, qui les a décrits, les a attribués à la zone à *Sonninia Sowerbyi* (zone à *Witchellia læviuscula* Haug). Mais l'abondance, dans quelques blocs, de *Dorsetella Romani* Opp. et *D. romanoïdes* Douv. semble indiquer la présence d'un niveau plus élevé du Bajocien et il se pourrait que les trois zones inférieures de l'étage se trouvent ici condensées dans une couche peu épaisse. M. Lanquine, dans le travail paléontologique qu'il se propose de publier, élucidera certainement cette question. Jusqu'ici il s'est contenté d'indiquer la présence de plusieurs genres d'Ammonites, ainsi que celle d'une *Lima* vigoureusement costulée, *Ctenostreon pectiniforme* Schloth. Il a, en outre, signalé l'existence de cette couche bajocienne en plusieurs points nouveaux des feuilles de Toulon et de la Ciotat.

Au-dessus de ce terme inférieur de faible épaisseur vient une série assez puissante (près de 200 m.), constituée par des alternances répétées de marnes et de bancs réguliers de calcaires marneux, bleus en profondeur, gris ou jaunâtres sur les affleurements.

Sa partie inférieure seule correspond au Bajocien supérieur. On y trouve *Amussium Silenus* aut. non d'Orb., *Oppelia subradiata* Sow., *Strenoceras subfurcatum* Ziet., *Parkinsonia Orbignyana* Wetz. et les empreintes de nature problématique connues sous le nom de *Cancellophycus*.

La partie supérieure renferme *Lytoceras tripartitum* Rasp. et représente la zone inférieure du Bathonien.

La constance des caractères lithologiques et la rareté des fossiles rend illusoire toute tentative de délimitation entre la partie bajocienne et la partie bathonienne de la série. D'ailleurs, au point de vue paléontologique, la limite du Bajocien et du Bathonien est une des plus artificielles qui soient, et le Bajocien supérieur pourrait sans inconvénient être réuni au Bathonien en un étage unique. Nous nous sommes donc décidés, M. Lanquine et moi, à grouper sous une même teinte le Bajocien supérieur et le Bathonien inférieur et, pour la commodité du langage, nous nous servons du terme de BATHONIEN MARNEUX (j_2^b) pour désigner cet ensemble de couches marneuses, incontestablement bathyales, par opposition au BATHONIEN CALCAIRE (j_2^c), essentiellement néritique, qui lui fait suite. Le passage entre ces deux terrains hétérotopiques se fait par des alternances, sur une épaisseur variable, de calcaires grumeleux jaunes et de marnes. C'est dans ces couches marneuses que l'on rencontre la faune étudiée par plusieurs auteurs et, en dernier lieu, par

Michalet⁽¹⁾. Ce géologue signale, entre autres, les espèces suivantes : *Anabacia orbulites* d'Orb., *Pentacrinus Nicoleti* Des., *Cidaris meandrina* Ag., *Acrosalenia spinosa* Ag., *Holectypus depressus* Ag., *Echinobrissus clunicularis* Lhwyd., *Eudesia cardium* Lam., *E. Niedzwiedskii* Szajn., *Dictyothyris coarctata* Park., *Avicula echinata* Sow., *Lima cardiiformis* Morr. et Lyc., *Chlamys vagans* Sow., etc. Les principaux gisements (Valaury, Folcalqueiret, Rocbaron, Puget-Ville) se trouvent sur la feuille de Cuers, en dehors des limites du présent mémoire, mais la localité du Nest, près des Pomets, est située sur la feuille de Toulon; celles de la Galère et de la Gorguette, près Bandol, sur la feuille de la Ciotat.

Au-dessus des alternances de marnes fossilifères et de calcaires se trouve une masse épaisse de calcaires compacts, jaune foncé, dont les fossiles, à l'état de fragments, sont difficiles à dégager. Elle forme une barre importante, principalement dans la région de Solliès-Pont. Dans la région située entre Saint-Cyr et Bandol, M. Dalloni y a signalé d'importantes intercalations dolomitiques, que j'ai retrouvées également au nord de Toulon, dans le sous-bassement du Faron, et au mont des Oiseaux, près d'Hyères.

Le Bathonien calcaire est directement surmonté, dans la région qui nous occupe, par une masse puissante de dolomies saccharoïdes, grises ou noirâtres, dépourvues de fossiles. On les attribue d'ordinaire au Jurassique moyen, mais comme aux environs de Marseille elles reposent sur des calcaires compacts, dont la partie supérieure est séquanienne et probablement même kimeridgienne, je les attribue maintenant au Portlandien et je les désigne sous la dénomination de DOLOMIES NÉOJURASSIQUES (j_{III} d). Dans le N. E. de la feuille de Toulon, au-dessus de la Mort de Gautier, près Valaury, on y observe plusieurs intercalations de gros bancs de calcaires blancs à grain très fin, à cassure conchoïdale, qui, vers le sud, se terminent en biseau dans la masse des dolomies. Dans le N. W. de la feuille, par contre, les calcaires blancs ne se rencontrent qu'au-dessus des dolomies. Ils atteignent une épaisseur assez considérable et paraissent correspondre à la partie tout à fait supérieure du Tithonique et au Valanginien, dont ils renferment, près de Marseille, quelques-uns des fossiles caractéristiques (*Heterodicerus Luci* Defr.⁽²⁾, *Natica Leviathan*

⁽¹⁾ MICHALET. Le Bathonien des environs de Toulon et ses Échinides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3^e sér., t. XXIII, p. 50-75, 1 fig., 1895.

⁽²⁾ Les travaux de J. Fabre et Joukowsky montrent avec évidence que les couches qui, au Salève, ont fourni le type d'*Heterodicerus Luci*, appartiennent au Valanginien (« Infravalanginien ») et non au Tithonique, comme on l'avait cru précédemment.

Pict. et Camp.). D'ailleurs M^{lle} J. Pfender a observé dans ces calcaires, sur la route du Croupatier, la structure oolithique particulière au Valanginien de la région marseillaise. Je réserve la dénomination de CALCAIRES BLANCS ($j_{III} c-c$, ou jc) à ces calcaires supérieurs aux dernières dolomies. Outre quelques articles de Crinoïdes et des sections de Mollusques, le seul fossile macroscopique connu aux environs de Toulon est un Bryozoaire ayant l'aspect d'un *Chaetetes*, mais qui semble appartenir au genre *Radiopora*, dont Waters a signalé une espèce dans le Valanginien de Sainte-Croix (Vaud). Nous l'avons recueilli, M^{lle} Pfender et moi, sur la route du Cap Gros et à l'est du basalte de la Courtine, près Ollioules.

Les Calcaires Blancs valanginiens sont recouverts, partout où ils sont représentés, par des alternances de marnes grumeleuses souvent verdâtres, et de bancs de calcaires gris ou jaunâtres compacts, constituant l'HAUTERIVIEN (c^2). Cet étage forme, dans le chaînon du Gros Cerveau, du Croupatier et du Faron, un liséré, plus ou moins continu, couvert de végétation, entre les escarpements rocheux des Calcaires Blancs et la falaise de l'URGONNIEN. Son épaisseur est ici assez réduite; il prend, par contre, un développement considérable dans le nord-est de la feuille de Toulon, entre Tourris et la plaine des Selves, où il comprend de gros bancs calcaires, dont l'aspect rappelle l'URGONNIEN, mais qui ne renferment pas les organismes caractéristiques de ce terrain. L'Hauterivien de Tourris repose directement sur les Dolomies; les Calcaires Blancs supérieurs ne sont pas représentés, et il est probable qu'ils sont remplacés ici par des dolomies. Au N. W. et au S. E. de ce point, l'URGONNIEN est directement superposé aux Dolomies et il se pourrait que l'Hauterivien soit lui aussi dolomitique; mais il est plus vraisemblable que la lacune entre les deux formations en contact est imputable à un étirement des termes manquants et c'est à cette solution que je me suis arrêté.

L'URGONNIEN (c^3), facies organogène de l'étage Barrémien, est un des termes les plus constants de la région toulonnaise. Sur une épaisseur de près de 300 m., il est constitué par des calcaires compacts, gris ou jaunâtres, blancs à la surface, en gros bancs sans délits marneux. Certains de ceux-ci présentent de nombreuses sections de Rudistes, parmi lesquels on reconnaît des *Requienia* et des *Toucasia*; d'autres ne renferment que des fossiles microscopiques, dont l'énumération ne peut trouver place ici.

Lorsqu'il est renversé, l'URGONNIEN possède une épaisseur très réduite et il est alors traversé de nombreuses veines spathiques. Malgré sa grande épaisseur

primitive, il est souvent entièrement supprimé, sans doute plutôt par arrachement que par étirement. Ses surfaces sont fréquemment creusées de rigoles dues au ruissellement et rappellent les plus beaux *lapiez* des Alpes.

Dans le centre et dans l'ouest de la feuille de Toulon, l'Urgonien passe insensiblement, à sa partie supérieure, à des calcaires plus marneux, dont certains bancs renferment de nombreux silex, généralement de grande taille, rarement branchus, à patine rousse. D'après leur position stratigraphique et leurs caractères lithologiques on ne peut hésiter à les attribuer à l'APTIEN INFÉRIEUR (c_1^{4a}), mais ils sont peu fossilifères. Par contre, les marnes noires qui leur font suite et qui représentent l'APTIEN SUPÉRIEUR (c_1^{4b}) ont fourni quelques Ammonites, telles que *Parahoplites Deshayesi* d'Orb., notamment entre le Revest et Tourris.

Il n'existe, dans la région toulonnaise, aucun indice paléontologique de la présence de l'Albien, étage que l'on rencontre dans la Nerthe, au nord-ouest de Marseille. Toutefois les marnes attribuées à l'Aptien supérieur passent insensiblement, à leur partie supérieure, au Cénomanién. Cette continuité s'observe sur tout le bord méridional du synclinal du Revest, depuis le val d'Aren, au nord de Bandol, jusqu'à Tourris. Il existe, par contre, au nord du Revest et au nord de Tourris, une lacune dans la succession marine, qui s'étend de l'Aptien inférieur à l'Albien inclusivement, et le Cénomanién repose, en beaucoup d'endroits, directement sur l'Urgonien. Ailleurs, les deux formations sont séparées par des couches de BAUXITE atteignant quelquefois plusieurs mètres d'épaisseur. Souvent la Bauxite n'est conservée que dans des poches ou dans des fissures des couches supérieures de l'Urgonien. Le caractère essentiellement bathyal de l'Aptien à une faible distance de points où il est absent montre avec évidence que ses dépôts ont disparu par dénudation et que, par conséquent, la Bauxite du Revest et de Tourris est incontestablement d'âge albien. Les observations dans la région toulonnaise permettent donc de donner ici à la détermination de l'âge des bauxites une précision sensiblement plus grande que celle à laquelle était arrivé Collot [7] (1).

(1) Collot n'a cependant jamais affirmé que la Bauxite fût d'âge aptien et je m'étonne de trouver sous la plume de M. Jacques de Lapparent la conclusion « que la formation de la bauxite n'eut pas lieu seulement à l'époque aptienne *ainsi qu'on l'enseigne souvent*, mais qu'elle s'est poursuivie jusqu'à la fin des temps crétaés là où des calcaires restaient émergés ». La note « sur la constitution minéralogique des bauxites et des calcaires au contact desquels on les trouve » (*C. R.*

Le CÉNOMANIEN INFÉRIEUR (c''_n) est représenté, sur tout le bord méridional du bassin du Beausset, par des calcaires marneux, noduleux, avec bancs à Orbitolines. Les fossiles macroscopiques y sont peu abondants. Sur le bord septentrional, au Revest et à Tourris, il débute par des sables et des couches saumâtres, qui renferment la faune décrite par M. Repelin dans une monographie bien connue. Au-dessus viennent des couches marines, calcaires marneux avec lits sableux, où abondent, notamment à Fieraquet⁽¹⁾ et à l'est de Robœuf, *Neolobites Vibrayanus* d'Orb., *Exogyra columba* Lam., *Ostrea biauriculata* Lam., *Lopha flabellata* Goldf., *Plicatula Reynesi* Coq., *Terebratula phaseolina* Lam., *Hotaster suborbicularis* Ag., *Hemiaster bufo* Des., etc.

Le CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR (c''_c) est uniformément constitué par des calcaires zoogènes à Caprinidés, qui forment une barre d'épaisseur assez variable.

Le TURONIEN INFÉRIEUR (c'''_m) n'est représenté à l'état de marnes noires, connues sous la dénomination de « marnes ligériennes » (ou mieux « salmu-riennes »), que dans les environs du Revest, où le bord nord du bassin du Beausset vient rejoindre le bord sud. Il est caractérisé par l'abondance de *Periaster Verneuli* Des., particulièrement dans un gisement classique situé près du cimetière du Revest, ainsi qu'au voisinage du col qui sépare les pentes de Fieraquet du vallon d'Orvès. Là se trouve également, avec de gros Gastéropodes mal conservés, une Ammonite très caractéristique du Turonien inférieur, *Mammites Revelierianus* Court.

Ces marnes sont absentes sur tout le bord méridional du bassin du Beausset, soit qu'elles aient été étirées lors des mouvements orogéniques, soit que le faciès gréseux, qui domine dans la partie moyenne de l'étage, ait envahi également toute la partie inférieure.

Le TURONIEN MOYEN (c'''_g), constitué par des sables jaunes ou par des grès, atteint une grande épaisseur à l'ouest du Revest, ainsi que dans la traversée de la vallée de la Reppe et du val d'Aren. Partout où domine le faciès sableux, les fossiles sont entièrement absents, mais les organismes plus ou

Ac. Sc., t. CLXXVIII, p. 581, 4 février 1923) de M. J. de Lapparent est le résultat d'observations très rapides sur le terrain à Villeveyrac (Hérault) et dans les Alpines (Bouches-du-Rhône) et d'une étude, par contre, très minutieuse et très intéressante de la composition minéralogique des échantillons recueillis. Ses conclusions eussent probablement été différentes si leur auteur avait tenu compte du travail de Collot et s'il avait pu étendre ses observations à un plus grand nombre de localités. (*Note ajoutée pendant l'impression.*)

⁽¹⁾ A. MICHALET. Le Cénomaniens des environs de Toulon et ses Échinides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. I, p. 574-589, 1900.

moins triturés, tels que Bryozoaires, Lamellibranches, etc., sont assez abondants dans un faciès plus calcaire, qui remplace le faciès sableux au nord du Caoumé ou mont Caume. Ici, comme l'a reconnu M. Maury, plusieurs barres de calcaire à Rudistes s'intercalent dans les grès et se terminent en biseau vers l'est. Des alternances semblables s'observent dans le haut du vallon de Cimay, à l'est de Sainte-Anne.

Le TURONIEN SUPÉRIEUR est exclusivement représenté par des calcaires à Rudistes, où apparaissent les premières Hippurites (*Orbignya Requieri* Math., *Vaccinites petrocoriensis* Douv.). Ils forment une barre, souvent très épaisse, que l'on suit presque sans discontinuité depuis le flanc occidental du val d'Aren, à l'ouest, jusqu'au Caoumé, à l'est. D'après Marcel Bertrand [19], la partie supérieure de ces calcaires renfermerait déjà des Hippurites coniaciennes et la barre serait à cheval sur le Turonien supérieur et sur le Coniacien inférieur ($c_n^{3b} - c_m^{1a}$). Cette manière de voir, également adoptée par M. Maury, est confirmée, dans une certaine mesure, par la constatation de l'absence, dans toute la Basse-Provence, des Ammonites caractéristiques de la zone inférieure du Coniacien (*Barroisiceras Habersfellneri* Redt., *Tissotia*, *Gauthiericeras*, *Peroniceras*). Sur la Carte il n'est cependant guère possible d'opérer la séparation des couches isopiques du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur et il y a lieu de les réunir sous une même teinte et sous un même symbole ($c_n^3 c$).

Sur le bord occidental de la région qui fait l'objet du présent mémoire, c'est-à-dire un peu à l'ouest du méridien de Saint-Cyr, le CONIACIEN et le SANTONIEN sont entièrement constitués par des alternances de grès plus ou moins argileux et de marnes sableuses (c_m^{1-2}), où les fossiles sont cantonnés à certains niveaux, surtout vers la partie supérieure : niveau à petits Gastéropodes de *Tauroentum*, couches à Spongiaires découvertes par M. Moret, etc. Mais, d'une manière générale, ils sont rares et ce n'est que plus à l'est, aux environs du Beausset, que *Mortoniceras Emscheris* Schlüt., *Micraster corbaricus* Lamb., puis *Mortoniceras texanum* F. Röm., *Inoceramus digitatus* Sow. caractérisent les niveaux inférieurs, tandis que, dans un niveau supérieur des grès, on rencontre des débris végétaux (*Lomatopteris superstes* Sap., *Araucaria Toucasi* Sap., *Magnolia tolonensis* Sap.). En même temps, des couches à Hippurites, formant souvent de véritables barres calcaires, s'intercalent à plusieurs niveaux.

Le niveau dit du val d'Aren, constitué par des grès calcarifères et marneux, peu apparents dans la topographie, est caractérisé, d'après Toucas [1], par

Orbignya socialis Douv., *incisa* Douv., *Vaccinites marticensis* Douv., *giganteus* d'Hombre-Firmas, *Biradiolites canaliculatus* d'Orb., et correspond au Coniacien supérieur. Il est immédiatement recouvert par les couches à *Inoceramus digitatus* Sow. et *Mortoniceras texanum* F. Röm., qui constituent la base du Santonien et supportent le niveau principal à Hippurites. C'est la barre de la Cadière et du Castellet, sur laquelle sont bâties ces deux localités et qui se continue vers l'est jusqu'au cimetière du Beausset, tandis qu'à l'ouest, vers Saint-Cyr, elle se termine en biseau au milieu des grès. Toucas y signale, avec *Mortoniceras texanum*, *Orbignya Matheroni* Douv., *sublævis* Math., *Toucasii* d'Orb., *Vaccinites dentatus* Math., *galloprovincialis* Math., *beaussetensis* Touc., *Præradiolites Toucasi* d'Orb., *caderensis* Touc., *Sphærolites Boreaui* Touc., *Radiolites Matheroni* Touc., *squamosus* d'Orb., *galloprovincialis* Touc., *Plagiptychus Aguilloni* d'Orb. Un dernier niveau à Rudistes, immédiatement supérieur aux grès à Végétaux, est constitué par des calcaires marneux, renfermant au Rouve et au Moutin, avec *Placenticeras syrtale* Mort. et *Lima marticensis* Math., *Orbignya canaliculata* Roll. du Roquan, *Vaccinites latus* Math., *Præradiolites sinuatus* d'Orb., *Radiolites Guiscardii* Pir., *Biradiolites beaussetensis* Touc., *Stoppanii* Pir. C'est le Santonien supérieur, auquel on doit aussi attribuer tout au moins les marnes à *Ostrea galloprovincialis* Math., car Toucas y a rencontré *Placenticeras syrtale*.

A l'est de la vallée de la Reppe, les facies du Coniacien et du Santonien diffèrent sensiblement de ce qu'ils sont à l'ouest. Des calcaires spathiques — constitués, d'après les recherches encore inédites de M^{lle} J. Pfender, par une accumulation de débris d'Échinides, de Bryozoaires, de Mélobésiées et de Foraminifères — prennent un développement considérable, tandis que, dans les grès de Saint-Cyr et des environs du Beausset, ils ne forment que des intercalations peu nombreuses et de faible épaisseur. En même temps, les grès avec lesquels ils alternent, se chargent de gros grains de quartz et se présentent en grandes dalles plus ou moins épaisses. Les calcaires à Hippurites constituent une barre unique, que l'on suit sans interruption depuis Sainte-Anne d'Évenos, à l'ouest, jusqu'au Caoumé, à l'est. A l'ouest, elle est tout d'abord soudée à la barre des Aiguilles, qui représente le Turonien supérieur et la base du Coniacien. Ce n'est qu'à partir d'un point situé à 300 m. environ au S. E. de la Bérengière que la barre se dédouble par l'intercalation d'une mince bande de grès et de calcaires spathiques en couches fortement inclinées, voire verticales, qui passe sous l'extrémité nord du témoin basaltique

du Destrier et se poursuit ensuite à l'est du vallon qui descend sur le Broussan, jusqu'au pied sud de l'escarpement supérieur du Caoumé, alors que la barre turonienne et les grès du Turonien inférieur sont étirés sur une assez grande longueur et ne reparaisent qu'à partir du ravin de Pardiguières. A l'extrémité orientale du Caoumé, la barre supérieure, qui supporte les ouvrages fortifiés, est séparée de la barre inférieure turonienne par une épaisseur de 180 m. de grès et de calcaires spathiques, qui représentent vraisemblablement non seulement le Coniacien, mais encore la partie inférieure du Santonien. La barre supérieure de calcaires à Hippurites, entièrement coniacienne à son extrémité occidentale, serait, à son extrémité orientale, d'âge campanien moyen. Il semblerait donc que, de l'ouest à l'est, elle occupe un niveau de plus en plus élevé, à mesure que le faciès gréseux augmente d'épaisseur. Il faudrait évidemment pouvoir confirmer une pareille conclusion au moyen de documents paléontologiques, mais les fossiles caractéristiques sont rares dans le faciès gréseux et l'état de conservation des Rudistes dans les barres calcaires ne permet qu'exceptionnellement une détermination spécifique.

Les termes supérieurs du Sénonien de la région toulonnaise appartiennent au CAMPANIE. Ils possèdent tous le faciès lagunaire ou lacustre et leurs organismes indiquent une dessalure progressive à mesure que l'on s'élève dans la série.

Les couches inférieures de cette série sont des CALCAIRES marneux à TURRITELLES ($C_{III}^{3a}t$), avec *Glauconia Coquandiana* d'Orb., *Renauxiana* d'Orb., *Acteonella gigantea* d'Orb., particulièrement bien développées à l'est du Castellet, entre le Moutin et Fontanieu, au-dessus de Saint-Côme et au Grand Canadeau.

Les couches moyennes sont connues dans la Basse-Provence sous le nom de VALDONNIE (C_{III}^{3a}). Ce sont des calcaires marneux à *Campylostylus galloprovincialis* Math., *Cyrena globosa* Math., très fossilifères entre le Castellet et le Beausset.

Les couches supérieures constituent le FUVÉLIE (C_{III}^{3b}); ce sont des calcaires marneux noirs avec innombrables coquilles à test blanc de *Corbicula concinna* Sow. (= *Cyclas galloprovincialis* Math.) et autres espèces d'eau douce. Les lignites qui s'y trouvent intercalés ont été exploités à Fontanieu. Les mêmes couches affleurent au nord du Grand Canadeau.

Les poudingues bégudiens, si développés sur le pourtour de la Sainte-

Baume et au nord de la Nerthe, ne sont connus nulle part sur le territoire des feuilles de Toulon et de la Ciotat au 1/50 000^e.

TERRAINS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES.

Les terrains tertiaires sont uniquement représentés, dans la région toulonnaise, par les deux étages inférieurs de la série NÉONUMMULITIQUE ou OLIGOCÈNE.

Par analogie avec le bassin de Marseille, on peut attribuer au SANNOISIEN (σ_1 , équivalent lacustre ou lagunaire du Lattorfien) des calcaires lacustres en plaquettes blanches et des marnes, qui, à l'ouest d'Ollioules, reposent directement sur les terrains triasiques ou liasiques et ne sont plus représentés que par des lambeaux peu étendus. Les mêmes calcaires sont plus développés à l'est d'Ollioules, où ils alternent, comme dans la région de Marseille, avec des poudingues, dont les éléments sont constitués par des calcaires de même composition que les calcaires lacustres.

Entre Sanary et Bandol, les poudingues deviennent tout à fait prédominants; leurs éléments sont empruntés aux couches jurassiques sous-jacentes. Ce sont les *poudingues de Bandol*. Ils forment des bancs épais, alternant avec des couches argileuses rouges ou blanches et de rares bancs de calcaire lacustre.

J'attribue au STAMPIEN (σ_n , ou Rupélien), par analogie avec le poudingue de Marseille, des poudingues constitués à peu près exclusivement par un ciment sableux et par des petits galets bien calibrés de quartz blanc, empruntés aux Phyllades (α)⁽¹⁾. Ils alternent avec des sables jaunes et des argiles, exploitées à Faveyrolles, à l'est d'Ollioules, pour la briqueterie. Ils sont transgressifs et reposent directement, en ce même point, sur le Trias, et, au nord de Bandol, sur les calcaires bathoniens.

On doit attribuer à l'Oligocène moyen ou supérieur une grande coulée de *basalte andésitique*, directement superposée, à la Courtine, au N. E. d'Ollioules, et sur la route d'Évenos au Broussan, aux sables et poudingues stampiens.

Au vieux château de Bandol, de gros blocs arrondis d'un basalte de même composition se mêlent, dans la falaise faisant face à l'Île, aux éléments cal-

⁽¹⁾ M^{lle} Pfender et moi avons cependant rencontré sur le chemin de la Courtine, à l'est d'Ollioules, sur une croupe où affleurent les deux termes de l'Oligocène, des blocs de ce même quartz, dont plusieurs énormes. Leur mode de transport est assez énigmatique.

caires du poudingue de Bandol et proviennent d'une coulée probablement un peu plus ancienne que la grande coulée. Celle-ci est aujourd'hui réduite à des témoins qui couronnent les hauteurs sur les deux rives de la Reppe. Ce sont, du nord au sud : sur la rive gauche, les lambeaux du roc de l'Aigle, de Marou (au nombre de 3), du Destrier, celui qui porte le fort de Pipaudon et le village d'Évenos, enfin, les deux lambeaux de la Courtine; sur la rive droite, le lambeau de Sainte-Barbe, au N.W. d'Ollioules, et le témoin minuscule qui repose sur le Lias moyen de la Vacoune, au S.W. de cette ville. Plus au sud, des lambeaux, appartenant sans doute à la même coulée, sont conservés, l'un, sur le chemin de Sanary aux Playes, l'autre, à la pointe Nègre. Tous deux reposent sur les Phyllades.

Les recherches de M. Albert Michel-Lévy [4] ont montré que la composition de ces basaltes est bien différente de celle des basaltes permien.

Ce n'est pas ici le lieu d'étudier en détail le QUATERNAIRE de la région toulonnaise et d'exposer en détail les raisons qui militent en faveur de la classification adoptée dans la Légende des feuilles de Toulon et de la Ciotat de la Carte géologique au 1/50 000^e. Je veux cependant indiquer très sommairement le principe de cette classification, ne fût-ce que pour l'intelligence des symboles qui servent à désigner les subdivisions dans les coupes accompagnant les descriptions tectoniques détaillées qui vont suivre.

Le QUATERNAIRE ANCIEN (q) ou Sicilien (Pliocène supérieur ou Post-Pliocène des auteurs), si développé dans la région de Marseille sous la forme de tufs et de brèches des plateaux, n'est représenté dans la région toulonnaise que par quelques éboulis anciens (q, e).

Le QUATERNAIRE MOYEN (Quaternaire proprement dit ou Pléistocène des auteurs) comprend très généralement, dans la Basse-Provence comme dans les Alpes, trois terrasses emboîtées que je désigne par les symboles $q_1^1 a$, $q_2^2 a$ et $q_3^3 a$ (a^{1a} , a^{1b} , a^{1c} de la Carte au 1/80 000^e).

La HAUTE TERRASSE n'est représentée que par quelques lambeaux de tufs ($q_1^1 t$) déposés sur d'anciennes surfaces, en contre-bas desquelles se trouvent les alluvions de la moyenne terrasse, déposées à la suite d'un creusement qui a entamé et très souvent détruit cette haute terrasse. Il en subsiste des traces par exemple dans la vallée de Dardenne, immédiatement en aval du barrage.

La MOYENNE TERRASSE est constituée par des alluvions ($q_2^2 a$), dans lesquelles M. Lutaud a observé de véritables cailloutis à éléments roulés, qui passent en amont à des brèches de vallées ($q_2^2 br$) plus ou moins cimentées, ou à des

tufs (q_2^t), ou encore à des brèches de pentes anciennes et à des limons de ruissellement (q_2^r), dont la surface se raccorde avec la surface supérieure de la terrasse.

Les alluvions de la BASSE TERRASSE (q_3^a) ont été souvent confondues avec les « alluvions modernes ». Elles occupent, en effet, le fond des vallées actuelles, mais le cours d'eau a creusé son lit souvent jusqu'à 8 m. de profondeur au-dessous de la surface supérieure de la nappe d'alluvions. Les limons de ruissellement récents et la *terra rossa* qui remplit les bassins fermés ou insuffisamment drainés (q_3^r) ont été classés dans cette même phase du Quaternaire.

On n'a attribué au QUATERNAIRE RÉCENT (q_m) que les alluvions actuelles des cours d'eau, déposées lors des crues ordinaires. Elles constituent au fond des vallées une nappe dont la surface aboutit au niveau de la mer. Les cordons littoraux (q_m^m) et les dunes (q_m^d) représentent sur la Carte les formations marines du Quaternaire récent.

Il existe cependant dans la région toulonnaise en un seul point une formation quaternaire marine d'âge plus ancien, appartenant très probablement au Quaternaire moyen, sans que l'on puisse préciser davantage, car elle se présente sans connexion visible avec l'une ou l'autre des terrasses fluviales. C'est un grès à Corallinées⁽¹⁾, qui forme toute la pointe, dirigée vers le N. W., de la petite presqu'île portant l'ancien château de Bandol. Dans sa partie inférieure, il englobe de gros éléments calcaires et basaltiques empruntés au poudingue oligocène qui forme la falaise méridionale de la presqu'île. Le reste de la formation est remarquablement homogène; elle est entièrement constituée par des débris d'Algues calcaires (Corallinées et Mélobésiées) et par des grains de quartz cimentés par de la calcite.

⁽¹⁾ J. PFENDER. Sur une formation quaternaire marine des côtes de Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e sér., t. XXIV, 2 pl. héliogr. (*Sous presse.*)

CHAPITRE PREMIER.

LA ZONE DU CAP SICIÉ ET SES RECOUVREMENTS.

APERÇU GÉNÉRAL.

Entre la baie de Sanary, à l'ouest, et la rade d'Hyères, à l'est, la côte de Provence est particulièrement articulée. Les îles des Embiez, le cap Sicié, les presqu'îles de Saint-Mandrier et de Giens et les îles d'Hyères constituent les avancées les plus méridionales de la France du Sud-Est. Malgré leur séparation actuelle, on doit les rattacher à une même zone géologique, à laquelle appartiennent également les collines au sud de Six-Fours et de la Seyne, à l'ouest de la petite rade de Toulon, celles du Mourillon et du Pradet et la Colle Noire de Carqueiranne, à l'est. Toutes ces îles, ces presqu'îles, ces collines isolées sont en effet formées *en majeure partie* de terrains antérieurs au Trias, phyllades ou schistes cristallins antéhouillers et grès permien, tandis que la colline du Paradis et le mont des Oiseaux, au nord de Carqueiranne, ont une composition toute différente et appartiennent évidemment à une zone géologique (ou mieux « physiographique ») plus septentrionale.

Je désignerai sous la dénomination de *zone du cap Sicié* cette région naturelle, qui englobe un ensemble tectonique homogène. La prédominance soit des Phyllades, soit du Permien, permet d'y distinguer trois bandes discontinues, bien individualisées, dans la région médiane tout au moins. On observe du sud au nord (pl. A, 1) :

1° une bande méridionale de Phyllades, comprenant les îles des Embiez, le cap Sicié, la presqu'île de Giens et les îles d'Hyères, dont les plus orientales sont formées, d'après Marcel Bertrand, de micaschistes et de gneiss, c'est-à-dire de roches beaucoup plus métamorphiques que les Phyllades ;

2° une bande de grès permien, qui affleure tout autour de la plaine du Pas-du-Loup et qui se prolonge dans la presqu'île de Saint-Mandrier et dans la Colle Noire ;

3° une bande septentrionale de Phyllades, comprenant le petit massif des Playes, à l'est de Sanary, les collines au sud de Six-Fours et de la Seyne

et les « îlots » du Mourillon et du Pradet, où les Phyllades sont partout en contact direct avec les terrains triasiques.

Les terrains permien qui entourent la dépression quaternaire du Pas-du-Loup ne se montrent plus à l'ouest de la route qui conduit à Jonas et au Champ de Mai.

Dans l'ouest, les Phyllades du cap Sicié sont vraisemblablement en continuité, sous les alluvions anciennes, avec ceux des collines de Six-Fours, de sorte qu'ici la bande méridionale et la bande septentrionale se confondent, la bande permienne venant à disparaître.

Dans l'est, on chercherait en vain, au delà de la halte de la Moutonne, la moindre trace de Phyllades représentant la bande septentrionale.

Outre les Phyllades et les grès rouges permien on n'observe, dans la zone du cap Sicié, que des affleurements peu étendus de terrains triasiques, dont la présence est étroitement liée au voisinage des Phyllades. L'étude des relations tectoniques que présentent les terrains antépermien, d'une part, avec le Permien et le Trias, de l'autre, offre un intérêt tout particulier et a fait l'objet, de la part de M. Zürcher, d'une note très importante [5], où sont décrits en grand détail les phénomènes de recouvrement des environs de Toulon⁽¹⁾. Cette circonstance me permettra de réduire la description qui va suivre aux faits principaux et d'insister surtout sur les points peu nombreux où je ne me trouve pas entièrement d'accord avec mon éminent ami. J'ajouterais que, plus récemment, MM. Marty et Vlès ont publié, sur la région de Sicié, une note très brève qui renferme quelques faits nouveaux. M. Vlès a bien voulu me communiquer le manuscrit d'un travail plus détaillé sur le même sujet. J'y ai fait dans la suite quelques emprunts.

DESCRIPTION TECTONIQUE DÉTAILLÉE.

Je ne m'attarderai pas ici à décrire la structure des massifs de Phyllades eux-mêmes. La direction des couches y est très variable, les plongements s'éloignent peu de la verticale et jusqu'ici aucun résultat général ne semble devoir se dégager des rares observations faites dans cet ordre d'idées. Les bandes étroites de Houiller qui se trouvent intercalées dans les Phyllades paraissent avoir participé aux mêmes mouvements qu'eux et leur apparition ne

⁽¹⁾ Voir l'Historique, p. 42.

permet pas de formuler de conclusions tectoniques générales. Par contre, il est important de constater que, dans la zone du cap Sicié, le Permien ne se trouve qu'exceptionnellement en succession normale sur le Houiller ou sur les Phyllades. En général, la juxtaposition des deux termes est mécanique et ce sont presque toujours les Phyllades qui reposent sur le Permien. Je commencerai l'étude détaillée de ces contacts anormaux par la description du pourtour de la dépression permienne du Pas-du-Loup.

BORD MÉRIDIONAL DE LA DÉPRESSION DU PAS-DU-LOUP. — Si l'on se dirige du sémaphore du cap Sicié vers le N. E., on descend longtemps sur des pentes uniformes de Phyllades et on s'attend à rencontrer, vers le bord de la mer, des terrains de plus en plus anciens. On n'est pas médiocrement surpris, en approchant de l'anse de Faubrégas, de passer brusquement, au-dessous de la bat-

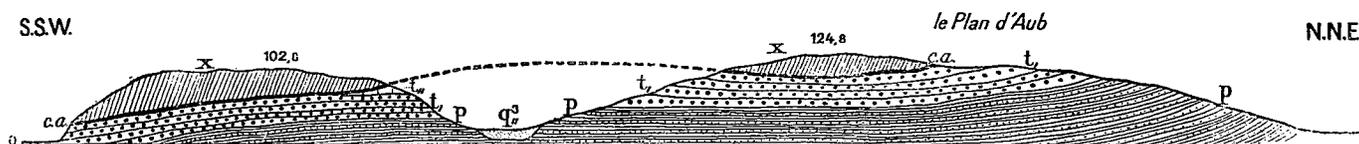


Fig. 12. — Coupe prise à l'ouest de Faubrégas.

(Échelle : 1/10 000°.)

x, Phyllades; p, Permien; t_i , Trias inf^r (poudingues et grès argileux rouges); t_c , calcaires mésotriasiques; q_b , alluvions de la basse terrasse.

terie des Baous Rouges (fig. 12), des Phyllades à une masse de grès rouges, qui s'étend jusqu'à la mer et qui présente, dans sa partie supérieure, une intercalation de poudingues à éléments quartzeux, identiques à ceux que, dans toute la région, on a l'habitude d'attribuer au Trias inférieur, au « Grès Bigarré ». Il n'y a, d'autre part, aucun doute sur l'attribution au Permien des grès et des argiles rouge lie de vin qui supportent les poudingues. Pour ce qui est des grès supérieurs, M. Zürcher, frappé de leur grande ressemblance avec les grès inférieurs, n'a pas hésité à en faire également du Permien, à les considérer comme un retour des grès inférieurs au-dessus du Trias inférieur et à les assimiler au flanc inverse d'un synclinal couché. J'avais tout d'abord conclu dans le même sens que M. Zürcher, car l'identité d'aspect des grès inférieurs et des grès supérieurs est complète. Cependant une pareille récurrence de grès et d'argiles d'apparence permienne au-dessus des poudingues du Trias inférieur n'est nullement insolite dans la région toulonnaise et cela en des

points où, comme à Solliès-Pont, toute idée d'un retour mécanique du Permien par-dessus le Grès Bigarré doit être écartée. C'est d'ailleurs un fait bien connu que la séparation des grès triasiques et des grès permien n'est possible que dans les endroits où le poudingue est représenté. Dans plusieurs courses communes nous avons levé, M. Lutaud et moi, les contours au 1/10 000^e de la bande de poudingues et il en est résulté un tracé d'une remarquable régularité. La ligne sinueuse qu'ils dessinent épouse les contours des vallons et reproduit les mêmes saillants et les mêmes rentrants que la ligne de contact anormal qui sépare les Phyllades des grès supérieurs. Si la superposition aux poudingues de ces grès supérieurs était due à un plissement en synclinal au voisinage du plan de charriage des Phyllades, le flanc renversé du pli ne posséderait pas partout la même épaisseur et présenterait par places des traces d'étirement, ce qui n'est pas le cas. Nous avons donc conclu, M. Lutaud et moi, que les grès supérieurs appartiennent au Trias inférieur et non au Permien, auquel ils ressemblent par l'ensemble de leurs caractères lithologiques.

Cette interprétation s'est trouvée confirmée de la manière la plus absolue par une observation de MM. Marty et Vlès, que nous avons vérifiée, M^{lle} Pfender, M. Lutaud et moi, au cours d'une course récente à Faubrégas. Il s'agit de la découverte d'une lame de calcaire mésotriasique intercalée entre le Trias inférieur et les Phyllades de la nappe. Grâce aux précisions données par MM. Marty et Vlès dans leur manuscrit, nous avons pu retrouver facilement l'affleurement de calcaires au sud du grand vallon creusé dans le Permien. Il se trouve exactement à 200 m. au N. W. de la batterie des Baous Rouges, sur une croupe qui porte deux grands pins, un peu au-dessous du chemin de la batterie (fig. 12). Les bancs calcaires s'enfoncent très nettement sous les Phyllades et plongent à peu près à 30° au S. W. Ils forment un lambeau dont la longueur atteint à peine 50 m. Ils succèdent normalement aux grès rouges qui surmontent le poudingue du Trias inférieur. Ces grès ne sauraient donc constituer le flanc renversé d'un synclinal couché et *il ne peut y avoir de doute que la nappe des Phyllades repose directement sur une série normale.*

Le tracé de la ligne de contact anormal qui représente l'affleurement du plan de charriage des Phyllades est très sinueux, il décrit des angles rentrants au passage de tous les vallons et présente deux avancées au sud du Plan d'Aub et au nord de la batterie des Baous Rouges.

Il en résulte que la nappe s'étendait sans doute beaucoup plus loin vers le nord et vers l'est que ne l'indiquent les contours actuels. Le promontoire de Phyllades qui culmine à 124 m. et forme comme un chapeau sur le Trias inférieur de la colline du Plan d'Aub est un témoin avancé de cette nappe, épargné par l'érosion. Les collines permienes de l'Oide et de la Verne, beaucoup moins élevées (25 et 33 m.), ont été débarrassées par dénudation non seulement de la nappe de Phyllades, mais encore de leur couverture normale de Trias inférieur.

BORD SEPTENTRIONAL DE LA DÉPRESSION DU PAS-DU-LOUP. — A l'extrémité occidentale de la dépression du Pas-du-Loup, le contact des Phyllades avec les terrains plus récents est masqué partout par un épais manteau de terrains quaternaires. Le Permien n'apparaît qu'en un point dans la plaine, à 300 m. environ au nord des Moulières. Sur le bord septentrional de la dépression, les Phyllades sont d'abord, sur une longueur d'environ 900 m., en contact avec les grès permienes. Ceux-ci plongent vers le nord et s'enfoncent manifestement sous les Phyllades.

Plus à l'est, sur une longueur de près de 1 km., une bande étroite de Trias inférieur s'intercale entre le Permien et les Phyllades. Entre la Maurelle et Tamaris, le contact a lieu avec les calcaires du Trias moyen, qui, dans la carrière située au sud du fort Caire, plongent vers le nord et supportent directement les Phyllades. Au Manteau, à l'ouest du fort de Balaguier, cette superposition est non moins nette, mais entre les deux terrains s'intercale une brèche de friction, signalée pour la première fois, en 1914, par MM. Marty et Vlès. Elle est principalement constituée par une pâte argileuse, qui résulte de la trituration des Phyllades et englobe des blocs anguleux de calcaires mésotriasiques.

Le bord méridional des collines de Phyllades qui dominent au sud la ville de la Seyne correspond donc, des Moulières jusqu'à Balaguier, à une ligne de contact anormal, le long de laquelle le Permien et le Trias s'enfoncent sous ces Phyllades. On n'observe rien d'analogue sur leur bord septentrional, car ici leur pied est noyé dans les dépôts quaternaires.

COLLINE DES PLAYES. — C'est seulement au nord de la colline qui porte le fort de Six-Fours que l'on voit apparaître des terrains plus récents. Entre le hameau des Playes, au sud, et la station d'Ollioules-Sanary, au nord, se

dresse, sur la rive gauche de la Reppe, une hauteur en forme de croissant, dont la concavité est au sud. Son altitude ne dépasse guère 100 m. Sa longueur est de 2 km., sa largeur maximum de 900 m. On y voit affleurer les Phyllades, le Houiller, le Permien, le Trias inférieur et le Trias moyen. C'est donc là que l'on pourrait être tenté de chercher la ligne de contact anormal qui sépare la nappe des Phyllades du Permien et du Trias autochtones. Et, en effet, M. Zürcher fait passer ce contact entre le Trias de la chapelle de Pépiole⁽¹⁾ et le Permien. Mais, en réalité, les choses sont beaucoup plus compliquées. La colline des Playes est un des coins les plus difficiles de la région toulonnaise. Je l'ai parcourue maintes fois dans tous les sens, tantôt seul, tantôt en compagnie de MM. Michel-Lévy, Lutaud et Maury, de M^{lle} Yvonne Dehorne, de M^{lle} Pfender, ou de M^{me} Jérémine. Bien des points sont encore demeurés obscurs à cause des bois, partiellement incendiés, ou des cultures qui gênent les observations géologiques. Je vais essayer de dégager d'une description minutieuse de la colline des Playes quelques conclusions sur sa structure. On verra que l'interprétation de sa tectonique se heurte à des observations souvent contradictoires. Je commencerai son étude par la corne est du croissant.

A 300 m. à l'est des Playes, un sentier se dirige au nord, en suivant d'abord la ligne de plus forte pente. Il traverse toute la colline, en passant au petit ensellement qui sépare le sommet coté 98 m. d'un sommet un peu plus élevé et situé au N.W. du premier. Il permet d'établir une coupe transversale de la corne est (fig. 13 a).

Jusqu'à la cote 70 on monte dans les Phyllades, qui constituent partout le pied de la colline, sur le bord interne du croissant. On traverse ensuite une bande de schistes noirs qui, plus à l'ouest, a fourni des restes de Végétaux et doit être attribuée au Houiller. Quoique le contact soit mal visible, il est manifeste qu'ici ce Houiller repose normalement, bien qu'en discordance, sur les Phyllades. Au col, on observe très nettement la superposition au Houiller d'un poudingue à gros éléments, parmi lesquels dominant des quartz blancs originaires des Phyllades, associés à des morceaux de grès et de schistes provenant du Houiller. Ce poudingue occupe les deux sommets cotés 98 et 105 et il constitue, tout le long de la crête, un petit ressaut rocheux. Il supporte au N. E. des grès et des argiles fortement décolorés en surface,

⁽¹⁾ La chapelle de Pépiole, dont le nom ne se trouve ni sur le Plan Directeur ni sur la Carte au 1/50 000', est située à 500 m. environ à l'E.S.E. de la gare d'Ollioules-Sanary et à 200 m. du cours de la Reppe.

mais incontestablement permien. Sa véritable position a été reconnue par M. Lutaud : *c'est le conglomérat de base du Permien.*

Une seconde coupe (fig. 13 b), plus difficile à interpréter, mais non moins instructive, est fournie par le chemin dirigé N.-S., qui conduit des Playes à

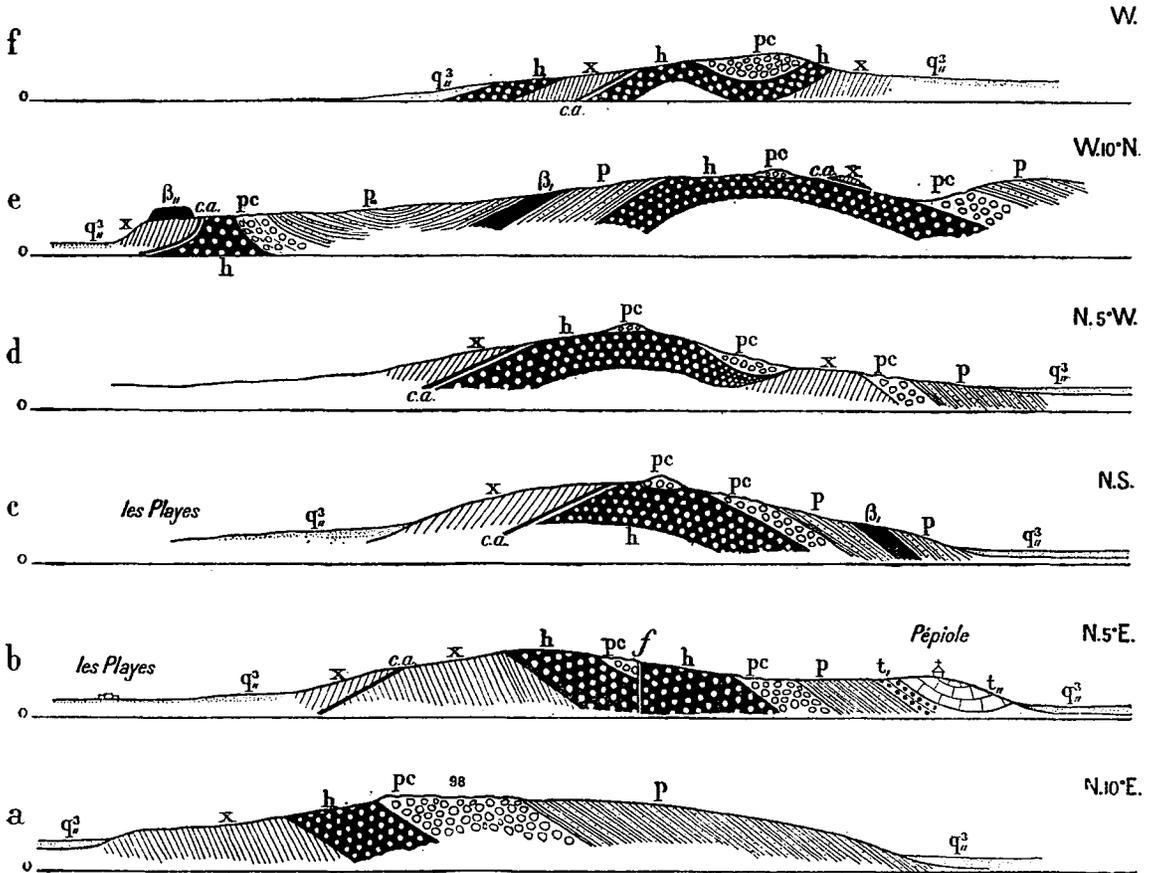


Fig. 13. — Coupes à travers la colline des Playes, au S. W. de Sanary.

(Échelle : 1/10 000.)

x, Phyllades; h, Houiller; pc, poudingue permien; p, Permien; β , Basalte permien; t, Trias inf^r; t_a, calcaires mésotriasiqnes; β_o , basalte oligocène; q₄^s, alluvions quaternaires.

f, faille; c. a., contact anormal.

Pépiole, en suivant deux vallons, séparés par un petit col. On traverse d'abord la bande des Phyllades, qui ici atteint son maximum de largeur, puis on pénètre dans le Houiller, qui prend un grand développement, mais dont les relations avec les Phyllades sont mal visibles. Il occupe le col et passe sur le versant nord, où on peut l'étudier dans une ancienne exploitation à ciel

ouvert. La barre de poudingues permien est interrompue, mais elle reprend à l'ouest du col et au sud de la carrière, où elle bute par faille contre le Houiller. Ici le Houiller plonge très nettement au nord et le même plongement affecte le Permien, sur le versant septentrional de la colline, jusqu'au chemin E.-W. qui passe au sud de Pépiole. Entre ce chemin et la chapelle, qui est bâtie sur les calcaires mésotriasiques, s'insinue une bande étroite de poudingues éotriasiques. Ceux-ci s'enfoncent sous les calcaires, qui plongent d'abord au nord, puis se redressent en sens inverse dans la petite falaise qui domine les alluvions de la Reppe.

C'est ce plongement au sud que M. Zürcher a attribué à tout le lambeau de calcaires mésotriasiques de Pépiole. Il s'est dès lors cru autorisé à faire plonger le Trias sous le Permien, ou, en d'autres termes, à faire passer la ligne de contact anormal entre les deux terrains.

Mais nous venons de voir que la succession est continue et que le Houiller, le Permien, le Trias inférieur et le Trias moyen, parfaitement concordants, plongent régulièrement au nord, sans qu'il soit possible de faire passer, dans cette série régulière, un accident de l'importance de la surface de charriage de la nappe de Sicié.

Mais continuons notre exploration de la colline des Playes.

À l'ouest du col, le Houiller affleure encore sur une assez grande largeur et forme un plateau partiellement cultivé. Il supporte un petit témoin et une lèche de poudingues permien avec lambeaux de basalte. Les relations de ce Houiller avec les Phyllades sont ici tout à fait curieuses (fig. 13 c).

En effet, la croupe située au nord des Playes, entre deux ravins qui descendent droit au sud, est constituée, jusqu'au point où elle aboutit au plateau houiller, par des Phyllades, qui s'élèvent donc beaucoup plus haut que s'ils passaient normalement sous le Houiller. Ils plongent au sud suivant la pente du terrain et semblent chevaucher le Houiller, contrairement à ce qui a lieu à l'est du col. Ils sont de plus fortement froissés, et M. Michel-Lévy a trouvé, non loin de leur base, des blocs de grès permien étirés, emballés dans les schistes.

Le versant nord-ouest de la colline présente des particularités non moins étranges. Il est constitué principalement par des grès permien, plongeant assez régulièrement au nord, mais laissant apparaître par places le poudingue de base. Le basalte apparaît également, mais les deux lambeaux principaux que l'on observe, au lieu de se présenter sous la forme de témoins super-

posés au Permien, comme on devrait s'y attendre, sont constitués par des crêtes rocheuses d'environ 200 m. de longueur, qui semblent crever ce terrain et y formeraient donc des intercalations. Entre les deux lambeaux, un petit ravin a entamé le Permien et permet d'apercevoir son substratum. Au lieu du Houiller, dont on aurait pu prévoir la présence, M^{me} Jérémine et moi y avons rencontré les Phyllades (fig. 13 d). Ils affleurent au milieu des bois sur une vingtaine de mètres seulement, et c'est à peine si on a pu les marquer sur la carte au 1/50 000^e.

L'absence du Houiller, à moins de 500 m. de la carrière du col, montre que ce terrain est discontinu en profondeur et que des travaux de recherches offriraient des chances bien minimes de rencontrer des veines charbonneuses de quelque étendue.

Plus à l'ouest, la succession redevient rapidement normale. Les Phyllades paraissent bien s'enfoncer sous le Houiller, comme à l'est du col; le Houiller est recouvert par le poudingue de base du Permien, qui forme de nouveau la crête de la colline.

La même succession s'observe le long du chemin qui conduit des Playes à Sanary (fig. 13 f) en franchissant un ensellement de la corne occidentale du croissant. Une petite faille met en contact latéral le Houiller et les poudingues permien. Ceux-ci dessinent, avec le Houiller sous-jacent, une cuvette, dans laquelle sont conservés quelques lambeaux de basalte. Au sud-ouest du chemin, ils subissent une interruption, car le Houiller du versant oriental de la colline est continu avec celui du versant occidental et forme au sommet une petite plaine cultivée.

Plus au sud, dans la corne sud-ouest du croissant, la colline n'atteint plus que de faibles altitudes. Les poudingues permien forment deux monticules d'environ 60 m. et ils occupent tout le versant sud-ouest. Le versant opposé est constitué par le Houiller et les Phyllades, en succession normale.

En présence de cette série régulière, on est très étonné de rencontrer de nouveau dans le quartier de la Lône, sur le versant ouest de la colline, des superpositions anormales. Les poudingues permien font ici brusquement place (fig. 13 f) à des Phyllades qui plongent à l'est et supportent, au bord de la plaine littorale, un lambeau de Houiller. Au nord du vallon de la Lône, un chemin qui descend du col à la plaine est presque entièrement tracé dans les Phyllades. A l'approche du col, on voit très nettement le Houiller s'enfoncer sous ces Phyllades. La bande de Houiller qui s'intercale entre les

Phyllades et le Permien s'effile au nord et le Permien est alors en contact direct avec les Phyllades.

Mais la coupe la plus intéressante (fig. 13 e) est fournie par le chemin qui du col se dirige vers le N. N. W., dans le tiers inférieur de la descente vers la plaine de la Reppe. Le Permien, dont il a déjà été question plus haut, fait place à du Houiller, plongeant au nord et manifestement renversé. Puis vient un éperon de Phyllades, fortement entamé par le chemin. Plus bas encore, on observe très nettement, sur le talus à gauche du chemin, la superposition de ces Phyllades au Houiller, bien reconnaissable à la teinte foncée de ses schistes et à ses minces bancs gréseux. Les deux termes plongent au sud. Dans le bois à l'ouest du chemin se trouve un lambeau de basalte superposé aux Phyllades, au Houiller et au Permien qui affleure au bas de la pente.

De ce qui précède il résulte avec évidence que les Phyllades du versant occidental de la colline reposent, sur une longueur d'environ 700 m., en superposition anormale soit sur le Houiller, soit sur le Permien. Ce fait est à rapprocher du chevauchement des Phyllades sur le Houiller, que nous avons observé dans la concavité du croissant, au nord des Playes. Il y a lieu de se demander si ces superpositions anormales sont de simples accidents locaux ou si elles ont une relation quelconque avec la nappe de Sicié.

Faisons pour le moment abstraction de ces recouvrements et envisageons seulement la masse principale de la colline des Playes. Deux hypothèses sont possibles : ou bien toute la colline en forme de croissant — y compris le lambeau triasique de Pépiole, qui repose normalement sur le Permien du bord concave — fait partie de la nappe de Sicié et alors la ligne de contact anormal qui limite au nord les terrains en recouvrement passerait au nord de Pépiole et suivrait à peu près le cours inférieur de la Reppe, où elle serait masquée par les alluvions de cette rivière; ou bien toute la colline, à l'exception des deux lames de Phyllades en recouvrement, fait partie du soubassement de la nappe de Sicié et peut être qualifiée d'autochtone.

La première hypothèse est peu vraisemblable, car le Permien se retrouve sur la rive nord de la Reppe, à 300 m. à l'est de Sanary, fortement redressé, comme le Trias inférieur qui affleure sur le littoral à l'ouest de la ville. Le Trias moyen de Pépiole est aussi dans le prolongement de celui de Sanary, et le Trias supérieur affleure à la Bedouide, à 500 m. au nord de la station. Tous ces affleurements occupent leur emplacement normal et n'ont certainement pas subi, l'un par rapport à l'autre, de grands déplacements horizon-

taux. D'autre part, la présence de Permien et de Trias dans la série charriée serait tout à fait insolite, le Houiller seul s'y rencontre, mais il est en général pincé dans les replis des Phyllades.

La deuxième hypothèse nous conduit à nous demander quelle serait l'extension au sud et à l'est de cette série autochtone.

A 450 m. environ à l'est de la corne orientale du croissant, non loin de Lery, M. Lutaud m'a signalé, au pied nord d'une petite colline de Phyllades, cotée 52,4 sur le Plan Directeur, un lambeau de poudingues à éléments quartzeux, manifestement permien, qui repose directement sur les Phyllades plongeant au nord. Le Houiller semble ici faire défaut.

Au sud de la corne occidentale plusieurs monticules très peu élevés forment le littoral et sont séparés des collines de l'intérieur par une plaine d'alluvions. La succession y est exactement la même que dans la colline des Playes, dont ils constituent évidemment le prolongement : Phyllades, Houiller, poudingue de base du Permien, grès permien. Ces terrains plongent au N. W. et supportent en discordance des lambeaux de basalte, témoins d'une nappe probablement très étendue. Le plus important est celui de la pointe Nègre. D'après M. Albert Michel-Lévy, qui en a fait une étude détaillée, il repose directement sur les Phyllades ou en est séparé par un conglomérat formé de débris de Houiller et de Phyllades. Il est limité au sud par une petite faille. Il serait oligocène, comme celui d'Ollioules.

Si la masse principale de la colline des Playes est autochtone, il en est certainement de même de la butte de Lery et des monticules qui avoisinent la pointe Nègre. Et cette conclusion entraîne nécessairement la même interprétation pour la colline qui porte le fort de Six-Fours, car ses Phyllades, séparés de ceux de Lery et des Playes seulement par 100 ou 200 m. d'alluvions, présentent sur le bord septentrional, ainsi que l'a constaté M. Lutaud, des plongements au N. et au N. W., tout à fait conformes avec ceux du soubassement des collines avoisinantes.

Dès lors une difficulté capitale surgit : où doit-on placer, dans les collines de Six-Fours et de la Seyne, la limite entre les Phyllades autochtones, au nord, et les Phyllades charriés, au sud. Autour de Six-Fours, la grande extension des dépôts quaternaires permettrait à la rigueur de tracer une limite arbitraire, mais, plus à l'est, des recherches détaillées dans la colline de Gaumen et à l'ouest de Vigne Longue sont encore nécessaires et permettront peut-être de découvrir un jour des différences d'allures dans les Phyllades

au nord et au sud de la ligne de contact anormal qui est supposée séparer les deux masses.

L'hypothèse qui envisage comme autochtones les Phyllades des Playes et du fort de Six-Fours n'est donc pas beaucoup plus satisfaisante que celle qui les attribuerait à la série charriée. Une considération relative à un tout autre ordre de faits a cependant contribué dans une large mesure à l'imposer à mon esprit. En examinant les levés de M. Michel-Lévy, j'ai été frappé de l'analogie extrême qui existe entre la structure de la colline qui porte le fort de Six-Fours et celle des montagnes situées au N. W. d'Hyères, Maurettes et Notre-Dame-du-Fenouillet, qui constituent l'extrémité ouest du massif des Maures⁽¹⁾. Dans l'un et l'autre cas, les Phyllades sont traversés par des barres de quartzites, orientées principalement N.-S., dont M. Michel-Lévy explique l'origine par des phénomènes de silicification. Si la colline de Six-Fours était charriée, on comprendrait difficilement pourquoi ces barres auraient conservé leur allure méridienne, due évidemment à une même cause que celle qui a donné lieu aux alignements caractéristiques de l'extrémité occidentale des Maures.

Si la série normale Phyllades-Houiller-Permien-Trias de la colline des Playes est autochtone, ce qui paraît maintenant la conclusion la moins invraisemblable, il n'en est évidemment pas de même des deux lambeaux de Phyllades qui, dans la concavité du croissant et sur le flanc occidental de la corne ouest, reposent en superposition anormale sur le Houiller, voire sur le Permien. Il ne peut s'agir, en effet, de simples accidents locaux, tels que reroussements avec renversements sur de faibles étendues, car les Phyllades de la Lône supportent un petit lambeau de Houiller et ne sont donc pas renversés. Il est, par contre, légitime d'admettre que ces deux paquets de Phyllades constituent des témoins épargnés par l'érosion d'une masse charriée superposée à la série autochtone et on peut les envisager, au moins provisoirement, comme des fragments de la nappe de Sicié. Leur situation actuelle est évidemment due à des plissements postérieurs au charriage, dont le résultat a été d'amener le Houiller dans une situation culminante, où il a été partiellement débarrassé de sa couverture permienne et totalement des Phyllades de la série charriée. Ceux-ci ont été, par contre, conservés sur les flancs de l'anticlinal.

⁽¹⁾ Marcel Bertrand et Zürcher [14] ont été frappés eux aussi de l'identité des gros bancs de quartzites de Six-Fours avec ceux du château d'Hyères, mais il semble bien qu'ils considèrent comme charriés les Phyllades des deux régions et les quartzites qui les accompagnent.

Mais, ici encore, nous nous heurtons à une nouvelle difficulté : celle de séparer, dans la concavité du croissant, les Phyllades charriés des Phyllades autochtones. Elle paraît à peu près insoluble, mais elle n'est certes pas plus malaisée que celle qui consiste à rechercher, dans les collines qui avoisinent Six-Fours, la limite entre les deux séries tectoniques. Ici, un examen très minutieux et très délicat des directions de couches dans les Phyllades, que je n'ai pu entreprendre, permettra seul d'arriver à une solution satisfaisante. L'autochtonie des collines septentrionales résultera cependant avec évidence de faits qui seront exposés dans le chapitre suivant.

MASSIF DE LA MALGUE ET DU CAP BRUN. — Les Phyllades qui constituent les collines au sud de la Seyne atteignent la mer au fort de l'Éguillette; les mêmes roches reparaissent, au delà du goulot, large exactement de 2,5 km., qui fait communiquer la petite rade de Toulon avec la grande, à la batterie de la Grosse Tour, pointe sud-ouest de la presqu'île du Mourillon, qui en est entièrement formée et qui se prolonge à l'est par les collines de la Malgue, de même composition. On sait, depuis la publication d'une note préliminaire de Bertrand et Zürcher [14] et surtout depuis celle du mémoire détaillé de Zürcher [5], que ce petit massif est bordé, au nord et au sud, par des terrains triasiques, qui sont partout en contact avec les Phyllades par une ligne de dislocation, dont il importe de suivre très exactement le tracé. J'ai essayé de le faire sur le Plan Directeur au 1/100000^e, mais je me suis heurté à de grandes difficultés, résultant du fait que plusieurs propriétés encloses de murs étaient inhabitées pendant la guerre, de sorte qu'il ne m'a pas été possible d'y pénétrer, tandis que M. Zürcher avait rencontré à cet égard les plus grandes facilités. On devra donc, pour certains détails, s'en rapporter aux précieuses données publiées dans le mémoire de mon éminent confrère [5].

Je commencerai la description de la ligne de contact anormal par le bord méridional des collines de la Malgue.

Entre la batterie de la Grosse Tour et le cap Brun, le rivage est constitué partout par les Phyllades. Le cap Brun est formé de trois pointes rocheuses, constituées par les calcaires mésotriasiques. Ceux-ci sont en contact avec les Phyllades le long d'une ligne légèrement sinueuse, qui se confond presque avec le tracé du chemin des batteries. Ils plongent régulièrement au N. ou au N. N. W. et s'enfoncent très nettement sous les Phyllades, qui accusent exactement les mêmes plongements.

Immédiatement à l'est du cap Brun se trouve l'anse de Méjean, dont le rivage est entièrement en Phyllades. Le Trias forme ensuite de nouveau les deux petits caps entre lesquels est creusée l'anse Mégot⁽¹⁾, ainsi que les deux « ilettes » qui surgissent dans cette anse, dont la partie arrière est en Phyllades. Ici les plongements sont variables et, au premier cap, ils sont même, par places, inverses de ce qu'ils sont au cap Brun. Les Phyllades sont presque verticaux; on y observe, en certains points, des intercalations de conglomérats et de schistes noirs, ressemblant au Houiller, mais faisant corps avec les Phyllades. J'ai retrouvé sans difficulté un gros bloc de « gypse appartenant aux marnes irisées » et des « débris de grès évidemment permien », dont Zürcher a signalé la présence le long de la ligne de contact anormal, sur la rive est de l'anse Mégot.

Avant de rechercher comment les Phyllades se poursuivent vers l'est, il est nécessaire de décrire au préalable le versant nord des collines de la Malgue.

M. Zürcher a signalé, près de l'église du Mourillon, le renversement des Phyllades sur le Houiller. Je n'ai pas eu l'occasion d'observer ce point, mais le regretté Michalet m'a conduit, il y a quelque douze ans, dans une propriété située à l'entrée d'un vallon, au nord du fort la Malgue, où ont été autrefois entreprises des recherches de combustible. Nous y avons trouvé encore des feuillets de schistes houillers, avec quelques débris végétaux informes. Il est probable que le vallon, encombré d'alluvions, que domine au sud le fort la Malgue, s'est formé sur l'emplacement d'un synclinal dont l'affleurement dans la propriété est l'amorce, car le Houiller a dû offrir moins de résistance à l'érosion que les Phyllades qui l'entourent.

Si l'on suit, sur la rive gauche de l'Eygoutier, le chemin parallèle à la rivière, on traverse successivement plusieurs coulisses obliques. Une première colline, que franchit le tramway du cap Brun, est entièrement constituée par les Phyllades. On arrive ensuite à une sorte d'éperon, situé entre deux vallons. La pointe, dirigée vers l'ouest, est formée de calcaires du Trias moyen, qui ne figurent pas sur la carte de M. Zürcher. Le chemin conduisant à la Serinette les traverse et rencontre plus haut, au bout de 200 m., des Phyllades, sur lesquels on fait environ 500 m. avant d'arriver de nouveau au Trias moyen, qui porte les maisons de la Serinette. Une troisième coulisse pré-

⁽¹⁾ C'est l'«anse de Magaud» de M. Zürcher. Les noms d'anse Méjean et d'anse Mégot, qui figurent sur le Plan Directeur, manquent sur la Carte géologique au 1/50 000^e.

sente une forme beaucoup plus obtuse. Les Phyllades qui la constituent sont bordés au nord-ouest par une bande étroite de Houiller. Le chemin qui monte au quartier des Amoureux les coupe sur une largeur de 120 m. et atteint ensuite des calcaires mésotriasiques qui plongent au N.W. et s'enfoncent nettement sous les Phyllades. Une quatrième coulisse, la hauteur Pelletier, séparée de la précédente par un vallon, est directement bordée au nord par la voie du chemin de fer du Sud et par le cours de l'Eygoutier. Les Phyllades sont localisés à la pointe ouest et au versant sud. La présence du Houiller un peu au nord de la pointe est assez problématique. Le versant nord et le sommet (47,7 m.) sont constitués par des calcaires mésotriasiques, autrefois exploités, dont les bancs plongent au S.W. et au S. et s'enfoncent sous les Phyllades. Les calcaires peuvent être suivis vers l'est jusqu'à la Palasse, au sud de la route d'Hyères.

Il résulte de cet aperçu que les affleurements de Phyllades dessinent, sur la rive gauche de l'Eygoutier, ainsi que l'a très bien reconnu M. Zürcher, une sorte de protubérance, dont la pointe est dirigée vers le nord-est et qui, par sa base, se rattache largement aux collines de la Malgue. Elle est sectionnée en plusieurs tronçons par des vallons remplis d'alluvions. Dans sa partie la plus étroite, sa largeur est à peine de 300 m. Les plongements montrent avec évidence que les calcaires mésotriasiques s'enfoncent, au nord-ouest et au sud-est, sous les Phyllades de la protubérance, en passant sous ces schistes anciens, comme si ceux-ci appartenaient à un terrain plus récent, occupant l'axe d'un synclinal.

Le Houiller semble en général concordant avec les Phyllades. Il forme, au voisinage du plan de charriage, une bande étroite, qui appartient vraisemblablement au flanc renversé de la nappe, conformément à une coupe de M. Zürcher [5, pl. I, fig. 3].

A partir du quartier des Amoureux, le contour des Phyllades se dirige brusquement vers le sud-est et le contact anormal se produit successivement avec les calcaires du Trias moyen, avec les poudingues du Trias inférieur, puis de nouveau, à la Serinette, avec les calcaires du Trias moyen. Les Phyllades reposent donc ici sur un anticlinal de couches triasiques, comme le ferait un terrain transgressif plus récent.

A l'est de la Serinette, le contour des Phyllades prend une direction W.-E., puis W.N.W.-E.S.E. Le contact a lieu, jusqu'à la hauteur Martelly, avec les calcaires du Trias moyen; il coupe ensuite obliquement une bande de pou-

dingues du Trias inférieur, après quoi il s'établit directement avec le Permien. Plus à l'est, il est fréquemment masqué par des brèches quaternaires, qui forment une petite terrasse au voisinage de la cote 30, mais le Trias moyen reparait au delà d'un ruisseau qui descend des collines du cap Brun vers le nord, et il semble bien s'enfoncer sous les Phyllades de la colline cotée 70,7 sur le Plan Directeur.

A l'est du chemin du Pont de Suve, au nord de la route de Toulon, les Phyllades forment encore la butte cotée 62,2, mais une petite plaine alluviale les sépare des affleurements triasiques de la rive gauche de l'Eygoutier. Sur la route du fort Sainte-Marguerite, je n'ai pas vu autre chose que des calcaires mésotriasiques et je n'ai pu me convaincre de l'existence d'une bande de Phyllades reliant *d'une manière continue* les Phyllades du cap Brun avec la bande qui est visible au nord du fort. On peut suivre celle-ci sur une longueur de plus de 600 m. jusqu'à l'anse de Sainte-Marguerite. Sa largeur ne dépasse pas 50 m. et il est tout à fait incontestable que, de part et d'autre, les calcaires du Trias moyen s'enfoncent sous elle, dessinant un synclinal dont les Phyllades occupent l'axe. La bande s'arrête au moment d'atteindre le bord de la mer et ne se poursuit pas vers l'est. Le rivage, au fond de l'anse, est, en effet, constitué par les calcaires du Trias et non par les Phyllades, comme l'a figuré M. Zürcher [5, pl. II]. Je n'ai pu retrouver les « fragments importants de marnes rouges et de grès qui appartiennent au Permien ou au grès bigarré » et qui, d'après M. Zürcher, accompagnent la bande de Phyllades et représentent le flanc renversé du pli.

Après une interruption de 150 m., les Phyllades reparaissent sur le bord est de la petite anse et forment une nouvelle bande, qui constitue manifestement le prolongement de la précédente. C'est à 600 m. environ à l'est du fort Sainte-Marguerite que débouche le tunnel de dérivation qui conduit à la mer, à partir du pont de la Clue, les eaux de l'Eygoutier, et c'est l'exécution de cet ouvrage qui a mis, en 1892, M. Bertrand et Ph. Zürcher sur la trace des phénomènes de recouvrement dans les environs de Toulon [14]. En effet, tandis qu'à la surface le sol d'une propriété est formé de débris incontestables de Phyllades, en profondeur le tunnel a traversé exclusivement des couches triasiques. Celles-ci dessinent un anticlinal très surbaissé, dont le noyau est en poudingues du Trias inférieur, tandis que les flancs sont constitués par les calcaires du Trias moyen [Ph. Z. 5, pl. I, fig. 7]. C'était la preuve irréfutable du passage du Trias sous les Phyllades.

et le Houiller. A 150 m. à l'est de la faille, ce dernier terme est en contact direct avec les Phyllades, qui plongent au S.E., comme le plan de charriage. La limite supérieure du Houiller semble être également un contact anormal, car le Permien rouge s'enfonce en coins dans le Houiller noir et les deux terrains sont fortement broyés, de manière à constituer par endroits une vraie brèche de friction. On observe des actions mécaniques semblables au contact du Houiller et des Phyllades.

Les Phyllades du Pin de Galle appartiennent déjà au massif du Pradet, dont ils forment la pointe occidentale. Le bord méridional de ce massif permet d'observer des faits en tous points comparables à ceux que révèle l'étude du cap Brun et des pointes voisines.

L'anse de Bonnette est creusée dans les Phyllades entre deux promontoires triasiques. Le plus occidental est constitué par des calcaires du Trias moyen, présentant à la pointe ouest une terminaison périclinale extrêmement nette. Sur le flanc nord de ce petit dôme, une mince lame de cargneules du Trias supérieur s'intercale entre le Trias moyen et les Phyllades. Le promontoire oriental est formé de grès et de poudingues du Trias inférieur, presque verticaux et séparés des Phyllades par une lame de Trias moyen. Vers la Garonne, le Trias inférieur fait place au Permien, qui, déjà sur la route du Pradet, est en contact direct avec les Phyllades. En nous dirigeant de l'ouest vers l'est, nous avons donc vu successivement trois termes du Trias, en commençant par le plus élevé, puis le Permien buter contre les Phyllades et, par analogie, nous pouvons admettre qu'ils s'enfoncent sous ce terrain.

A l'est de la plage de la Garonne apparaît de nouveau une bande de grès et de poudingues du Trias inférieur, plongeant au N. et au N. W. On la suit, avec une largeur croissante, vers l'est, jusqu'au château Richet, près de Carqueiranne. Elle est en général séparée des Phyllades qui constituent la colline de l'Arlaude par un large espace couvert de limons de ruissellement. Je n'ai pu observer le contact du Trias inférieur et des Phyllades qu'en un seul point, au bas du grand chemin qui gravit la colline et se dirige au nord sur la gare du Pradet.

Le Trias inférieur apparaît encore, au milieu des limons et des alluvions quaternaires, en quelques points, au nord de la Siboine. Vers la halte de la Moutonne, située à plus de 4 km. au S. W. de cette localité, il fait place aux calcaires du Trias moyen, dont l'affleurement au milieu des vignes n'est guère à plus de 100 m. de la limite orientale des Phyllades de l'Arlaude.

Sur leur bord septentrional, les collines du Pradet et de l'Arlaude sont recouvertes, à la base, par un manteau de limons de ruissellement, exploités pour les tuileries voisines, aussi le contact des Phyllades avec les terrains en place n'est-il visible nulle part à l'est du Pradet. A Saint-Peyre, entre le Pin de Galle et le Pradet, j'ai observé, par contre, au contact des Phyllades, des argiles rouges permienes, alors que M. Zürcher fait passer ici une bande de Grès Bigarré et de Muschelkalk.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Un premier résultat se dégage avec évidence de cette description tectonique détaillée de la zone du cap Sicié, c'est la certitude de l'existence de recouvrements sur le littoral de Toulon. La conclusion principale du travail de M. Zürcher se trouve confirmée d'une manière éclatante par l'exécution des levés géologiques au 1/10 000^e. Aucun fait contraire ne peut lui être opposé, et c'est à peine si quelques points de détail restent obscurs. La superposition des Phyllades à des terrains plus récents doit désormais être considérée non plus comme une hypothèse, mais comme un fait d'observation. Si, au lieu d'être antéhouillers, comme ils le sont incontestablement, ces Phyllades constituaient un terme transgressif plus récent que le Trias, leurs relations stratigraphiques avec le Permien et avec les trois termes du Trias seraient exactement les mêmes. Ils forment sur ces terrains une nappe discordante, reposant tantôt sur un terme tantôt sur l'autre. Il ne peut être un seul instant question de plis périphériques, de « plis en champignons » affectant les Phyllades et déversés sur les terrains plus récents. Les deux massifs de la Malgue et du Pradet sont manifestement sans racines en profondeur, ce sont des *lambeaux de recouvrement*, dans le sens que Marcel Bertrand attache à ce terme. Ce sont des témoins, épargnés par l'érosion, d'une couverture continue, d'une *nappe*. Le pédoncule étroit qui les reliait encore l'un à l'autre à une époque relativement récente, est réduit à deux ou trois lambeaux. Pour l'un d'eux la preuve directe de sa superposition à une voûte de Trias a été fournie par un travail d'art, le percement du tunnel de dérivation de l'Eygoutier.

Les Phyllades des collines de la Seyne sont incontestablement la continuation directe de ceux du Pradet et de la Malgue. Bien que, sur leur bord septentrional, leur contact avec le Trias et le Permien soit souvent masqué par

des dépôts quaternaires, on peut conclure, par analogie et par voie de continuité, qu'ils sont également en recouvrement. Les collines qui se font face des deux côtés du goulet de la Petite Rade appartiennent donc à la même nappe.

Les Phyllades des collines de la Seyne sont en continuité avec celles du cap Sicié et l'on est en droit de se demander jusqu'où, vers le sud, s'étendait le recouvrement. On a vu plus haut qu'à Faubrégas et jusqu'à la pointe du Baou Rouge les Phyllades sont encore superposés au Trias, et j'ai conclu qu'à une époque relativement récente ils recouvraient toute la dépression permienne du Pas-du-Loup. Celle-ci doit donc être envisagée comme une *fenêtre*, ou plus exactement comme la partie occidentale d'une fenêtre, dont faisaient également partie, plus à l'est, les terrains permien de la presqu'île de Saint-Mandrier (pl. A, 1) et ceux de la Colle Noire, à l'ouest de Carqueiranne.

Avant l'invasion du littoral provençal par la mer, cette fenêtre devait être limitée au sud par une chaîne continue de Phyllades, reliant le cap Sicié à la presqu'île de Gién. Il n'est pas possible de dire actuellement si cette bande est encore en recouvrement et, dans ce cas, si ses racines se trouvent plus au sud, sous la mer, ou si on doit l'envisager comme la région des « racines droites » de la nappe des Phyllades. Les plongements voisins de la verticale et les directions N.-S. et N. W.-S. E. que l'on observe aux abords de Notre-Dame-de-Bonne-Garde et du sémaphore du cap Sicié ne peuvent être invoqués ni pour ni contre cette manière de voir, car, dans toute la nappe, les plongements et les directions des Phyllades sont essentiellement variables, et leurs strates sont souvent redressées à la verticale en des points où leur superposition à des couches plus récentes ne peut faire aucun doute.

On a vu, dans l'Historique, que Marcel Bertrand, dans ses premiers travaux, et Zürcher, dans toutes ses publications, manifestaient une tendance constante à assimiler les recouvrements à de grands plis couchés à flanc inverse étiré, et l'on sait qu'ils se sont toujours efforcés de retrouver des vestiges de ces flancs renversés. Aujourd'hui on connaît des exemples nombreux de nappes où il n'existe, sous les terrains charriés en série normale, aucune trace de terrains renversés. Pour ce qui est des Phyllades des environs de Toulon, Zürcher [5, p. 66] les considérait comme des « témoins indiscutables d'un grand pli couché dont ils constituaient le noyau » et, dans plus d'une de ses

coupes, il a figuré, au contact des Phyllades et de leur substratum triasique, un retour de couches éotriasiques, permienes ou houillères, représentant, dans son esprit, des vestiges du flanc inverse renversé. Je ne crois pas que ce fait soit aussi fréquent que mon éminent ami le pensait. J'ai donné, en particulier, les raisons qui m'empêchent d'attribuer au Permien les grès et les argiles rouges qui, à Faubrégas, font suite aux poudingues du Trias inférieur. Je me demande si les couches rouges observées par M. Zürcher à Tamaris, au contact des calcaires triasiques et des Phyllades [5, pl. I, fig. 15] sont bien du Permien et si on n'est pas ici en présence de la brèche de friction décrite par MM. Marty et Vlès. Je ne me permettrai pas de nier la présence de tous les lambeaux de Houiller ou de Permien que M. Zürcher a signalés sous les Phyllades et que je n'ai pas su retrouver tous, mais je serais porté à y voir des lambeaux de poussée entraînés par le charriage plutôt que des débris d'un flanc renversé, dont l'existence ne me paraît rien moins que démontrée.

Par contre, je souscrirai pleinement aux conclusions de M. Zürcher relatives à l'existence de plissements secondaires, postérieurs au recouvrement, qui ont déformé la surface de charriage primitivement à peu près plane et peut-être même horizontale. On ne peut, en effet, attribuer à une cause autre que l'existence d'un pli synclinal la conservation, à l'est de la Petite Rade, de deux grands lambeaux de recouvrement, témoins de la nappe épargnés par l'érosion dans une zone déprimée. A plus forte raison, la bande étroite, *discontinue*, qui relie ces deux lambeaux, doit-elle être envisagée comme une partie de la nappe pincée dans les Phyllades de la région axiale du même synclinal. De même, l'apparition, en fenêtre, du Permien dans la dépression du Pas-du-Loup, dans la presqu'île de Saint-Mandrier et dans la Colle Noire, doit être attribuée à l'existence d'un anticlinal qui a porté les Phyllades de la nappe à une altitude telle qu'ils ont disparu par dénudation. Cet anticlinal subit vers l'ouest un abaissement d'axe et c'est pour cette raison que les Phyllades au sud de Six-Fours sont restés en continuité avec ceux du cap Sicié.

J'ai indiqué plus haut les raisons qui me font considérer comme autochtone la colline des Playes. En réalité, si géographiquement elle fait partie de la zone de Sicié, elle n'a conservé que des lambeaux de la nappe. En mettant à part cette colline, on peut affirmer l'absence totale, sur les schistes métamorphiques de la nappe, de tout témoin de la couverture sédimentaire discordante

qui, par analogie avec les faits observés dans les Maures, devait recouvrir ces terrains. Aucun lambeau de Permien ne se rencontre en superposition normale sur les Phyllades, et les lambeaux houillers qui sont intercalés dans leur masse s'y sont trouvés pincés par des plissements antérieurs à la discordance qui, dans la région, marque la base du Permien.

CHAPITRE II.

LA ZONE DES DÉPRESSIONS.

APERÇU GÉNÉRAL.

La zone des Phyllades du cap Sicié est séparée des sommets crétacés qui bornent au nord le site toulonnais par une zone de dépressions, jalonnée par les villes de Bandol, de Toulon et d'Hyères. Elle est suivie, dans toute sa longueur, par la ligne de chemin de fer de Marseille à Vintimille, puis par son embranchement de la Pauline aux Salins-d'Hyères. Elle comprend des plaines quaternaires et des collines peu élevées, permienes, triasiques ou jurassiques, qui n'appartiennent pas à une seule et même zone tectonique, mais se répartissent en quatre individualités géologiques, qui sont, de l'ouest à l'est :

- 1° la cuvette double de Bandol et d'Alon;
- 2° les collines triasiques (et permienes) à l'ouest de Toulon;
- 3° l'anticlinal des Ameniers, amorce de la dépression permienne de Cuers;
- 4° les collines jurassiques d'Hyères.

L'avant-pays de la zone des Phyllades est donc essentiellement hétérogène.

Si l'on fait abstraction des cartes générales, sa géologie n'a jamais fait l'objet d'un travail d'ensemble. Les levés au 1/80 000^e sont entièrement dus à Marcel Bertrand. Les tracés sont beaucoup plus exacts dans la partie occidentale de la zone des dépressions, située sur la feuille de Marseille, que dans la partie orientale, comprise sur la feuille de Toulon, de quelques années plus ancienne.

Le sud-est de la cuvette de Bandol a fait en 1859, de la part de Jaubert, la matière d'une note détaillée, accompagnée d'une carte et d'une coupe, établies avec grand soin, mais renfermant malheureusement des erreurs d'interprétation assez graves.

La tectonique des collines permienes et triasiques des environs de Toulon a été négligée par tous les géologues qui ont parcouru la contrée, elle offre cependant un grand intérêt; aussi me suis-je astreint à lever avec un soin particulier la carte géologique au 1/10 000^e de ces collines, malgré les difficultés d'accès inhérentes à une région parsemée de villas.

Il existe sur les environs d'Hyères un travail déjà ancien de Falsan, qui ne renferme que des données tout à fait sommaires et inexactes sur la géologie des collines jurassiques situées au sud-ouest de la ville. L'auteur n'a même pas soupçonné l'importance qu'elles présentent au point de vue tectonique.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

Je décrirai successivement, en progressant de l'ouest à l'est, chacune des quatre unités tectoniques qui composent la zone des dépressions.

LA CUVETTE DE BANDOL. — Entre la baie de la Ciotat, au nord-ouest, et la baie de Sanary (Saint-Nazaire), au sud-est, la côte est constituée presque exclusivement par des terrains triasiques, liasiques et jurassiques, qui plongent assez régulièrement vers les baies d'Alon et de Bandol. Leurs affleurements sont disposés en zones concentriques et dessinent une cuvette elliptique, dont le grand axe est dirigé à peu près W.-E., mais dont toute la moitié sud-ouest est cachée sous les eaux de la Méditerranée. En outre, des dépôts oligocènes, discordants sur le Jurassique, prennent un grand développement tout autour de la baie de Bandol, dont le centre correspond à peu près au foyer oriental de l'ellipse.

Un simple examen de la feuille géologique de Marseille au 1/80 000^e permet déjà de constater que la cuvette de Bandol ne s'étend pas au delà de la baie de la Moutte, où aboutit une dépression transversale N.-S., à l'ouest de laquelle apparaît une nouvelle unité tectonique. C'est un fragment d'une seconde cuvette, que j'appellerai, faute d'une localité permettant de la désigner, la *cuvette d'Alon*. J'en séparerai l'étude détaillée de celle de la cuvette de Bandol.

La structure de la cuvette de Bandol ressortira nettement de la description des affleurements de chacun des termes stratigraphiques qui prennent part à sa constitution (fig. 15).

Le TRIAS INFÉRIEUR n'existe que sur le bord sud-est de la cuvette, sur la côte même, entre la pointe Portissol et Sanary, sur une longueur de 400 m.

environ. Dans le petit promontoire qui porte les ruines de la batterie du Baou Rouge, ses couches plongent au N.N.W., conformément à leur situation.

Les calcaires du TRIAS MOYEN forment la pointe de Portissol, d'où leurs affleurements s'étendent jusque dans le quartier ouest de Sanary. A la Tour de Portissol, leur plongement est le même que celui du Trias inférieur. Plus à l'est, ils sont verticaux et, dans une carrière près de la jetée, ils sont même légèrement déversés au S.E. A l'est de Sanary, ils sont cachés par les alluvions de la Reppe, mais ils se raccordent vraisemblablement en profondeur avec ceux de la chapelle de Pépiole. Sur le bord septentrional de la cuvette, ils forment une bande d'ailleurs discontinue, dont il sera question dans le chapitre suivant.

Les cargneules du TRIAS SUPÉRIEUR affleurent dans la baie de Portissol, mais leur présence est masquée, plus à l'est, par les alluvions du vallon à fond plat que traverse la route de Bandol, immédiatement après les dernières maisons de Sanary. Elles n'apparaissent ensuite que par places, sur le bord de la plaine quaternaire de la Reppe. Sur le bord septentrional de la cuvette, elles forment une bande presque continue qui, à l'ouest du château de Rampal, s'infléchit brusquement au sud et atteint la mer au fond de la baie de la Moutte.

Le RHÉTIEN n'est pas visible près de Sanary, mais il apparaît, sur le bord septentrional de la cuvette, sous la forme d'un liséré étroit, absent en certains points, par suite de l'existence de failles verticales, sur lesquelles je reviendrai. A l'est de Rampal, il suit, sur le bord est, la dépression creusée dans les cargneules et aboutit également à la baie de la Moutte.

Les dolomies de l'HETTANGIEN, confondues par Jaubert, de même que le Trias supérieur, avec le Muschelkalk, constituent à la cuvette de Bandol une ceinture à peu près continue de collines, dont l'altitude dépasse quelquefois 150 m. Sur le bord méridional, elles affleurent à l'ouest de la baie de Portissol. Elles y sont redressées à la verticale, avec des directions sensiblement W.-E., tandis que, plus à l'est, sur la route de Bandol, elles plongent régulièrement au N.W. Au N.E. de Sanary, elles sont entamées par la tranchée du chemin de fer, où elles plongent au nord. Après une nouvelle interruption, due à la présence d'un vallon qui descend des pentes du Grand Cerveau, l'Hettangien reparait dans la colline cotée 107,5 m. sur le Plan Directeur, située au S.W. de la Tourelle. Les couches y plongent maintenant

au N.E. et il en est de même dans les deux collines suivantes, que la bande d'Hettangien prend en écharpe. Plus à l'ouest, les plongements deviennent franchement S. dans deux lambeaux d'Hettangien, séparés par une bande de Lias moyen, qui butent directement par faille contre le Trias supérieur. La bande d'Hettangien s'élargit ensuite à l'ouest du vallon de la Vernette et conserve le même plongement. Mais bientôt elle se rétrécit de nouveau et prend jusqu'au delà du val d'Aren une direction W. S. W.-E. N. E. A 500 m. à l'ouest de ce vallon, une nouvelle faille, qui met en contact le Trias et le Lias à silex, interrompt encore la continuité de l'Hettangien. Celui-ci reparait non loin d'Entrechaux (feuille de la Ciotat) et forme jusqu'au delà du château de Rampal une bande sinueuse, d'une largeur moyenne de 200 m., où ses couches plongent d'abord au S. W., puis au S.

Comme les affleurements du Trias supérieur et du Rhétien, ceux de l'Hettangien s'infléchissent brusquement au sud à l'est du château de Rampal. Ils forment, au-dessus du Rhétien, une bande continue, de largeur variable, qui atteint la mer à la pointe rocheuse qui sépare les deux petites anses du fond de la baie de la Moutte. Les couches y plongent à l'ouest et finalement au N. E.

L'auréole des calcaires à silex du LIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR présente, contrairement à celles des terrains précédents, une grande régularité et une continuité presque parfaite (fig. 15 a). Sa largeur dépasse rarement 200 m. Un peu à l'est du promontoire de la Cride, elle est cependant triple. Au N.E. de la Vernette, elle est interrompue, sur une largeur de près de 1 km., en raison de la présence de deux failles, dont l'une, dirigée W.N.W., met en contact direct les dolomies hettangiennes et le Bathonien marneux et dont l'autre, orientée au N.W., fait buter le Lias contre le Trias supérieur. La bande de Lias située à l'ouest de la seconde faille est comprise, sur une largeur d'environ 300 m., entre deux Hettangiens. A l'ouest du vallon de la Vernette, il existe, au nord de l'auréole liasique, sur l'Hettangien, un témoin de calcaires à silex du Lias moyen, épargné par l'érosion. La bande hettangienne est évidemment accidentée ici d'un repli synclinal très déprimé, dont la présence est d'ailleurs attestée par la largeur brusquement double de cette bande.

Tout comme la zone d'affleurement des terrains sous-jacents, celle des calcaires à silex s'infléchit brusquement vers le sud, à l'ouest du château de Rampal. Elle atteint la mer dans l'est de la baie de la Moutte.

Si la présence de fossiles caractéristiques permet de reconnaître l'existence du BAJOCIEN dans le promontoire de la Cride et au nord de la baie de la

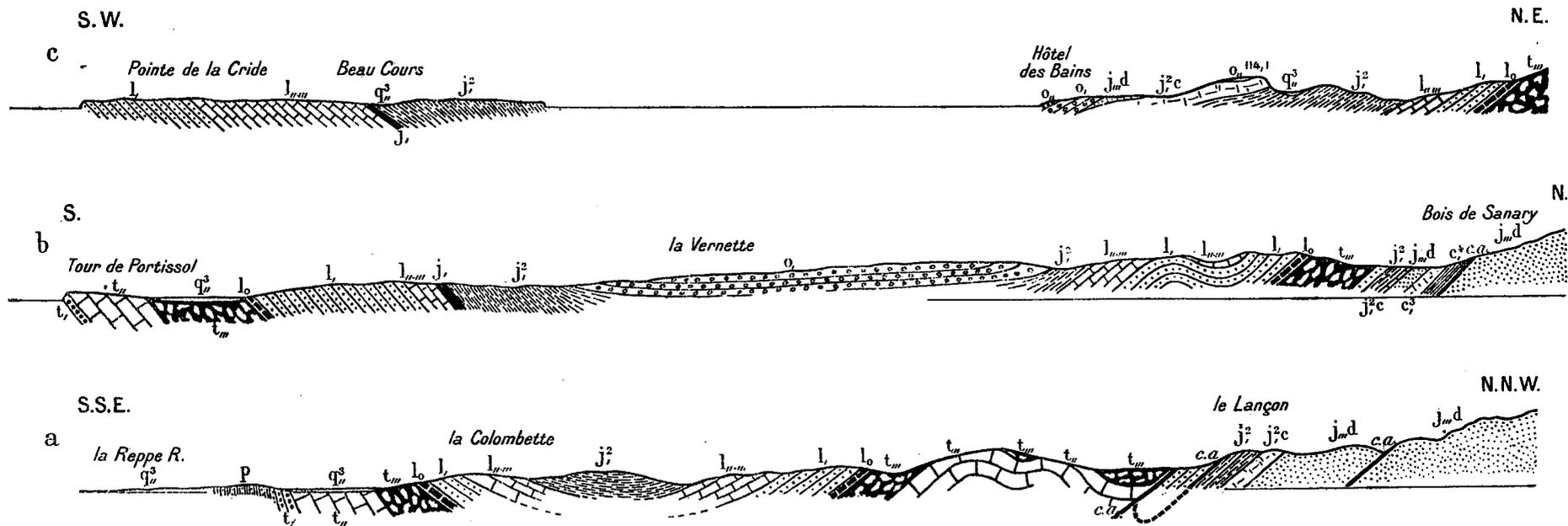


Fig. 15. — Coupes transversales à travers la cuvette de Bandol.

(Échelle : 1/20.000^e.)

p, Permien; t, Trias inf^r; t_m, calcaires mésotriasiques; t_w, Trias sup^r; l₀, Rhétien; l, Hettangien; l_m, Lias moyen et sup^r; j¹, Bajocien; j², Bathonien marneux; j²c, Bathonien calcaire; j_md, Dolomies néojurassiques; o, Oligocène inf^r; o_n, Oligocène moyen; q_n³, alluvions quaternaires.
c. a., ligne de contact anormal.

Moutte, où M. Lanquine a retrouvé les couches à *Witchellia*, sa séparation plus à l'est est particulièrement difficile en raison de sa faible épaisseur et des cultures.

Le BATHONIEN est représenté, par contre, avec des épaisseurs considérables, par son terme inférieur marneux et par son terme supérieur calcaire.

Le Bathonien marneux forme, sur tout le pourtour visible du bassin, une large bande de collines aux formes adoucies, parfaitement continue depuis la pointe de la Tourette jusqu'à la baie de la Moutte et interrompue seulement par les alluvions du fond des vallons. Les couches plongent d'abord au N.W. à la Gorguette, sur le bord sud du bassin. Elles prennent assez brusquement le plongement au S.W. dans les collines au nord de Sanary, elles plongent au S. le long de la route de Bandol à Saint-Cyr, puis à l'E., pour faire ensuite, au sud du château de Rampal, la même conversion de 90° que les couches du Lias. Elles conservent la direction N.-S. jusqu'à la baie de la Moutte, où leur épaisseur est considérablement réduite.

Dans l'est du bassin de Bandol, le Bathonien supérieur calcaire est presque partout caché sous les dépôts oligocènes; quelques affleurements peu étendus sont cependant visibles sur le bord méridional et sur le bord septentrional de cette nappe transgressive, tandis que, sur son bord oriental, les poudingues reposent directement sur le Bathonien marneux. Sur le bord méridional de la cuvette, le Bathonien calcaire, plongeant au N.W., forme, sur une faible longueur, la falaise à l'ouest de la plage de la Gorguette. Sur le bord septentrional, on observe deux lambeaux isolés au nord et au sud-ouest du Logis Deprat, un troisième apparaît au débouché du val d'Aren, sur la rive gauche, et porte la ligne de chemin de fer. L'extrémité occidentale du grand viaduc s'appuie également sur ces calcaires, qui, ici, plongent au S.W. à 50° environ et forment un affleurement d'abord très étroit, puis de plus en plus large à mesure que l'on se dirige vers l'ouest. Au delà de la route de Bandol à Saint-Cyr, sa largeur dépasse 1 600 m. Les plongements, toujours S.W., sont beaucoup plus faibles et atteignent à peine 20°. Ici toute la partie moyenne des calcaires est entièrement dolomitisée, de sorte que l'on serait tenté d'attribuer aux dolomies néojurassiques les espaces cultivés situés au nord du chemin de fer, si on ne voyait pas reparaître, au sud de la ligne, des calcaires incontestablement bathoniens. A l'extrémité ouest du bassin, les calcaires bathoniens forment, sur une longueur de 300 à

400 m., la falaise qui encadre la baie de la Moutte, ainsi que le rocher de la Galère. Ici les couches plongent à l'est.

Les Dolomies du JURASSIQUE SUPÉRIEUR sont cantonnées dans la région centrale de la cuvette. Elles apparaissent un peu à l'est de Bandol et s'étendent à l'ouest jusqu'aux falaises situées au nord de la pointe Engravier, sans franchir au nord la voie ferrée, sauf aux environs immédiats de la station. Elles forment également la totalité de l'île de Bandol et de l'île Rousse. Leurs plongements sont peu accusés, à l'ouest de Bandol leurs couches sont presque horizontales.

Les Calcaires Blancs ne semblent pas exister dans la région.

Une des particularités les plus remarquables de la partie centrale de la cuvette de Bandol est le rôle important qu'y jouent les dépôts lacustres de l'OLIGOCÈNE. Ce sont principalement des poudingues à éléments calcaires en gros bancs, avec intercalations de calcaires lacustres, surtout dans la partie inférieure, qui est très vraisemblablement sannoisienne. Dans la partie supérieure, probablement stampienne, qui paraît transgressive vers le nord et vers l'ouest, les poudingues deviennent silicieux et alternent avec des couches sableuses. Un grand lambeau, situé à l'est du val d'Aren (fig. 15 b), s'étend au delà du Logis Deprat et de la Gorguette, jusque vers la Vernette. Il repose tantôt sur le Bathonien marneux, tantôt sur le Bathonien calcaire. Un second témoin, beaucoup moins important, est situé entre le viaduc du val d'Aren et les premières maisons de Bandol. Il est à cheval sur le Bathonien calcaire et sur les Dolomies du Jurassique supérieur. Des lambeaux de dimensions beaucoup plus minimales, réduits à quelques mètres carrés de surface, se rencontrent plus au nord, sur le chemin du pont d'Aren, et au petit col qui sépare les deux buttes cotées 114 et 144 sur le Plan Directeur (fig. 15 c).

Le témoin le plus occidental de la nappe de dépôts oligocènes porte la partie agglomérée de Bandol et les vignes et jardins qui s'étendent à l'ouest jusqu'au premier vallon. Les poudingues de Bandol constituent également, en majeure partie, la presqu'île étroitement pédonculée couronnée par l'ancien château. Ils s'appuient au nord exclusivement sur les Dolomies. Au sud, les bancs qui affleurent sous le château, au bord de la mer, sur une dizaine de mètres, sont principalement formés d'éléments volcaniques et renferment d'énormes blocs de basalte, vraisemblablement empruntés à une coulée située au large et sans doute aujourd'hui à peu près entièrement détruite par la mer. L'âge de cette venue basaltique est évidemment antérieure aux

poudingues. Je ne puis absolument pas me rallier à l'opinion de Marcel Bertrand [18, p. 1054], d'après laquelle les gros blocs arrondis de basalte feraient partie de filons intrusifs, qui auraient pénétré dans les poudingues postérieurement à leur dépôt. Je n'ai rien observé d'analogue à une disposition en chapelet des filons, et la désagrégation en boules, que l'on croit reconnaître tout d'abord, n'est qu'une apparence, causée par l'altération, par couches concentriques, des gros éléments basaltiques du poudingue.

LA CUVETTE D'ALON. — A l'ouest de la bande de cargneules du Trias supérieur, qui constitue le bord occidental de la cuvette de Bandol, s'étend la cuvette d'Alon. En réalité, un quart à peine de cette cuvette synclinale est conservé, tout le reste a disparu sous les eaux. Elle est entièrement constituée

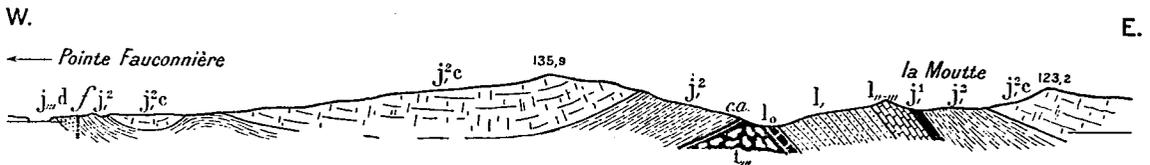


Fig. 16. — Coupe longitudinale montrant les relations de la cuvette d'Alon (à l'ouest) et de la cuvette de Bandol (à l'est).

(Échelle : 1/20.000*.)

t_w , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; $l_{m, sup}$, Lias moyen et sup^r; j^1 , Bajocien; j^2 , Bathonien marneux; j^2c , Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques.
f, faille; c. a., contact anormal.

par les divers termes du Lias et du Jurassique, dont la disposition rappelle dans une certaine mesure la cuvette de Bandol. Les deux cuvettes se font pendant de part et d'autre de la bande N.-S. de Trias supérieur qui aboutit à la baie de la Moutte (fig. 16). On pourrait croire, à première vue, que ce Trias occupe l'axe d'un anticlinal transversal qui séparerait les deux cuvettes synclinales, celles-ci n'en formant primitivement qu'une. En réalité, les choses sont plus compliquées. L'accident qui passe à l'ouest de la bande de Trias supérieur est une ligne de contact anormal, qui limite, au nord et à l'est, la cuvette d'Alon et aboutit à la mer un peu au sud de la pointe Granier.

Depuis la baie de la Moutte jusqu'à la pointe Fauconnière, la côte est constituée par le Bathonien calcaire et par les Dolomies. Les calcaires forment les collines boisées de l'intérieur et s'élèvent jusqu'à la cote 135,9; ils n'affleurent sur le rivage qu'en quelques points. Les Dolomies, par contre,

constituent la plupart des promontoires, notamment ceux qui encadrent le port d'Alon, une des calanques les plus pittoresques de la Provence, puis la pointe et le cap d'Alon et la pointe des Trois-Fours. Les couches plongent au S., puis, aux abords de la pointe des Trois-Fours, au S.W., et, finalement, à la pointe Fauconnière, de nouveau au S. Au nord du Bathonien calcaire affleure une bande de Bathonien marneux, souvent cultivée, que l'on peut suivre sans interruption, de l'ouest à l'est, d'un point de la falaise situé à 250 m. au sud de la pointe Granier jusqu'au vallon de l'Orphelinat. Le Bathonien marneux forme, en outre, au N.E. de la pointe des Trois-Fours, une boutonnière, entourée de trois côtés par du Bathonien calcaire. Le petit sommet coté 139,6 constitue un promontoire de Bathonien calcaire, qui se dresse au milieu des affleurements de Bathonien marneux.

Entre la pointe Granier et le premier vallon qui descend au nord, le Bathonien marneux repose soit sur le Lias à silex, soit sur l'Hettangien, soit sur le Trias supérieur. A l'est de ce vallon et jusqu'à l'Orphelinat, il s'appuie d'une manière constante sur l'Hettangien. Au S.E. de l'Orphelinat, on observe de nouveau, au-dessous du Bathonien marneux, la série normale du Lias à silex et des dolomies hettangiennes, et c'est tantôt le premier tantôt le deuxième de ces terrains qui entre en contact direct avec le Trias supérieur. La ligne de discontinuité a passé de la direction générale W.-E. à la direction N.-S. et son tracé est un moment presque parallèle à la ligne de chemin de fer. Au sud de la colline constituée par le Lias, c'est de nouveau le Bathonien marneux qui s'appuie directement sur le Trias supérieur. Enfin, encore plus au sud, entre le ravin sinueux qui aboutit au port d'Alon et la baie de la Moutte, le contact a lieu entre le Bathonien marneux et le Trias supérieur (fig. 16).

La petite cuvette d'Alon est donc limitée au nord et à l'est par une ligne de discontinuité qui décrit un angle droit et qui correspond à un étirement dans la série normale. Mais l'étirement se produit tantôt entre le Bathonien et l'Hettangien, tantôt entre la série Lias-Bathonien et le Trias supérieur. Ceci revient à dire que la surface d'étirement coupe les couches en sifflet.

Quant à l'origine de cet accident, c'est seulement à la fin de ce chapitre qu'elle pourra être discutée utilement.

LES COLLINES TRIASIQUES À L'OUEST DE TOULON. — La bande de Trias supérieur qui forme une des auréoles de la partie de la cuvette de Bandol

épargnée par l'érosion marine se rattache directement au nord au massif triasique du Télégraphe de la Cadière, que je décrirai en détail dans le chapitre suivant. A l'est du val d'Aren, la zone dont ce massif fait partie se rétrécit considérablement et présente des complications qu'il y aura lieu d'étudier en même temps que les dislocations qui accidentent le bord méridional du bassin du Beausset. Dans le haut du vallon de la Vernette, près du hameau de la Piolo, dont le nom ne figure pas sur les cartes, la zone triasique se réduit de nouveau à la bande étroite de Trias supérieur qui entoure la cuvette de Bandol. Un peu plus à l'est, à partir du méridien de Sanary (3 G. 85), elle se dilate de nouveau et atteint vers Ollioules 1 km. de largeur. En même temps, sa structure se complique et rappelle déjà celle des collines triasiques des environs de Toulon, qui en sont la continuation et dont la description doit commencer ici, à 2 km. environ à l'ouest de la limite des communes de Sanary et d'Ollioules.

Au N. E. de la station d'Ollioules-Sanary, les alluvions de la Reppe s'étendent jusqu'au pied sud d'une colline allongée de l'ouest à l'est, la hauteur de la Vacoune (fig. 17 a). Sa longueur est de 1 800 m., l'altitude de sa crête oscille entre 96 et 118 m. Ses flancs sont constitués par des dolomies hettangiennes, plongeant légèrement au sud et séparées de celles de l'extrémité orientale de la cuvette de Bandol par un accident transversal, qui, à la Bedouide, amène à l'affleurement le Trias supérieur et le Rhétien. La crête de la colline est constituée par du Lias moyen très fossilifère, qui, à l'extrémité orientale, descend jusqu'au niveau de la Reppe, où ses couches sont verticales. Le sommet coté 118,7 sur le Plan Directeur est un témoin, non signalé jusqu'ici, de basalte, posé sur le Lias. Il mesure à peine 100 m. de diamètre. Au pied nord de la Vacoune, on voit encore apparaître le Rhétien et le Trias supérieur. Au nord-est, près des ruines de l'usine Berio, une faille met en contact l'Hettangien et les calcaires mésotriasiques.

Au nord de la dépression de la Tourelle (fig. 17 b), creusée dans le Trias supérieur, s'élèvent des collines constituées par plusieurs bandes alternantes de Trias moyen et de Trias supérieur, orientées sensiblement W.N.W.-E.S.E. Deux bandes de calcaires du Trias moyen correspondent à deux anticlinaux droits, symétriques, dont la surface structurale se confond souvent avec la surface topographique. L'axe de l'anticlinal méridional s'abaisse graduellement vers l'est, de telle sorte qu'à la hauteur de la Tourelle, le Trias moyen s'ennoie sous le Trias supérieur. Vers l'ouest, les deux anticlinaux se soudent

et forment, au delà du vallon du Lançon (fig. 17 d), un pli déversé unique. Le synclinal intermédiaire, qui s'élève jusqu'à la cote 138, ne tarde pas à disparaître. Par contre, à l'est il s'accidente d'un petit dôme, où affleure le Trias moyen (cote 111). Une troisième bande de Trias supérieur, que le chemin du Castellat suit dans toute sa longueur, correspond également à un synclinal. Le flanc sud de ce pli symétrique s'appuie sur le Trias moyen, tandis que le flanc nord s'adosse, à l'ouest, contre une bande d'Hettangien renversé (fig. 17 c), dont il sera question plus tard, à l'est, contre une croupe de Dolomies du Jurassique supérieur (fig. 17 b).

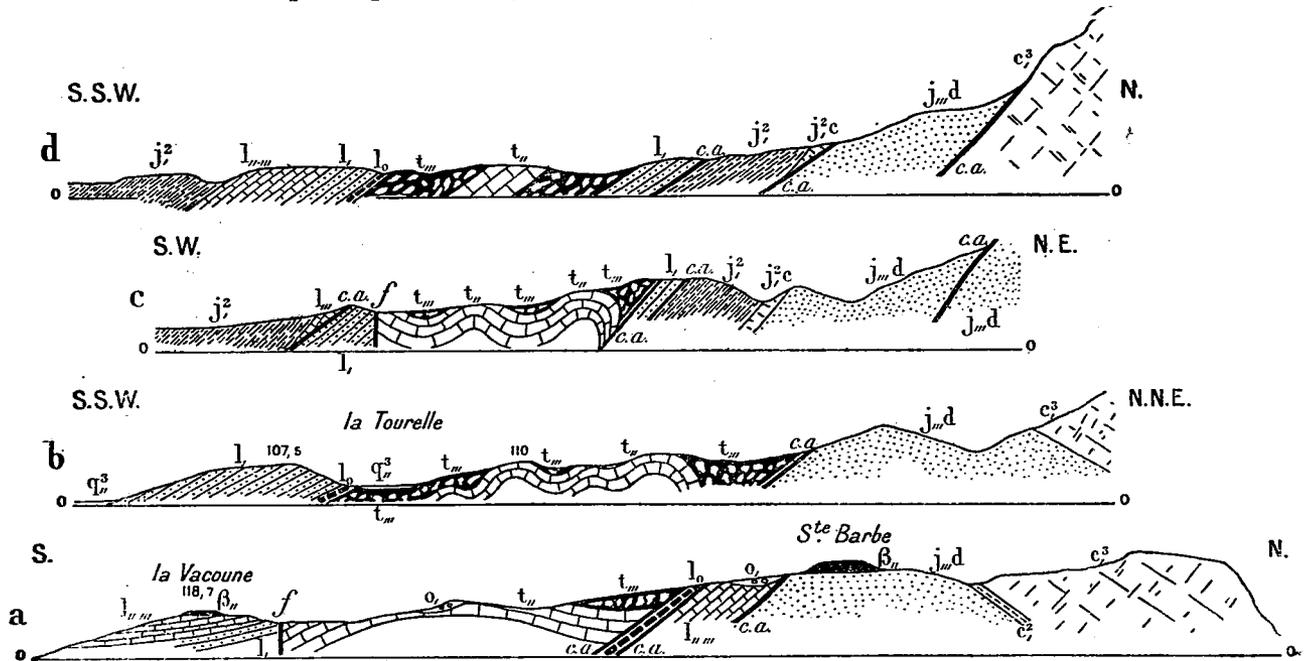


Fig. 17. — Coupes à travers les collines situées à l'ouest d'Ollioules.

(Échelle : 1/20.000*.)

t_m , calcaires mésotriasiques; t_{sup} , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; $l_{m, sup}$, Lias moyen et sup^r; j^2 , Bathonien marneux; j^2c , Bathonien calcaire; $j_{m,d}$, Dolomies néojurassiques; c^3 , Urgonien; o_1 , Oligocène inf^r; β_m , basalte oligocène; q^3 , alluvions de la basse terrasse.

f , faille; $c.a.$, contact anormal.

Tous ces plis subissent vers l'est une surélévation axiale, par suite de quoi les deux bandes de Trias supérieur s'arrêtent brusquement. Aussi, la crête qui sépare la vallée de la Reppe des vallons du Castellat et de la Tourette et les pentes qui descendent sur Ollioules ne sont-elles plus constituées que par les calcaires du Trias moyen (fig. 17 a).

La route qui mène d'Ollioules aux ouvrages du Gros Cerveau longe ou traverse trois lambeaux de calcaires lacustres sannoisiens (fig. 17 a), posés sur le Trias moyen ou sur le Trias supérieur. Ce sont des jalons intermédiaires entre les témoins plus importants conservés dans la cuvette de Bandol et ceux que nous allons rencontrer à l'est d'Ollioules.

La structure des collines situées à l'est de la vallée de la Reppe (fig. 18) est plus compliquée, au moins au nord de la route d'Ollioules à Toulon. Au sud, les hauteurs de Brégaillon, de St-Laurent, de Piedardan sont exclusivement formées de Permien et surgissent au milieu de la plaine quaternaire qui s'étend au nord des collines de Phyllades de la Seyne et de Six-Fours. Les couches plongent au N., dans leur partie occidentale, au N.E., dans leur partie orientale. Le Permien de Piedardan s'enfonce au nord sous le Trias inférieur, dont les affleurements peuvent être suivis à travers champs, au moment des labours, à l'est d'un vallon rempli de dépôts quaternaires, jusqu'à la route nationale, au delà de la Cagnarde. Le poudingue de base est visible en quelques points. Ce Trias inférieur s'enfonce au nord sous les calcaires triasiques de la hauteur Castellane, qui plongent à plus de 45° vers le nord et supportent, à leur tour, à Campourri, les cargneules du Trias supérieur (fig. 18 e). Les calcaires se poursuivent à l'est, jusqu'à la route, sous la forme d'un affleurement étroit, orienté W.-E., qui sépare la bande de Trias inférieur d'une large zone cultivée de Trias supérieur, coupée en diagonale par la route nationale.

Mais la zone triasique est plus complexe qu'on ne pourrait croire en suivant seulement la route. Des deux côtés se dressent, en effet, des collines arrondies, généralement boisées, qui ne sont autre chose que des petits dômes de calcaires triasiques, surgissant au milieu des régions déprimées et couvertes de cultures, occupées par le Trias supérieur.

Au sud de la route se trouvent la colline de St-Roch et celle de Montauban, la première presque circulaire et coiffée d'un témoin de poudingues sannoisiens (fig. 18 e); la seconde, moins élevée, moins étendue en surface et allongée de l'ouest à l'est.

Immédiatement à l'est des premières maisons d'Ollioules et au nord de la route nationale s'élève une première colline, correspondant à un anticlinal droit, orienté W.-E., dont la partie axiale laisse apparaître le Trias moyen. Plus au nord, les couches triasiques plongent uniformément au sud et semblent constituer un synclinal déversé, dont les flancs sont en Trias moyen, le noyau, en Trias supérieur.

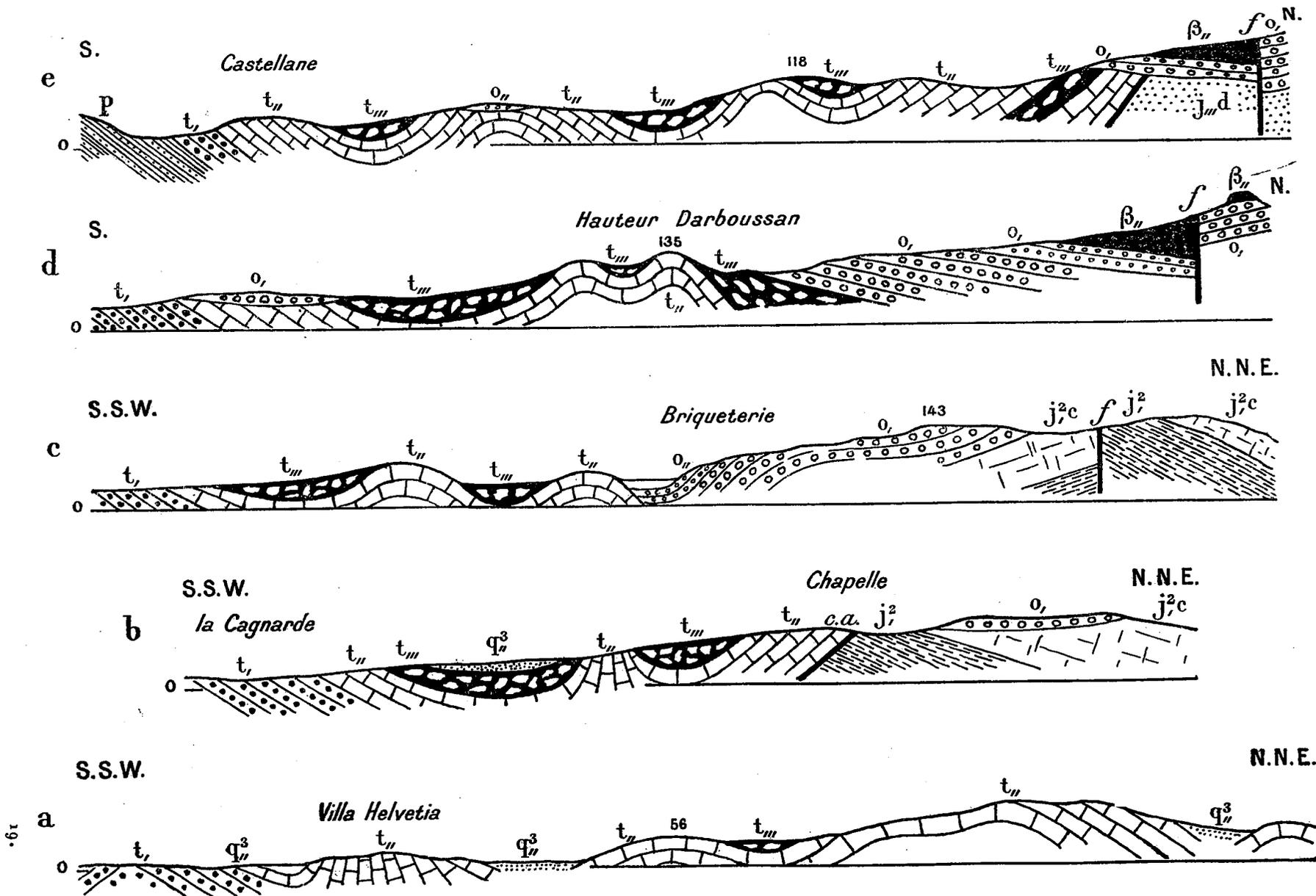


Fig. 18. — Coupe à travers les collines à l'est d'Ollioules.

(Échelle : 1/10.000°.)

p, Permien; t_1 , Trias inf^r; t_2 , calcaires mésotriasiques; t_3 , Trias sup^r; j_2^m , Bathonien marneux; j_2^c , Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; o_1 , Oligocène inf^r; o_2 , Oligocène moyen; β , basaltés oligocènes; q_3^a , alluvions de la basse terrasse.

f, faille; *c. a.*, contact anormal.

La hauteur Darboussan (fig. 18 d) est située à l'est des précédentes, entre deux vallons orientés N.-S., qui prennent naissance au pied d'une colline formée de calcaires lacustres et de poudingues calcaires sannoisiens, couronnée, à la Courtine, par un témoin d'une épaisse coulée de basalte. Darboussan correspond à deux anticlinaux de Trias moyen, séparés par une bande synclinale de Trias supérieur. L'anticlinal méridional culmine à 135 m. C'est un dôme très allongé, dont le flanc méridional est incomplètement débarrassé de son revêtement de cargneules néotriasiques, ce qui donne à l'affleurement du Trias moyen un contour assez irrégulier. L'anticlinal septentrional se compose de deux petits dômes de calcaires mésotriasiques, disposés bout à bout et séparés par un ensellement de cargneules. Les axes des deux anticlinaux sont orientés W.N.W. - E.S.E.

À l'est de la vieille route d'Ollioules, qui se détache de la route nationale au sud de la Panagia, et du chemin qui de là se dirige vers l'Hippodrome, s'élèvent de nombreuses buttes mésotriasiques de forme irrégulière, isolées les unes des autres par des dépressions néotriasiques encombrées d'alluvions. La plus élevée atteint 96 m., l'altitude des autres oscille entre 90 et 23 m. (fig. 18 a-c). Elles s'étendent au sud jusqu'à la petite rade de Toulon et sont séparées de la ville par la plaine quaternaire du Las. Les particularités de leur structure méritent une description détaillée, qu'il convient de commencer par le sud-ouest.

Immédiatement au nord de l'Hippodrome s'élève une butte très peu élevée de Trias inférieur. Les couches, entamées par une petite tranchée du chemin de fer, dessinent une voûte très surbaissée, dont l'axe est dirigé vers le S. E. (fig. 18 a). Il est à peu près certain que cet affleurement est en continuité, sous les dépôts quaternaires, avec la bande de Trias inférieur que nous avons suivie vers l'est jusqu'à la Cagnarde.

Toutes les autres buttes sont constituées, au moins dans leurs parties culminantes, par des calcaires mésotriasiques. Les cargneules néotriasiques remplissent les dépressions, mais sont souvent masquées par des alluvions.

Au N. E. de la butte éotriasique de l'Hippodrome s'élève la butte (42,5 m.) qui porte la villa Helvetia et s'étend au S. E. jusqu'à Lagoubran. Elle est entièrement constituée par des calcaires du Trias moyen, souvent redressés verticalement, par exemple dans la tranchée du chemin de fer. À l'extrémité sud-est de la butte se trouvent les grandes carrières de Lagoubran, qui ont

fourni à Michalet de beaux exemplaires de *Cænothyris vulgaris* avec bandes colorées. Les couches y dessinent un vaste anticlinal droit, dont l'axe est dirigé N. W.-S. E.

Au nord de la Panagia se dresse une colline à lobes multiples, en forme de Z renversé, dont les sommets atteignent 96, 92 et 86 m. (fig. 18 b). Le lobe occidental, correspondant au trait inférieur du Z, est beaucoup moins élevé et ne dépasse pas 60 m. Les calcaires du Trias moyen, en couches verticales, y ont été exploités dans une carrière aujourd'hui abandonnée, située à droite de la vieille route de Toulon à Ollioules. Un peu plus au nord, ils plongent au N.W. Leur direction, d'abord W.S.W., devient W.-E. Sur le bord sud de la colline affleurent les poudingues du Trias inférieur. C'est le noyau de l'anticlinal, dont la colline constitue le flanc nord, tandis que le flanc sud a été nivelé par l'érosion et se trouve caché sous les alluvions. Il ne saurait y avoir de doute que le pli représente la continuation directe de l'anticlinal méridional de la hauteur Darboussan. Il se raccorde à l'est avec un anticlinal correspondant à la barre moyenne du Z, dirigée N. W.-S. E. et jalonnée par les cotes 96 et 92 (sommets de deux petits dômes elliptiques de Trias moyen). Dans l'angle des deux barres se trouve une demi-cuvette de cargneules du Trias supérieur. De même, l'ensellement qui sépare le sommet 96 du sommet 86 est occupé par du Trias supérieur, tandis que la cote 86 est le point culminant d'un petit cône elliptique de calcaires mésotriasiques, dont l'axe, dirigé W.-E., correspond à la barre supérieure du Z.

La hauteur Dumonceau (fig. 19), située à l'est et au sud-est de la précédente, se compose en réalité de quatre dômes de Trias moyen, séparés par d'étroites bandes synclinales de Trias supérieur. Les sommets des deux dômes placés à l'ouest, cotés 89 et 56,4 m. sur le Plan Directeur, déterminent l'un des côtés du quadrilatère dans lequel on peut inscrire la colline. Ce côté est orienté N.-S., mais il ne semble pas correspondre à un axe tectonique commun aux deux dômes, car le plus méridional, presque circulaire, coté 56, se trouve à peu près dans l'axe des dômes 98 et 92 de la colline en Z et il est infiniment probable qu'il constitue le prolongement de l'anticlinal jalonné par eux. Le plus septentrional des deux dômes, coté 89, est elliptique; son grand axe est à peu près N.-S. et il semble se raccorder avec le dôme coté 86, qui forme la branche supérieure du Z.

Sur le côté nord du quadrilatère dans lequel s'inscrit la hauteur Dumonceau se trouve un brachyanticlinal en forme de triangle isocèle renversé,

qui s'enfonce comme un coin entre les deux dômes voisins. A sa pointe méridionale, les calcaires mésotriasiques présentent une terminaison péri-clinale et plongent dans les cargneules néotriasiques qui les séparent du dôme 56.

Le côté est du quadrilatère est formé par un dôme elliptique allongé, mesurant 500 m. de longueur sur 300 m. de largeur, dont le grand axe est orienté N. E. - S. W. Il se prolonge au sud par un anticlinal dont l'axe est N. - S. On pourrait être tenté de chercher la continuation de cet accident dans un chaînon dirigé au S. E., qui se greffe sur la hauteur Dumonceau et se poursuit, par la station terminus du tramway de l'Escaillon, jusqu'au nouveau lit du Las ou rivière Neuve, mais, en réalité, la région axiale de ce chaînon

W. N. W.

E. S. E.



Fig. 19. — Coupe longitudinale à travers les dômes de calcaires mésotriasiques à l'ouest de Toulon.

(Échelle : 1/10.000.)

t_m , calcaires mésotriasiques; t_n , Trias sup.; j^2 , Bathonien marneux; q^3 , alluvions de la basse terrasse.

est occupée par une bande de cargneules, sous laquelle plongent, de part et d'autre, les calcaires mésotriasiques. La tranchée du chemin de fer permet de se rendre très bien compte de cette disposition synclinale, qui est due vraisemblablement à un dédoublement de l'anticlinal. Nous retrouvons celui-ci vers la rivière Neuve, où une étroite bande axiale de calcaires mésotriasiques est flanquée, des deux côtés, de cargneules néotriasiques. Dans tous les cas, cet anticlinal est parallèle à celui de la villa Helvetia.

Tous les deux reparaisent au delà des alluvions dans lesquelles est creusé le nouveau lit du Las. Celui de la villa Helvetia a son prolongement dans la hauteur Milhaud, celui de l'Escaillon, dans la colline qui porte le fort de Malbousquet. Ce sont deux dômes elliptiques de calcaires mésotriasiques, séparés d'abord par un vallon, puis soudés en une masse unique, fortement entamée par la mer au sud-est. Leurs grands axes sont orientés N. W. - S. E.

Une dernière rangée de collines mésotriasiques reproduit encore ce même alignement. Elle comprend :

- 1° au N.W., un petit monticule circulaire de calcaires mésotriasiques, qui surgit au milieu de la plaine de la Minorque;
- 2° la hauteur des Arènes, brachyantoclinal mesurant 1 km. de long, sur 400 m. de largeur au maximum, avec une altitude de 75 m.;
- 3° une saillie très basse, qui prolonge cette colline au delà du chemin de fer;
- 4° un mamelon de forme irrégulière, coté 23,3 sur le Plan Directeur, situé immédiatement à l'ouest de la darse de Missiessy.

Au delà de cette ligne de collines s'étendent les plaines recouvertes par les alluvions du Las et par les brèches cimentées déposées par les torrents quaternaires qui descendaient des pentes du Baou de Quatre Heures et du Faron. Nous ne savons que peu de choses sur les dépôts triasiques sous-jacents.

A la Minorque, au lieudit la Mine, une ancienne exploitation avait rencontré du gypse et du charbon appartenant sans aucun doute au Trias supérieur. Ce terme affleure d'ailleurs plus au nord, à 600 m. à l'ouest des Quatre-Chemins des Routes. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point.

Immédiatement au nord du faubourg des Routes, les brèches quaternaires s'appuient directement sur les dolomies hettangiennes. Sur la rive droite du Las, par contre, au quartier de Valbourdin, on voit affleurer une lame de Trias inférieur, avec le poudingue caractéristique. Elle s'enfonce au nord sous les calcaires mésotriasiques du fort Rouge, qui, par places, sont redressés verticalement. Plus à l'est, les mêmes calcaires apparaissent au nord de Ste-Anne et dans le faubourg de Siblas, tandis que le Trias inférieur affleure le long de la voie, dans une ancienne chambre d'emprunt, et le Permien, dans les fossés des fortifications au nord de la gare de Toulon. Tous ces affleurements ne présentent plus aucune trace des dislocations que nous avons rencontrées plus à l'est. Ils appartiennent déjà au soubassement du Faron.

En résumé, le faisceau de plis qui traverse la Reppe à Ollioules, avec une direction W.-E., s'infléchit brusquement au S. E., à l'approche de la plaine de Toulon, et, après s'être enrichi de nouveaux plis de direction N.-S., voire N.E. - S.W., conserve sa direction jusqu'à la petite rade de Toulon, où il disparaît sous les eaux.

L'ANTICLINAL DES AMENIERS. — Les calcaires mésotriasiques du soubassement du Faron sont en continuité avec ceux qui forment la colline, cotée 101 sur la Carte au 1/50 000^e, couronnée par le vieux fort d'Artigues. Ils reposent sur des grès éotriasiques, qui constituent la colline du fort St^e-Catherine, sorte d'éperon avancé vers le sud, séparant le cône de déjection sur lequel est bâtie la ville de Toulon de celui de St-Jean-du-Var. Toutes ces couches plongent au N.W. Le Trias inférieur affleure encore entre la porte d'Italie et le champ de manœuvres. Sur la rive gauche de l'Eygoutier, on retrouve, par contre, le Trias moyen. Les affleurements de Trias inférieur indiquent donc la présence d'un anticlinal orienté S.W.-N.E., que l'on peut appeler l'*anticlinal de St-Jean-du-Var*. Il confine au sud à un synclinal de calcaires mésotriasiques, dans l'axe duquel est conservé, comme on l'a vu précédemment, un témoin

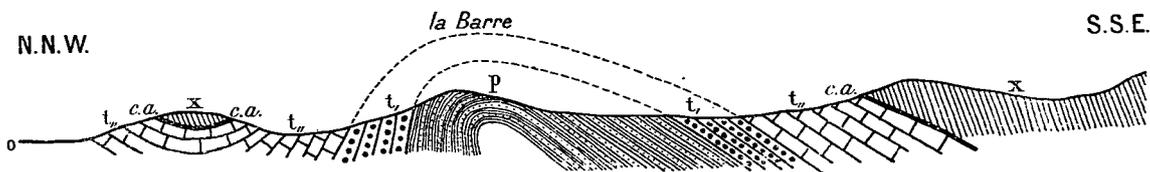


Fig. 20. — Coupe de l'anticlinal des Ameniers, à l'est de Toulon.

(Échelle : 1/10 000^e.)

x, Phyllades; p, Permien; t, Trias inf.; t₂, calcaires mésotriasiques.

c. a., contact anormal.

de la nappe des Phyllades. Au sud-est de ces calcaires apparaissent des grès et des poudingues du Trias inférieur, formant une bande orientée W. S. W.-E. N. E. En aucun point de la région toulonnaise les poudingues ne présentent un aussi beau développement. Ils sont relevés presque verticalement et se dressent comme un mur (pl. A, 3) le long d'un chemin qui les suit sur toute sa longueur, d'où le nom de *quartier de la Barre* qui a été donné au groupe des villas voisines. Vers l'ouest, la bande éotriasique augmente de largeur, les couches sont moins redressées et plongent à l'W, puis au S. W., dans la colline cotée 69,2 sur le Plan Directeur. Au nord de la Serinette, elle se dirige vers le S. E. et ses couches plongent au S., puis au S. W. Elle entoure de trois côtés les affleurements de Permien du quartier des Ameniers. Nous sommes donc en présence de la terminaison périclinale d'un anticlinal, que nous appellerons l'*anticlinal des Ameniers* (fig. 20). On a vu précédemment que la surface de charriage qui délimite les Phyllades coupe successivement les diverses

couches qui prennent part à cet accident. Sur la rive sud de l'Eygoutier on voit ensuite reparaitre, en aval et en amont du pont de Suve, le Trias inférieur et le Trias moyen de la retombée méridionale du pli.

Les bandes de Trias qui enserrent le Permien des Ameniers divergent comme les branches d'une hyperbole. Aussi les affleurements de ce terrain apparaissent-ils sur une surface de plus en plus grande. La colline du Touar (132 m.), au N.W. de la Garde, est entièrement permienne et les couches y plongent régulièrement au N.W. Celle de Pierrascas (205 m.) et les buttes qui surgissent dans la plaine quaternaire au nord de la Pauline sont dans le même cas. Par contre, la colline de la Garde, qui se dresse à 82 m. d'altitude au milieu de la plaine, est entièrement constituée par un culot d'andésite, déjà profondément entamé par une exploitation très active.

Enfin, sans sortir de la feuille de Toulon, la grande colline située entre le Gapeau et le Réal Martin, avec ses altitudes de 200 et 240 m., est encore entièrement formée de Permien, qui, si les observations de Marcel Bertrand sont exactes, repose normalement à l'est sur les Phyllades du massif des Maures.

LES COLLINES JURASSIQUES D'HYÈRES. — Il résulte avec évidence des observations de M. Zürcher, confirmées par les levés détaillés, que le lambeau de recouvrement du Pradet est conservé dans un synclinal triasique compris entre deux anticlinaux où affleure le Permien, celui des Ameniers au nord, celui de la Colle Noire, au sud. Le Trias du synclinal et le Permien de la Colle Noire peuvent être suivis tous deux, sans autre interruption que la présence d'une étroite bande d'alluvions, au delà de la ligne du chemin de fer du Sud, dans le soubassement du Paradis et du mont des Oiseaux, collines bien connues des hivernants, situées au sud-ouest d'Hyères. Contrairement à ce que l'on serait en droit d'attendre, vu la composition des hauteurs voisines, toutes les deux sont constituées par des terrains liasiques et jurassiques. Je décrirai d'abord leur soubassement commun et j'étudierai ensuite séparément chacune d'elles (fig. 21).

Les grès rouges du PERMIEN, qui constituent toute la partie orientale de la Colle Noire, se poursuivent à l'est au delà de Carqueiranne, tout le long du littoral, jusqu'à la naissance du pédoncule de la presqu'île de Giens. Ils forment une petite falaise, dont la hauteur ne dépasse pas 5 m., et qui aboutit à une terrasse, comprise entre les cotes 5 et 25, recouverte, dans sa

partie ouest, par les alluvions cimentées d'un cône de déjection, dont l'origine se trouve au débouché des vallons situés au N. E. de Carqueiranne. Le Permien occupe encore, au-dessus de cette terrasse, les pentes inférieures du mont des Oiseaux jusqu'à la cote 40 environ. Plus à l'est, la terrasse a disparu et le talus permien est continu depuis le sommet de la falaise. Le Permien s'élève, à l'est de San-Salvador, jusqu'à la cote 50 et constitue tout le promontoire d'Almanare, qui se trouve déjà en dehors des limites de la feuille de Toulon au 1/50 000^e, sur la feuille d'Hyères. Ses affleurements tournent ensuite au nord et forment la base de la colline de Costebelle, sans atteindre la gare.

Sur tout ce parcours, les grès permien sont surmontés par le poudingue du TRIAS INFÉRIEUR, qui forme un liséré continu depuis Carqueiranne jusqu'au petit col situé à l'ouest de la gare d'Hyères, au sud de la colline cotée 105,7 sur le Plan Directeur. Ici l'on observe un petit accident, une faille verticale, orientée S.W. - N.E., qui passe au col et donne lieu à un relèvement d'une vingtaine de mètres de la limite inférieure du Trias. La carte au 1/80 000^e lui donne à tort une direction N.-S. Le Permien reparait au delà de la faille, au pied sud-est de la colline 105,7, mais, en raison du pendage des couches vers l'ouest, il ne tarde pas à disparaître à nouveau, le Trias inférieur s'enfonçant bientôt lui-même sous les calcaires du Trias moyen, qui constituent la butte 101,7 (105 du 1/80 000^e). Contrairement aux indications de l'ancienne Carte géologique, il n'existe pas de faille N.-S. entre cette hauteur et la butte 105,7. A l'ouest du vallon qui mène au champ de tir, le Trias inférieur affleure de nouveau à la base de la colline et au Serre il se relève assez rapidement pour que le Permien reparaisse et pour que son sommet se trouve porté à la cote 120. Une petite faille N.-S. le fait buter ici contre les calcaires mésotriasiques, de sorte que le liséré qu'il dessine est ramené à un niveau inférieur, mais les couches supérieures du Permien sont cependant encore visibles sur le bord méridional de la plaine quaternaire. Elles affleurent sur une épaisseur de plus en plus considérable à mesure que l'on se dirige vers le hameau de la Moutonne, mais la densité du sous-bois ne m'a pas permis de suivre la bande de poudingues éotriasiques ni même celle des calcaires mésotriasiques, qui certainement doivent exister au-dessus d'elles.

Immédiatement au sud de la Moutonne, j'ai cependant fait une observation tout à fait inattendue, d'ailleurs unique dans tout le soubassement des collines

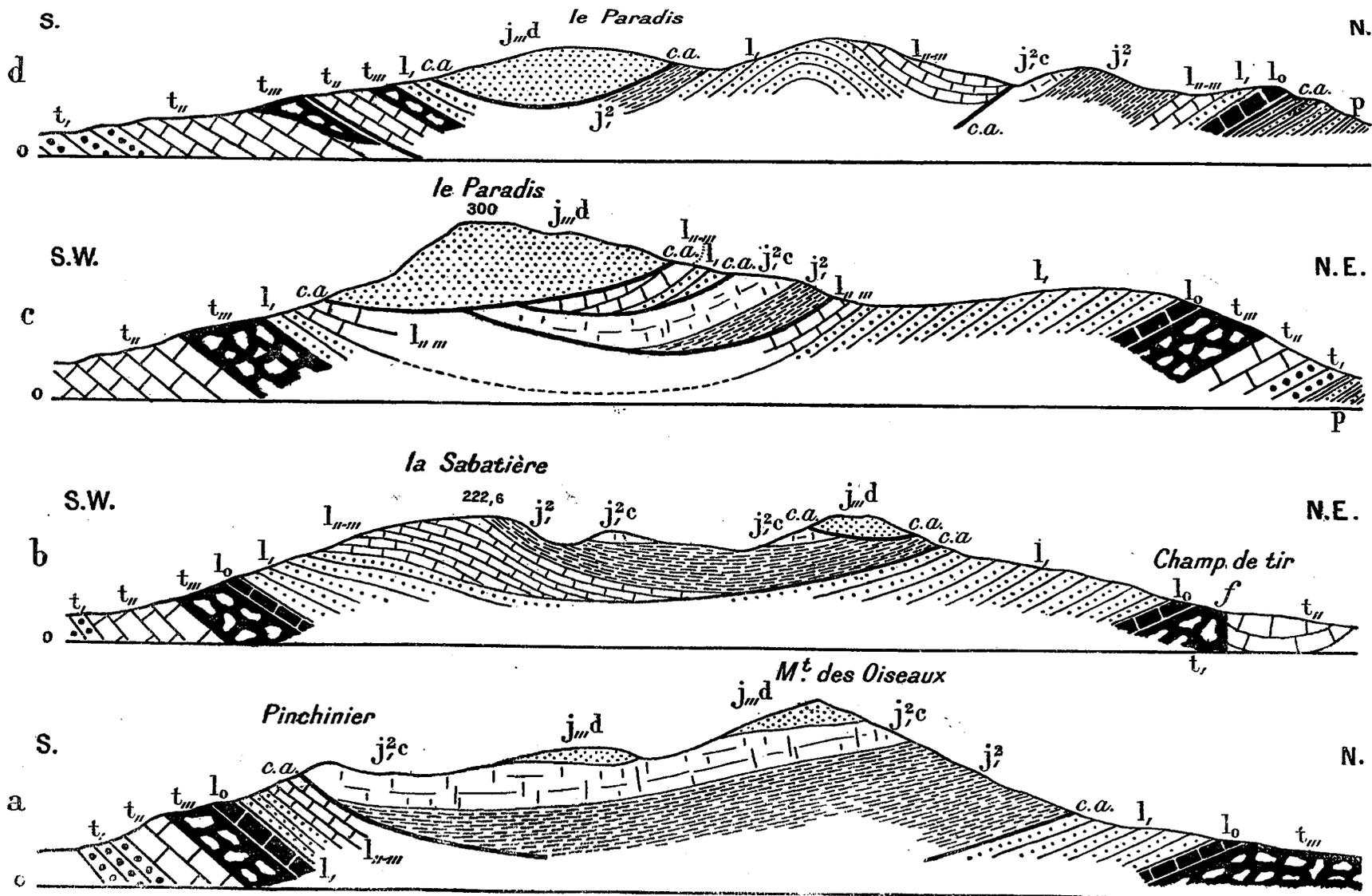


Fig. 21. — Coupes à travers les collines jurassiques d'Hyères.

(Échelle : 1/10.000.)

p, Permien; t_1 , Trias inf.; t_2 , calcaires mésotriasiques; t_3 , Trias sup.; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; l_{2-3} , Lias moyen et sup.; j_2 , Bathonien marneux; j_2^c , Bathonien calcaire; j_3^d , Dolomies néojurassiques.

f , faille; $c. a.$, contact anormal.

d'Hyères. Dans deux carrières abandonnées, les grès rouges du Permien supportent directement des calcaires qu'à première vue on pourrait être tenté d'attribuer au Trias moyen, mais qui, en réalité, appartiennent au Rhétien. J'y ai trouvé, en effet, *Avicula contorta* et des articles de la tige d'un *Pentacrinus*. Malheureusement un cône de déjection ne permet pas de suivre vers l'ouest cet accident curieux, qui correspond à un étirement très important, puisqu'il fait disparaître le Trias tout entier (fig. 21 d).

A l'ouest du cône de déjection et jusqu'à 700 m. au N. W. de la halte de Colle Noire du chemin de fer du Sud, c'est le Trias moyen qui constitue le premier terme visible du soubassement des collines jurassiques, le Trias inférieur et le Permien sont cachés sous les alluvions.

Ils reparaissent au château Richet, où ils ne sont séparés de ceux du bord nord-ouest de la Colle Noire et de ceux de Carqueiranne que par de faibles étendues de dépôts quaternaires. La continuité est évidente.

Les calcaires du TRIAS MOYEN occupent, dans le soubassement des collines liasiques et jurassiques d'Hyères, des surfaces beaucoup plus considérables que le Permien et le Trias inférieur, dont les affleurements sont réduits à des lisérés étroits. C'est ainsi que toute la dépression, ou plus exactement tout l'ensellement qui sépare le Paradis du mont des Oiseaux, en est entièrement formé. L'érosion l'a découpé en un certain nombre de collines peu élevées (209,9 m., 192 m., 129,8 m., 127,2 m., 109,9 m.), dont l'individualisation semble indépendante de toute cause tectonique.

Au pied sud du mont des Oiseaux, la bande de Trias moyen est relativement étroite : 100 à 200 m. en projection horizontale. Il en est de même à l'est jusqu'à la villa du Plantier, où elle s'élargit brusquement, pour dépasser 1 km. au sud-ouest de la gare d'Hyères.

Une faille légèrement curviligne, mais dans l'ensemble presque N.-S., interrompt brusquement les affleurements du Trias moyen au nord du Sanatorium et les met en contact à l'ouest, successivement avec les dolomies het-tangiennes, avec les calcaires rhétiens et, plus au nord, avec les cargneules néotriasiques du champ de tir.

Elle fait place au nord à une sorte de flexure, le long de laquelle le Trias inférieur de la butte 105,7 plonge rapidement sous le Trias moyen de la butte 101,7. Le bord méridional de la bande mésotriasique se trouve ainsi reporté plus au nord d'environ 600 m., comme s'il s'était produit un décrochement horizontal.

Vers l'ouest, la zone d'affleurement du Trias moyen s'élargit beaucoup et constitue tout l'ensellement qui sépare le mont des Oiseaux du Paradis. Au pied nord-est de cette dernière colline, elle s'amincit de nouveau considérablement, si bien qu'au sud de la Moutonne, comme on l'a vu plus haut, elle disparaît entièrement, avec tout le Trias.

Les calcaires du Trias moyen reparaissent à l'ouest du cône de déjection qui masque la continuation de l'étirement de la Moutonne. Ils forment au pied des collines une bande d'abord étroite et sinueuse, qui va ensuite en s'élargissant vers le sud. Ils constituent en outre, plus à l'ouest, deux buttes isolées (60 et 50,7), qui surgissent au milieu des alluvions. Elles sont séparées du soubassement par une dépression, qui correspond à un petit synclinal de cargneules du Trias supérieur, entouré par une tranchée de la route conduisant du hameau de la Moutonne à la halte du même nom. *On est là manifestement en présence de la terminaison nord-est du synclinal triasique dans lequel est conservé le lambeau de recouvrement du Pradet.*

La bande mésotriasique passe ensuite au nord du château Richet et rejoint le grand ensellement au-dessus de Carqueiranne.

Les calcaires du Trias moyen forment donc, dans le soubassement des collines jurassiques d'Hyères, une dalle continue, sans ondulations appréciables. Ils constituent le socle sur lequel sont posés la colline du Paradis, à l'ouest, le mont des Oiseaux, à l'est.

Je décrirai d'abord les particularités tectoniques du Paradis, montagne isolée, qui se présente au sud sous l'aspect d'un cône assez régulier et qui, au nord, se divise en plusieurs lobes. Son point culminant est à 300 m. (fig. 21 c, d).

Sauf au sud de la Moutonne, où tout le Trias est étiré, les cargneules du TRIAS SUPÉRIEUR forment, sur tout le pourtour, un liséré de largeur variable. Entre le château Richet et les Roubauds, leur zone d'affleurement se dédouble, sur une faible longueur, en deux bandes étroites, séparées par une lame de calcaires mésotriasiques complètement marmorisés. Il y a là évidemment un petit anticlinal couché au nord.

Le RHÉTIEN, sur tout le pourtour, forme un liséré, sauf en deux points, parfaitement continu. Il est particulièrement bien développé au sud-ouest de la Moutonne, où ses calcaires en bancs très épais, exploités autrefois dans une petite carrière, plongent fortement à l'ouest. Au sud-est de la Moutonne, une

petite faille donne lieu à un rejet d'une cinquantaine de mètres et par conséquent à une légère interruption de la bande rhétienne. Au nord du château Richet, on voit, sur une longueur de 250 m. environ, le Bathonien marneux reposer directement sur les cargneules néotriasiques. A cette exception près, la continuité des dolomies de l'HETTANGIEN est parfaite sur tout le pourtour de la montagne, mais la largeur de leur zone d'affleurement est extrêmement variable. Les calcaires à silex du LIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR manquent, par contre, sur tout le versant sud-ouest. Sur le versant nord, leurs affleurements décrivent une boucle autour d'un lambeau de Bathonien, comprenant, en succession normale, le terme marneux et le terme calcaire de l'étage. Le Lias de la branche sud-ouest est refoulé sur le Bathonien calcaire et, en remontant le ravin où l'on observe cette superposition, on voit encore une lame de dolomies hettangiennes s'intercaler en coin entre les deux terrains. Plus haut, elle sépare les deux branches de la boucle de Lias et supporte elle-même normalement un petit lambeau de calcaires à silex liasiques, qui s'effile en pointe vers le S.W.

Sur le versant nord-est, le BATHONIEN MARNEUX repose en succession normale sur le Lias, mais, en raison du refoulement vers le N.E. de la lame d'Hettangien dont il vient d'être question, il forme deux lambeaux discontinus : le premier a déjà été décrit ; le second, évidemment continu en profondeur avec le premier, est situé plus au S.W., exactement au nord du sommet de la montagne. Il supporte, comme le premier, une lame de BATHONIEN CALCAIRE, mais celle-ci se poursuit vers le sud et finit en coin entre la branche sud-est de la boucle liasique et les Dolomies du Jurassique supérieur qui constituent le sommet. Un troisième lambeau de Bathonien marneux existe sur le versant sud-ouest. Il n'atteint que 300 m. dans sa plus grande dimension. Il est constitué par des couches qui plongent à environ 45° au S.W. Il repose, sur toute la moitié nord de son pourtour, directement sur les dolomies hettangiennes, sans aucune intercalation de Lias à silex. Au sud-ouest, il s'appuie sur les cargneules du Trias supérieur. Au sud-est, il est de nouveau en contact immédiat avec l'Hettangien et, un peu plus haut, sur une longueur de 150 m. seulement, on le voit s'enfoncer sous les Dolomies du sommet, au voisinage de la cote 120.

Toute la région culminante, rocheuse du Paradis, est constituée par une masse mal stratifiée de Dolomies du JURASSIQUE SUPÉRIEUR, qui repose en discordance mécanique sur les terrains inférieurs par une surface de contact

fortement inclinée au S. W., car au nord-est elle affleure un peu au-dessous de la courbe de 260 m., tandis qu'au sud-ouest elle descend jusqu'à la cote 120. A l'ouest seulement ces Dolomies reposent, sur une longueur de 300 m., sur leur substratum naturel, le Bathonien calcaire, mais immédiatement au nord et au sud elles sont en contact direct avec le Lias à silex. Lorsque celui-ci s'est terminé en biseau, elles s'appuient sur les dolomies hettangiennes et cette superposition anormale s'observe sur toute la moitié ouest du pourtour, à l'exception du point où s'intercale la lame du Bathonien marneux.

On observe donc, dans la montagne du Paradis, au-dessous du socle quasiment horizontal, des suppressions de couches dans la série normale, des imbrications et même, en un point, l'ébauche d'un pli couché. Les causes de ces particularités tectoniques seront recherchées plus tard.

Bien que les formes topographiques du massif dont le sommet (303,4 m.) est connu sous le nom de mont des Oiseaux soient plus compliquées que celles du Paradis, sa structure interne est plus simple. Sur une crête médiane sinueuse, que suit la limite des communes d'Hyères et de Carqueiranne, s'embranchent deux crêtes orientées E.-W., la Sabatière (222,6 m.), à l'ouest, et la crête (239,9 m.) au pied sud de laquelle est bâti le Sanatorium, à l'est (fig. 21 a, b). Les zones d'affleurement des terrains qui forment la base de la montagne épousent fidèlement ce dessin.

La bande de TRIAS SUPÉRIEUR est parfaitement continue au nord-ouest, au sud-ouest et au sud. Au sud-est du Sanatorium, elle est interrompue sur environ 300 m. Elle peut être facilement suivie au-dessus du Plantier. Au nord de la crête 239,9 elle est de nouveau interrompue par la faille dont il a déjà été question à propos du Trias moyen. Elle s'élargit considérablement dans le vallon où est établi le champ de tir et remonte ensuite brusquement d'une centaine de mètres, pour franchir, en s'amincissant fortement, la crête principale de la montagne, au petit col coté 185,3.

La bande de RHÉTIEN décrit les mêmes sinuosités et subit les mêmes interruptions. On la suit plus difficilement sur le versant sud que sur le versant nord. Les dolomies de l'HETTANGIEN affleurent suivant une zone parfaitement continue, mais de largeur extrêmement variable. Réduite à quelques mètres au col 185,3, elle atteint 400 m. en projection horizontale au sud du champ de tir. Par contre, le LIAS À SILEX, bien développé sur tout le versant

méridional, depuis la Sabatière jusqu'au delà du Sanatorium, fait complètement défaut sur tout le versant septentrional.

Le BATHONIEN MARNEUX, bien développé notamment au col coté 205,4, franchi par le chemin qui mène au Sanatorium par le nord, forme une bande assez continue, interrompue seulement en trois endroits : au col 185,3, au sud et à l'ouest du sommet de Pinchinier, et sur le versant nord-est de la crête 239,9.

Le BATHONIEN CALCAIRE est en partie dolomitisé. Il repose, au Pinchinier, directement sur le Lias à silex et s'appuie, au nord-est de la crête 339,9, sur les dolomies hettangiennes. Il s'étire en pointe vers le N.W., de telle sorte que les Dolomies du JURASSIQUE SUPÉRIEUR, qui forment le sommet de la montagne (303,4), sont en contact, d'abord avec le Bathonien marneux, puis, au col 185,3, avec l'Hettangien.

Il y a donc, au mont des Oiseaux comme au Paradis, d'importants étirements dans la série normale, mais ici on ne rencontre aucune trace d'imbrications.

Je dois ajouter que ces suppressions de couches ont été en partie observées par Marcel Bertrand. Elles figurent, d'ailleurs, très inexactement rendues, sur la feuille de Toulon au 1/80 000^e. Elles ont, par contre, entièrement échappé à Falsan.

J'ai levé la carte géologique des deux collines et du socle qui les supporte sur le Plan Directeur (région d'Hyères) et j'avais songé tout d'abord à joindre au présent mémoire une carte ou tout au moins un croquis au 1/10 000^e de cette région. J'y ai cependant renoncé, car j'ai acquis la conviction que des recherches ultérieures compléteront sur bien des points mes levés. Le pays est si boisé ou couvert, dans les parties ravagées naguère par des incendies, d'un si épais fourré, que mes observations présentent encore de nombreuses lacunes.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Le bassin de Bandol est essentiellement une cuvette synclinale, un brachy-synclinal. La description détaillée que j'en ai donnée confirme pleinement cette conclusion, qui s'imposait au simple examen de la Carte géologique au 1/80 000^e. Il peut être en tous points comparé aux cuvettes du Diois et des Baronnies, que Paquier a décrites sous le nom d'« aires synclinales », à celles des environs de Sisteron et à celles de la Tunisie centrale, que Pervinquière

a si bien fait connaître. La particularité la plus apparente qui le différencie de ces exemples classiques, c'est que toute sa partie sud-ouest a été envahie par la mer.

Le fait de renfermer, dans sa partie centrale, des témoins d'une série transgressive, dans l'espèce des dépôts oligocènes, ne lui est nullement spécial. Le plongement assez constant de ces couches vers le centre de la cuvette pourrait faire supposer que la formation du brachysynclinal est postoligocène, d'autant plus que la série transgressive s'étend en dehors des limites du bassin de Bandol et même, à l'est d'Ollioules, jusqu'aux confins de la commune de Toulon. Mais nous avons constaté, d'autre part, que dans la partie centrale du bassin, l'Oligocène repose sur des terrains plus récents que sur la périphérie. On doit en conclure que *la cuvette synclinale de Bandol était déjà ébauchée avant la transgression oligocène* et que les mouvements postoligocènes n'ont eu pour effet que d'en accentuer la concavité.

Comme toutes les cuvettes synclinales classiques, celle de Bandol se termine brusquement à l'une de ses extrémités. Elle prend fin à l'est, c'est-à-dire à l'endroit même où la direction de ses couches périphériques de N. W.-S. E. devient N.-S., puis E. S. E.-W. N. W. On pourrait être tenté d'envisager comme son prolongement le synclinal de la Vacoune, mais l'axe E.-W. de ce pli n'est pas placé dans le prolongement direct du grand axe du bassin elliptique, et les deux accidents sont séparés l'un de l'autre par un léger relèvement transversal, qui fait apparaître, à la Bedouide, le Trias supérieur.

Grâce à cet arrêt brusque, le faisceau de plis qui fait suite au nord à la cuvette de Bandol, et qui est fortement comprimé entre la chaîne du Gros Cerveau et elle, peut désormais s'épanouir, en même temps que sa direction W.-E. devient insensiblement N. W.-S. E.

C'est avec cette direction que ses plis atteignent la petite rade de Toulon entre Lagoubran et la darse Missiessy. Il y a lieu maintenant de se demander ce qu'ils deviennent dans leur prolongement direct, dans l'hypothèse où ils n'auraient pas pris fin d'une manière soudaine et dans celle où ils n'auraient pas subi une brusque déviation. Si l'on suppose qu'ils traversent la rade, on est nécessairement conduit à conclure qu'ils s'enfoncent sous les Phyllades en recouvrement de la zone la Seyne-Mourillon, dont la présence est due, ainsi qu'on l'a vu dans le chapitre précédent, à un synclinal postérieur au charriage.

Le Trias moyen reparait, au sud de la traînée de Phyllades, dans le promontoire du Manteau, mais il ne présente plus ici la moindre trace de la

structure en dômes. On ne retrouve pas davantage cette forme particulière de plissements plus à l'ouest, dans les couches triasiques qui s'enfoncent au nord sous les Phyllades du massif de la Malgue, mais il est intéressant de rappeler que le promontoire situé à l'ouest de la plage de Bonnette est constitué par un petit dôme de calcaires néotriasiques, séparé des Phyllades du Pradet par une mince lame de Trias supérieur (voir p. 130).

La tendance à la formation de brachyanticlinaux ne s'est donc pas entièrement éteinte au sud du synclinal dans lequel sont conservés des témoins de la nappe de Sicié, mais il est cependant plus probable que le faisceau de plis que nous avons suivi jusqu'à Lagoubran atteint réellement sa terminaison au moment où il s'ennoie sous les eaux de la petite rade de Toulon, bien que les calcaires mésotriasiques pénètrent en réalité très loin sous la nappe des Phyllades.

Il semble même que cette nappe ait progressé sur un terrain qui avait déjà subi, antérieurement au charriage, une érosion énergique, puisque le Trias était déjà débarrassé de sa couverture de Lias, de Jurassique et de Crétacé. Ce démantèlement s'est d'ailleurs étendu assez loin au nord du front actuel des Phyllades en recouvrement, car la transgression oligocène, certainement postérieure de bien peu au charriage, a recouvert, aux environs d'Ollioules, un terrain non moins démantelé. Ses dépôts reposent, comme il a été dit plus haut (p. 146), sur un substratum triasique déjà plissé et complètement nettoyé de tout témoin de terrains secondaires plus récents. Ce n'est que plus au nord que nous verrons ce même Oligocène s'appuyer directement sur le Lias et sur le Jurassique d'une nouvelle unité tectonique.

La dénudation antérieure au charriage ou tout au moins antérieure à la transgression oligocène n'a cependant atteint une pareille intensité que dans une partie de l'avant-pays *actuel* de la zone de Sicié. Le Trias n'a été débarrassé de sa couverture que dans un secteur compris entre le méridien de Sanary, à l'ouest, et celui de la Colle Noire, à l'est. En effet, au Paradis et au mont des Oiseaux, il porte encore des témoins de Lias et de Jurassique qui ont échappé au démantèlement. La nature des accidents tectoniques qui ont affecté ces deux collines montre avec évidence qu'elles ont été recouvertes par la nappe des Phyllades. S'il n'en était pas ainsi, il serait impossible de comprendre pourquoi leur socle triasique commun est resté presque horizontal, tandis que des étirements, portant sur des termes importants, se sont produits dans la série des terrains en succession normale qui surmontent le

Trias. L'existence d'imbrications dans les parties hautes de la colline du Paradis ne peut s'expliquer que par la poussée tangentielle de masses plus élevées, faisant office de « traîneau écraseur ». La lame discordante de Bathonien marneux du versant sud-ouest doit être assimilée à un lambeau de poussée entraîné par le charriage. Si des restes de couches jurassiques avaient subsisté plus à l'ouest, sur le substratum sur lequel s'est effectuée la poussée des Phyllades, l'absence de lambeaux de ces terrains, pincés entre le Trias et les Phyllades, serait absolument incompréhensible.

On doit donc conclure que *les collines jurassiques d'Hyères sont des témoins épargnés par la dénudation antéoligocène, sur lesquels s'étendait la nappe des Phyllades avant qu'elle eût été réduite, par des actions érosives récentes, à l'état de lambeaux de recouvrement conservés seulement dans les régions déprimées.*

Immédiatement en avant des collines jurassiques d'Hyères et séparées d'elles par une plaine d'alluvions se trouve, au nord, un groupe de collines, culminant à 291,3 m., au Fenouillet, et constituées par des Phyllades, avec intercalations de quartzites. Ces montagnes font déjà partie du massif des Maures et méritent bien leur nom de Maurettes. On s'est demandé quelquefois si le massif des Maures n'est pas lui-même charrié et s'il ne fait pas partie de la même nappe que la zone de Sicié et les lambeaux de recouvrement qui en dépendent, auquel cas les collines jurassiques devraient être envisagées comme une fenêtre. Un examen attentif des hauteurs qui avoisinent les Maurettes et qui surgissent au milieu de la plaine quaternaire environnante va nous permettre de répondre à cette question par la négative.

En droite ligne entre la ville d'Hyères et la colline du Paradis se trouve une petite butte à contour elliptique, de 64 m. d'altitude seulement, la colline de Saint-Jean. Elle est exclusivement formée de Phyllades, entamés par la tranchée du chemin de fer d'Hyères, où ils plongent nettement au S.W. Exactement au nord de la Moutonne se trouve une autre colline, de même forme et de même altitude, également constituée par les Phyllades. Il n'est pas douteux que ces deux buttes fassent partie de la même masse que les Maurettes. Le Permien qui affleure à la base des collines jurassiques plonge au S.W. et au S., comme les Phyllades des buttes voisines. Il est tout naturel de supposer que ces Phyllades sont le substratum normal du Permien et ce serait faire une hypothèse tout à fait gratuite que d'imaginer que le Permien, avec tout le Trias, le Lias et le Jurassique qu'il supporte, s'enfonce sous les Phyllades. Au nord des Maurettes, le mont Redon, situé entre le Gapeau et

le Réal Martin, permet, comme il a été dit plus haut, de constater la superposition directe du Permien aux Phyllades. Jusqu'à preuve du contraire, il est donc légitime d'admettre que les Phyllades des Maurettes s'enfoncent, au sud comme au nord-ouest, sous le Permien. La terminaison occidentale du massif des Maures peut dès lors être assimilée à la terminaison en pointe des « massifs amygdaloïdes » des Alpes occidentales et, si l'on tient compte, en outre, du fait que le Permien du mont Redon et celui de la Moutonne⁽¹⁾ sont, de toute évidence, en continuité avec celui des Ameniers, on arrive à la conclusion que *tout le massif des Maures résulte de l'élargissement indéfini et de la surélévation progressive vers l'est de l'anticlinal des Ameniers*. Et l'on se souvient que cet anticlinal disparaît à l'ouest, avec une belle terminaison périclinale, sous la nappe de Sicié. Mais on a vu également, dans le chapitre précédent, que les Phyllades autochtones reparaissent plus à l'ouest, constituant la colline de Six-Fours et le noyau de la colline des Playes. On y observe les mêmes barres de quartzites, orientées en moyenne N.-S., que dans les Maurettes.

Un anticlinal prolongeant à l'ouest l'axe des Maures manifeste donc sa présence dans les environs de Sanary, et si rien ne vient révéler son existence dans la banlieue ouest de Toulon, c'est évidemment parce que le pli a subi un abaissement axial à l'est de la colline des Playes et à l'ouest des Ameniers.

Une confirmation tout à fait inespérée de l'hypothèse d'une continuité souterraine du petit massif des Playes et du massif des Maures a été fournie tout récemment par un sondage exécuté dans le voisinage immédiat de la gare de la Seyne, entre les deux collines permienues de Saint-Laurent et de Brégaillon. Les résultats, encore inédits, m'en ont été très aimablement communiqués par M. Zürcher.

Après avoir traversé, sur une épaisseur de près de 9 m., une brèche quaternaire à éléments calcaires, le sondage est resté jusqu'à la profondeur de 61 m. dans des grès et des marnes rougeâtres, incontestablement permienues. Il a rencontré ensuite une puissante formation constituée par des roches foncées d'apparence gréseuse, que M. Termier a déterminées au microscope comme des *tufs dacitiques*. Son épaisseur dépasse 130 m. Il est infiniment probable qu'elle doit être également attribuée au Permien, qui, dans la région, présente fréquemment des intercalations tufacées. Aux

(1) Le Permien du mont Redon appartient à la dépression de Cuers, celui de la Moutonne peut être suivi à l'est jusqu'au pied de Costebelle. Au delà, la rade d'Hyères cache pour toujours le bord méridional du massif des Maures.

tufs dacitiques font suite des grès fins schisteux et des schistes noirâtres de 14 m. d'épaisseur, que l'on doit encore ranger dans le Permien, car ils reposent sur une formation détritique de 7 m. d'épaisseur, à éléments roulés de quartz et de roches cristallophylliennes. C'est évidemment le conglomérat du Permien. A 317 m. de profondeur le sondage a pénétré dans les Phyllades avec bancs de quartzites et filons de quartz. N'ayant pas rencontré de houille, il a été arrêté à 338 m. de profondeur.

La succession est donc exactement la même que dans les points de la colline des Playes et des collines avoisinantes où le Houiller fait défaut : Phyllades, conglomérat de base du Permien, Permien. La seule anomalie réside dans la grande épaisseur des tufs dacitiques.

De l'extrémité orientale de la colline des Playes au sondage de la gare de la Seyne il y a un peu plus de 3 km.; la continuité des terrains en profondeur pourrait être à bon droit contestée, s'il n'existait pas, entre les deux points, deux jalons intermédiaires, la petite colline de Léry et celle de Millone (52 m.), où le Permien, avec son conglomérat de base, s'appuie directement sur les Phyllades et plonge au nord, comme dans la colline des Playes. Les deux petites collines constituent évidemment le prolongement est de la colline des Playes; elles font partie, comme elle, de la série que j'ai considérée comme autochtone.

La surface de contact du Permien et des Phyllades affleure, dans la colline de Millone, entre les cotes 25 et 30; dans le sondage, distant de 2 km., elle se trouve plus de 300 m. plus bas. Elle subit donc un abaissement brusque, mais qui n'a rien d'insolite. Comme il est hors de doute que les Phyllades du sondage, avec le manteau de Permien qui les recouvre, sont autochtones, on peut affirmer avec certitude que les collines de Millone et de Léry, et par conséquent également le noyau de celle des Playes, sont autochtones, conformément aux conclusions exposées dans le chapitre précédent.

Quant aux lambeaux houillers de la banlieue est de Toulon, Mourillon, la Malgue, etc., on se souvient qu'ils n'appartiennent pas à la série autochtone, et qu'ils sont charriés avec les Phyllades, à l'exception peut-être de celui du Pin de Galle (fig. 14). On se souvient aussi que les masses en recouvrement qui se font face des deux côtés de l'entrée de la rade de Toulon, de même que celle du Pradet, ont échappé à la dénudation, grâce à leur situation actuelle dans la région axiale d'un synclinal postérieur au charriage. On a vu plus haut que les collines jurassiques du Paradis et du mont des Oiseaux

appartiennent à ce même synclinal et qu'on doit les envisager comme des témoins épargnés par des dénudations antérieures à la formation de la nappe. Cette nappe s'étendait certainement par-dessus le Jurassique, car, au cas contraire, on ne comprendrait pas les étirements qui se sont produits dans la série normale des deux collines. Il existe donc des preuves de l'existence de la nappe des Phyllades jusqu'au méridien d'Hyères, qui détermine le bord est de la feuille de Toulon au 1/50 000^e.

Il y a également des faits qui militent en faveur de l'extension *vers l'ouest* de la nappe du cap Sicié. En effet, la petite cuvette d'Alon accuse la présence d'un grand étirement dans la série normale qui, tout comme ceux que l'on observe dans les collines jurassiques des environs d'Hyères, ne peut s'expliquer que par des poussées tangentielles agissant dans une nappe superposée à ce bassin et aujourd'hui enlevée par l'érosion.

CHAPITRE III.

LE BASSIN DU BEAUSSET ET SES RECOUVREMENTS.

APERÇU GÉNÉRAL.

On a vu, dans le chapitre précédent, que le bassin de Bandol est limité au nord par une bande de terrains triasiques qui se continue à l'est par les collines d'Ollioules et de la banlieue ouest de Toulon. A l'est du val d'Aren, cette bande confine au nord à la chaîne du Gros Cerveau, qui sera décrite au chapitre suivant. A l'ouest de cette profonde coupure, que suit la route de Bandol au Beausset, la zone triasique est seule à séparer le bassin de Bandol d'un autre bassin beaucoup plus étendu, constitué, non plus par des couches jurassiques, mais par la série complète de tous les termes du Crétacé, à partir de l'Urgonien. C'est le *bassin du Beausset*, vaste cuvette synclinale, dont le grand axe mesure plus de 40 km., le petit, plus de 20.

Sauf sa terminaison orientale, dont l'étude fera l'objet d'un chapitre ultérieur, il est entièrement compris dans les limites de la feuille géologique de Marseille au 1/80 000^e, que le lecteur devra nécessairement avoir sous les yeux. Il chevauche, par contre, sur les quatre feuilles d'Aubagne, de Cuers, de la Ciotat et de Toulon de la nouvelle carte au 1/50 000^e, et la localité de la Cadière, qui correspond à peu près à son centre, est située presque exactement au point de jonction de ces quatre feuilles.

Contrairement à ce qui a lieu pour le bassin de Bandol, la partie centrale du bassin du Beausset n'est pas occupée par des dépôts oligocènes. Ceux-ci y font entièrement défaut. En revanche, le Trias empiète au sud sur les bords de la cuvette et constitue, aux environs du Beausset, des « îlots » de recouvrement, classiques entre tous.

Il est peu de régions, dans la Basse-Provence, qui aient fait l'objet de travaux stratigraphiques aussi nombreux que le bassin du Beausset. Les plus importants sont ceux d'Aristide Toucas, qui a notamment consacré aux terrains

crétacés un mémoire accompagné d'une carte géologique au 1/80 000^e, assez exacte dans ses grandes lignes [1]. Mais le problème de l'« îlot » triasique n'y est même pas effleuré. On a vu, dans l'Historique (p. 8), que l'étude du bassin du Beausset fut, pour Marcel Bertrand, le point de départ de ses conceptions grandioses sur la tectonique de la Basse-Provence. Les critiques dont ces travaux ont été l'objet de la part de Toucas et de Fournier n'ont fait qu'en consolider les conclusions en mettant en lumière toute l'in vraisemblance des interprétations qui ne font pas appel à la notion des charriages.

M. E. Maury a bien voulu assumer la tâche ingrate de tracer pour la nouvelle carte au 1/50 000^e les contours des terrains crétacés, dont il avait précédemment entrepris, sous la direction de Vasseur, le levé au 1/80 000^e. Il publiera certainement un jour une étude d'ensemble sur ces terrains, dont il n'a encore parlé que dans une note préliminaire [1], malheureusement trop succincte. L'intérêt principal de ses observations porte sur les changements de faciès du Cénomanién, du Turonien et du Sénonien. Quant aux résultats tectoniques de son travail, ils sont encore entièrement inédits.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

Je donnerai d'abord un aperçu très sommaire de la structure du bassin crétacé. Je décrirai ensuite successivement la bordure méridionale de la cuvette, entre la pointe Grenier et le col qui franchit la crête turonienne à l'est de l'oratoire S^t-Jean, le massif du Télégraphe de la Cadière, l'« îlot » du Vieux-Beausset et les lambeaux du Castellet, enfin, la série renversée entre le val d'Aren et Ollioules. La chaîne urgonienne qui constitue le bord méridional du bassin à l'est du val d'Aren sera étudiée dans le chapitre suivant.

LE BASSIN DU BEAUSSET. — Tandis que le bassin de Bandol est très incomplètement conservé et que la moitié au moins de sa surface est envahie par les eaux de la Méditerranée actuelle, il n'en est pas de même du bassin du Beausset, dont le bord méridional seul est entamé, et encore les différents terrains qui affleurent en zones concentriques ont-ils été inégalement détruits par l'érosion marine.

Le seul terme de la série éocrétacée qui forme, sur la périphérie du bassin, là où il n'est pas masqué, une bande continue, est l'URGONIEN. Il a disparu sous les eaux au sud de la baie de la Ciotat et au large du cap Canaille, entre le

Bec de l'Aigle et Cassis, mais il forme une bande absolument ininterrompue sur le bord septentrional, entre les calanques de Cassis et les hauts sommets de la Limatte (796, 826 m.), au S. E. de Signes. Après une faille transversale, qui est tracée sur la feuille de Toulon au 1/80 000^e, mais dont je n'ai pas encore repris l'étude, il forme le massif du Grand Cap, qui culmine à 785 m. Morcelé aux environs du Revest, comme on le verra plus tard, il constitue, sur le bord méridional du bassin, du Cap Gros au Gros Cerveau, une crête continue. Avant d'atteindre le val d'Aren, il disparaît sous l'Aptien, dans des conditions que je décrirai plus loin, et ne reparait plus avant Cassis.

L'APTIEN, avec ses deux termes, le Bedoulien, représenté par des calcaires à gros silex et des calcaires marneux, et le Gargasien, entièrement marneux, ne fait également son apparition, sur le bord de la mer, qu'à partir de Cassis. Il forme une bande ininterrompue, sur le bord nord-ouest du bassin, jusque un peu au delà du Camp. Ici, comme l'a tort bien reconnu Marcel Bertrand, il disparaît par suite de la transgression du Cénomanién sur l'Urgonien. Il reparait, sur le versant sud, aux environs de Tourris et du Revest et peut être suivi jusqu'au val d'Aren, où il affleure encore, sur la rive droite, à la base des pentes orientales du petit massif du Télégraphe. A l'ouest de ce point, il est caché en profondeur.

C'est donc l'Urgonien qui constitue, sous la forme d'une épaisse dalle calcaire, le soubassement, je dirais volontiers l'armature du bassin du Beausset. En général, il plonge de toutes parts vers le centre, mais quelques accidents secondaires font apparaître, dans la bordure septentrionale, des boutonnières d'Hauterivien et des témoins d'Aptien. Je compte décrire en détail toute cette zone urgoniennne septentrionale dans les mémoires que j'espère consacrer plus tard aux massifs de la S^{te}-Baume et de Carpiagne. Sa connaissance ne présente aucun intérêt dans la discussion des questions relatives à la tectonique de la région toulonnaise. Je ne m'arrêterai pas davantage ici aux particularités que présente la bande discontinue des terrains aptiens.

Le CÉNOMANIEN est continu sur le bord septentrional. Il forme d'abord à l'ouest, aux environs de Cassis, deux barres calcaires distinctes, qui, d'après M. E. Maury, se réunissent bientôt en une barre unique. Celle-ci joue, entre la Bedoule et le Camp, un rôle topographique de premier ordre. Elle forme, face au nord, un bel abrupt, qui a été figuré avec le plus grand soin sur le Plan Directeur et sur la feuille d'Aubagne de la carte au 1/50 000^e. Sur le bord septentrional du bassin, ses caractères stratigraphiques et lithologiques

sont encore mal connus. Je reviendrai, dans un chapitre ultérieur, sur son rôle tectonique aux environs de Tourris et du Broussan. Sur le bord sud du bassin, on en suit les affleurements depuis le Broussan jusqu'au val d'Aren, mais il joue en général un rôle effacé dans la topographie. Peu après la traversée du val d'Aren, il s'enfonce sous le Trias en recouvrement et est caché par la mer entre la pointe Grenier et la baie de Cassis.

Le TURONIEN forme tout autour du bassin du Beausset une auréole, qui n'est interrompue, sur le bord méridional, que par la baie de la Ciotat et par le recouvrement du Trias entre la pointe Grenier et le val d'Aren. Les variations de faciès sont nombreuses et le passage latéral, à l'ouest du Bec de l'Aigle, près de la Ciotat, par indentations répétées, des grès du Turonien supérieur à des calcaires à Rudistes et à des poudingues, est classique, depuis que Marcel Bertrand l'a fait connaître [26]. J'ai reproduit dans mon *Traité de Géologie* (pl. IV, 2) une photographie de cette admirable coupe naturelle, prise par M. Léon Bertrand en 1891. En 1909, au retour d'une croisière de l'*Ile-de-France*, j'ai eu l'occasion d'en prendre plusieurs clichés panoramiques et depuis, grâce à l'aimable accueil du commandant Charcot, j'ai pu, du pont du *Pourquoi-Pas?*, en étudier les détails à la jumelle.

Le contraste qui existe entre la grande largeur des affleurements du Turonien sur le bord nord et leur étroitesse sur le bord sud fait saisir, au simple examen de la Carte géologique au 1/80 000^e, le trait le plus essentiel de la tectonique du bassin, sa dissymétrie. En effet, l'inclinaison des couches vers l'axe de la cuvette synclinale est très faible sur le bord septentrional, où elle ne dépasse pas 20°, tandis que, sur le bord méridional, lorsque la bande turo-nienne est visible, les couches qui la constituent sont souvent très redressées et plongent en moyenne à 45° vers le nord. Les touristes les plus indifférents admirent les barres de grès si curieusement façonnées par l'érosion, connues sous les noms de Grès de Valdaren, Barre de la Jaume, Grès de S^{te}-Anne. Ce sont des grès turoniens, qui semblent monter à l'assaut des croupes aptiennes et urgoniennes du Gros Cerveau. Le sommet du Turonien est généralement constitué, sur le bord méridional du bassin du Beausset, par des calcaires à Hippurites, dont la partie supérieure semble empiéter sur le Coniacien, conformément à l'opinion de Marcel Bertrand [18]. Ils forment une barre que l'on peut suivre depuis le val d'Aren, à l'ouest, jusqu'au défilé de Marou, au nord du Broussan, à l'est.

Le CONIACIEN et le SANTONIEN occupent la partie centrale du bassin. Les eaux

de la baie de la Ciotat ne recouvrent que les couches tout à fait inférieures du Sénonien, entre la pointe des Deux Moulins et les ruines de Tauroentum. Les deux étages sont représentés par une masse puissante de grès argileux ou calcaires, dans laquelle il faudrait renoncer à établir des subdivisions, si des intercalations de couches à Hippurites ne venaient localement et à plusieurs niveaux en interrompre la monotonie. Sur la carte au 1/50 000^e (feuilles de la Ciotat et de Toulon) on n'a distingué que celles de ces intercalations qui forment des barres calcaires. C'est ainsi qu'on a dû renoncer à figurer par une teinte spéciale les couches à Hippurites coniaciennes du val d'Aren (ou de « la Valdaren »). La barre la plus importante est celle de la Cadière. Les Rudistes que l'on y rencontre en abondance et qui composent à eux seuls presque entièrement certains bancs permettent de l'attribuer avec certitude au Santonien inférieur. Les levés de M. Maury mettent en évidence sa terminaison occidentale en biseau, à l'ouest de la Cadière.

Entre ce point et la mer, les grès coniaciens sous-jacents et les grès santoniens ne peuvent plus être séparés d'une manière précise, mais il n'y a aucun doute que les grès et les marnes qui affleurent au sud de la plaine quaternaire de St-Cyr appartiennent au Santonien moyen. Ils présentent le même pendage uniforme au S. ou au S.W. que les grès coniaciens et les calcaires à Hippurites de la Cadière. Le niveau à petits Gastéropodes de Tauroentum et les couches à Spongiaires de la Madrague, récemment découvertes par M. Moret, s'y trouvent intercalés. Cet ensemble s'enfonce régulièrement au sud et plonge sous une nouvelle barre de calcaires à Hippurites, qui constitue les sommets cotés 180, 190, 216 (oratoire St-Jean), entre la Madrague et le massif triasique du Télégraphe de la Cadière (fig. 23). Une carrière est ouverte, sur le bord de la route de Bandol, un peu à l'est de l'entrée nord du tunnel de St-Cyr. On peut y voir, en assez grand nombre, des Hippurites dans leur position normale, la pointe dirigée vers le bas. Il est donc certain que les couches formant cette barre ne sont pas renversées, contrairement à l'opinion de Marcel Bertrand, basée évidemment sur une observation inexacte ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ « J'affirme formellement, écrit Bertrand [20, p. 1081], qu'on peut suivre sans discontinuité la même barre d'Hippurites jusqu'au tunnel du chemin de fer de Bandol et que là on la voit passer sous la série des couches marneuses qui se prolongent jusqu'à Taurentum avec *Ciularis clavigera* et qui sont déterminées par M. Toucas lui-même comme santoniennes. » C'est précisément l'inverse qui a lieu. Sauf à l'entrée même du tunnel (fig. 23 a), où exceptionnellement les grès santoniens plongent au nord, ces grès plongent très généralement au sud et s'enfoncent manifestement sous les calcaires à Hippurites, qui sont affectés du même plongement.

Elles appartiennent au même niveau que les calcaires de la Cadière et sont certainement charriées sur les grès. Malheureusement aucune assise sénonienne supérieure à la barre n'est visible dans ce segment du bord méridional du bassin du Beausset.

Le niveau supérieur du Santonien (couches à *Ostrea galloprovincialis*), les couches à Turritelles, le Valdonnien à *Campylostylus galloprovincialis* et le FUVÉLIEN, dernier dépôt crétacé du bassin, sont cantonnés au voisinage des lambeaux de recouvrement triasiques, qui eux-mêmes occupent dans le bassin une position excentrique et sont localisés dans sa partie méridionale.

Si l'on n'envisageait que sa partie située sur la feuille de Marseille au 1/80 000^e, on pourrait considérer le bassin du Beausset comme une cuvette synclinale elliptique du type habituel, présentant la seule particularité d'une dissymétrie assez accentuée de part et d'autre du grand axe. Mais toute la partie orientale du bassin est à tel point déformée par des actions tangentielles qu'on n'y retrouve pas la terminaison périclinale, si caractéristique de l'extrémité occidentale. Aussi sera-t-il nécessaire de consacrer à cette partie écrasée du bassin un chapitre spécial.

LA BANDE TRIASIQUE DE LA POINTE GRENIER. — J'ai montré, dans le chapitre précédent, que la bande de Bathonien marneux formant le bord septentrional des collines d'Alon s'appuie, par une surface de chevauchement, sur une bande triasique et liasique, que l'on suit depuis la pointe Grenier jusqu'à l'Orphelinat avec une direction W.-E. et une largeur moyenne d'environ 300 m. Elle chevauche, à son tour, par son bord septentrional, sur le Sénonien du bord méridional du bassin du Beausset. Sa structure est assez complexe et nécessite une description détaillée.

Au nord de la pointe Fauconnière (fig. 22 a, b), le Bathonien marneux affleure sur le versant septentrional d'une colline de Bathonien calcaire portant, sur le Plan Directeur, les cotes 154,2 et 153,6. Il est en contact au nord avec une étroite bande d'Hettangien, facile à observer dans la falaise du littoral, mais dont on perd bientôt la trace, si on essaie de la suivre dans l'intérieur des terres. Cet Hettangien repose au nord sur une puissante masse de Trias supérieur, constituée par des gypses autrefois exploités et par des cargneules, qui forment un monticule couronné par une ancienne batterie.

Le Trias supérieur affleure sur une largeur maximum de 150 m. et sur une longueur d'environ 400 m. Il s'effile en pointe vers l'est. Il s'appuie au nord,

non pas, comme on pourrait s'y attendre, sur le Trias moyen, mais sur une nouvelle bande d'Hettangien, qui forme la pointe Grenier et se poursuit vers l'est, avec une largeur variable. A 300 m. de la pointe (fig. 22 b), on voit un lambeau de Lias à silex s'intercaler entre les dolomies hettangiennes et le Trias. L'Hettangien repose au nord sur les grès santoniens.

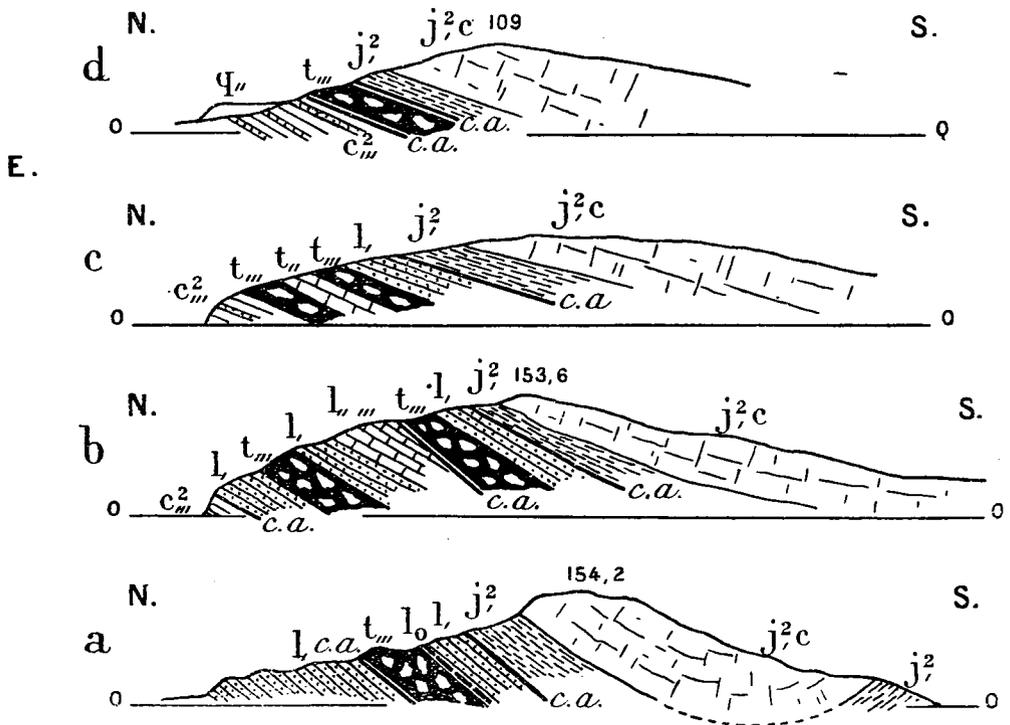


Fig. 22. — Coupes du bord sud du bassin du Beausset, entre la Pointe Grenier et la Madrague.

(Échelle : 1/10.000°.)

t'' , calcaires mésotriasiqes; t''' , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l , Hettangien; l_{u-m} , Lias moyen et sup^r; j'' , Bathonien marneux; $j''c$, Bathonien calcaire; c''' , grès santoniens; $c''h$, calcaires à Hippurites santoniens.

f , faille; $c. a.$, contact anormal.

Tous ces termes, depuis le Bathonien calcaire jusqu'au Sénonien, plongent régulièrement au sud et constituent, au-dessus du Sénonien, trois imbrications, séparées l'une de l'autre et de la série autochtone par des surfaces de chevauchement.

Une petite fenêtre de Santonien (calcaires spathiques à débris d'Échinodermes, Lithothamniées, Bryozoaires, Miliolidés, d'après les déterminations

de M^{lle} Pfender) a été découverte par M. Maury sur le bord de la mer, au sud de la pointe Grenier, sous l'Hettangien.

Une coupe menée, environ 800 m. plus à l'est (fig. 22 c), parallèlement aux précédentes, ne présente plus la même complication. Le Bathonien marneux est en contact direct avec la bande septentrionale d'Hettangien. La bande méridionale, le Trias supérieur et le Lias à silex ont disparu. Près de l'ancien poste de Douane, les dolomies hettangiennes sont séparées du Sénonien par une lame étroite de Trias moyen fossilifère et de Trias supérieur, ou sont en contact direct avec le Sénonien. Plus à l'est, une seconde bande de Trias moyen forme, sur une longueur de 200 m., une boutonnière anticlinale au milieu du Trias supérieur. Finalement (fig. 22 d), on ne rencontre plus, entre les grès santoniens et le Bathonien marneux, qu'une lame épaisse de cargneules du Trias supérieur.

Un peu plus loin, sur le chemin qui mène de la Madrague à l'Orphelinat, en suivant le thalweg d'un vallon, la bande hettangienne inférieure reparaît entre le Santonien et le Trias supérieur. Celui-ci se bifurque, ses deux branches enserrant un anticlinal de calcaires mésotriasiques. La bande septentrionale ne tarde pas à s'effiler en pointe, les calcaires mésotriasiques reposant alors directement sur l'Hettangien (fig. 23 a). Eux-mêmes viennent s'écraser au sud contre le Bathonien marneux du fond du vallon. C'est ensuite la bande méridionale de Trias supérieur qui s'enfonce au sud sous le même Bathonien. Elle constitue une large zone bien cultivée, que l'on suit par la Nartette et l'Orphelinat, jusqu'à l'entrée méridionale du tunnel de St-Cyr et au delà. Les calcaires mésotriasiques forment, en plusieurs endroits, des pointements anticlinaux au milieu des cargneules. La lame septentrionale d'Hettangien est renversée; elle plonge au sud sous le Trias supérieur. La lame de calcaires gris foncé qui, au nord de la Nartette, sépare les deux termes sur une longueur de 400 m. environ est du Trias moyen et non du Rhétien, comme on pourrait s'y attendre. On y observe, en effet, les mouchetures caractéristiques. Sur le flanc nord, renversé, de l'anticlinal, c'est donc non seulement le Rhétien, mais encore le Trias supérieur qui localement sont étirés. Sur le bord méridional de la zone néotriasique, le Rhétien est, par contre, conservé sur une longueur d'environ 1 km. Il s'enfonce sous le Bathonien marneux et, plus à l'est, sous le Lias.

L'Hettangien renversé du bord nord, plongeant au S. et au S.E., s'applique directement sur la barre de calcaires à Hippurites santoniens, dont il

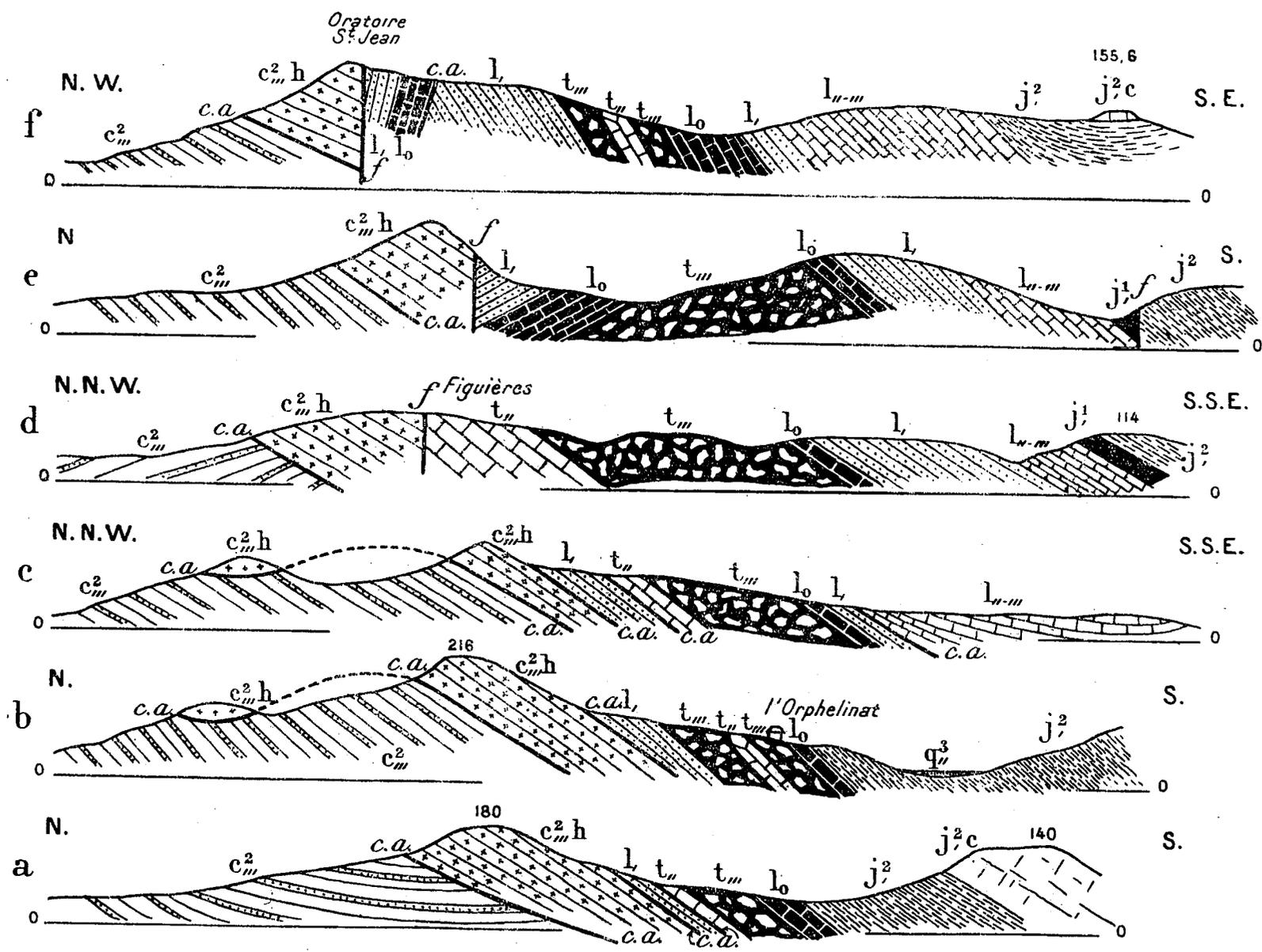


Fig. 23. — Coupes du bord sud du bassin du Beausset, entre la Madrague de Saint-Cyr et les collines de Maren.

(Échelle : 1/10.000^e.)

t_1 , calcaires mésotriasiques; t_{sup} , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; l_{m-sup} , Lias moyen et sup^r; j_1 , Bajocien; j_2 , Bathonien marneux; j_2^c , Bathonien calcaire; c_{III}^2 , grès santoniens; $c_{III}^2 h$, calcaires à Hippurites santoniens; q_{II}^3 , alluvions anciennes.
f, faille; *c. a.*, contact anormal.

a été question plus haut, et qui présente les mêmes plongements et atteint son point culminant à la cote 216 (fig. 23 b).

A l'est du col que franchit la route de St-Cyr à Bandol et que la ligne de Marseille à Vintimille traverse en tunnel, les relations tectoniques entre les terrains crétacés du bord méridional du bassin du Beausset et les terrains beaucoup plus anciens de la bande triasique sont totalement différentes de ce qu'elles sont à l'ouest de ce col.

Les couches néotriasiques de la bande du château de Rampal s'enfoncent régulièrement sous le Rhétien, très développé à l'est de Figuières, où il plonge au N.W., localement même presque à l'W. (fig. 23 e). L'Hettangien qui lui fait suite normalement plonge lui aussi au N.W. et il en est de même des calcaires rhétiens formant une deuxième bande, intercalée dans l'Hettangien. Dans la deuxième bande hettangienne les plongements sont plus accentués et, au pied de l'escarpement sénonien de St-Jean, les couches sont même verticales (fig. 23 f). Leur direction est ici W.S.W.-E.N.E. Elles viennent s'écraser contre les calcaires à Hippurites, qu'elles croisent sous un angle très aigu. La bande rhétienne et la bande hettangienne inférieure se comportent de même et c'est finalement, vers l'est, le Trias supérieur qui se trouve en contact direct avec les calcaires à Hippurites santoniens. Sur la crête, aux abords de l'oratoire St-Jean, ces calcaires sont légèrement redressés et plongent au nord, mais leur masse principale plonge au sud, comme il a été dit plus haut. Les plongements du Sénonien et ceux de l'Hettangien, du Rhétien et du Trias sont donc dirigés en sens inverse et cette particularité ne peut s'expliquer que par l'existence d'une faille séparant les deux séries. Cette faille est certainement à peu près verticale, car son tracé est presque rectiligne sur une longueur de près de 1500 m. Elle n'a rien de commun avec la surface de contact anormal qui ailleurs sépare les terrains crétacés autochtones du bassin du Beausset du Trias en recouvrement. C'est une simple faille de tassement.

A l'est du massif du Télégraphe, le renversement du bord méridional du bassin du Beausset et son recouvrement par la série triasique-liasique redeviennent la règle.

LES COLLINES DE MAREN ET LE TÉLÉGRAPHE DE LA CADIÈRE. — La bande triasique dont il vient d'être question, encore étroite au château de Rampal, s'élargit brusquement à partir du petit col que franchit la barre de calcaires

à Hippurites, à l'est de l'oratoire St-Jean et qui met en communication directe, par un simple sentier, les quartiers de Saint-Côme et de Maren. Elle forme maintenant tout un groupe de collines que l'on peut circonscrire dans un trapèze, dont la grande base, dirigée N.W.-S.E. mesure environ 3 km. et dont la hauteur dépasse 1 km., le côté tourné à l'est étant grossièrement parallèle à la limite des feuilles de Toulon et de la Ciotat de la nouvelle Carte.

Dans la description qui va suivre, j'appellerai ces collines les *collines de Maren*. Elles sont reliées, au nord, par un étroit pédoncule, à la colline du Télégraphe (321,5 m.), d'où une languette de Trias, large au plus de 400 m., descend vers le val d'Aren, en passant par Fontanieu.

Sauf sur la grande base du trapèze, où elles confinent à la bande rhétienne du bassin de Bandol, ces collines sont entourées de toutes parts d'affleurements crétacés. Elles interrompent la continuité, elles empiètent largement sur le bord méridional du bassin du Beausset.

Toute la partie nord-ouest du trapèze est constituée par une grande masse de calcaires mésotriasiques qui culmine à 276 et 256 m. et s'enfonce régulièrement au sud sous les cargneules du Trias supérieur. Dans toute la partie centrale et orientale, par contre, ce sont ces cargneules qui prédominent, mais on voit surgir, au milieu de leurs surfaces cultivées, deux collines boisées, dont les sommets cotent respectivement 225 et 252 m. et qui sont des dômes de calcaires mésotriasiques à contours assez irréguliers. Conformément au pendage des couches, leur flanc méridional est en pente douce, leur flanc septentrional est plus abrupt. Une troisième masse de calcaire apparaît au nord-est, sous les cargneules, au sommet d'un escarpement de calcaires à Hippurites.

En suivant le chemin de chars qui de Bandol conduit à la colline du Télégraphe (fig. 24 d), on n'est pas médiocrement surpris, surtout si on n'a pas lu les descriptions de Marcel Bertrand [20, p. 1032], de voir apparaître, à 600 m. au nord de Maren, sous les calcaires mésotriasiques, des couches à Hippurites identiques à celles de la barre de l'oratoire St-Jean et par conséquent d'âge santorien. Les bancs sont entièrement formés de grandes Hippurites appartenant à une espèce voisine d'*Orbignya socialis* Douv., complètement couchées suivant la ligne de plus forte pente, c'est-à-dire suivant le plongement qui est nettement au sud, comme celui des calcaires triasiques, mais plus accentué. Plus haut apparaissent des grès et des couches saumâtres, qui s'enfoncent sous les calcaires et s'appuient à leur tour sur des calcaires à

Hippurites, identiques aux premiers. Il ne ressort pas nécessairement de cette disposition que le Sénonien est ici replié en synclinal et que les calcaires à Hippurites du bas constituent le flanc inverse du pli, car ceux-ci ne sont pas renversés et constituent manifestement le prolongement de ceux de l'oratoire Saint-Jean. Ils sont donc refoulés sur les grès, qui eux semblent bien déversés sur les couches saumâtres. Au nord, les couches néocrétacées disparaissent de nouveau sous le Trias. Le contact des deux formations dessine un contour fermé, en forme d'amande. La discordance mécanique du Trias sur les diverses couches du Sénonien est hors de doute. Il est donc évident, ainsi que Marcel Bertrand l'avait fort bien reconnu [20, p. 1082], que le Trias est charrié sur le Néocrétacé replié en synclinal et que l'on est ici en présence d'une fenêtre.

L'observation des relations tectoniques des différents termes du Sénonien sur les bords du massif triasique du Télégraphe va nous conduire également à la conclusion que le Trias est charrié sur un synclinal couché dont le noyau renferme les couches néocrétacées les plus récentes (fig. 24 e).

Marcel Bertrand a décrit en grand détail [20, p. 1080, fig. 11] les dislocations du bord occidental. Je n'ai pas su retrouver toutes les complications qu'il a figurées et je serais assez porté à croire que la coupe est en réalité plus simple. Mais j'ai nettement observé, au N. W. du Télégraphe, un peu au-dessus des Étienne, l'intercalation du Valdonnien à Turritelles entre deux couches à *Ostrea galloprovincialis*, dont la supérieure est évidemment renversée. Je considère également comme renversées les couches noduleuses à Rudistes, qui affleurent exactement à l'ouest du Télégraphe, au pied de l'escarpement triasique.

Sur le bord oriental, une profonde échancrure d'affleurements néocrétacés sépare l'apophyse triasique de Fontanieu de la petite base du trapèze circonscrivant les collines de Maren. Deux vallons entament profondément ces terrains et débouchent tous deux dans le val d'Aren, près des moulins. Ils sont séparés par une sorte de dos d'âne, dont la crête, orientée à peu près W. N. W.-E. S. E., et les deux versants offrent pour le tectonicien un intérêt tout à fait capital, car ils fournissent la clé de la structure de la région.

Le versant méridional présente à l'observateur une série santonienne normale, formée de grès, de calcaires à Hippurites et de couches à *Ostrea galloprovincialis*. Mais ces dernières se montrent dédoublées, avec Valdonnien à Turritelles au milieu, ainsi que l'a déjà signalé Marcel Bertrand [20, p. 1085].

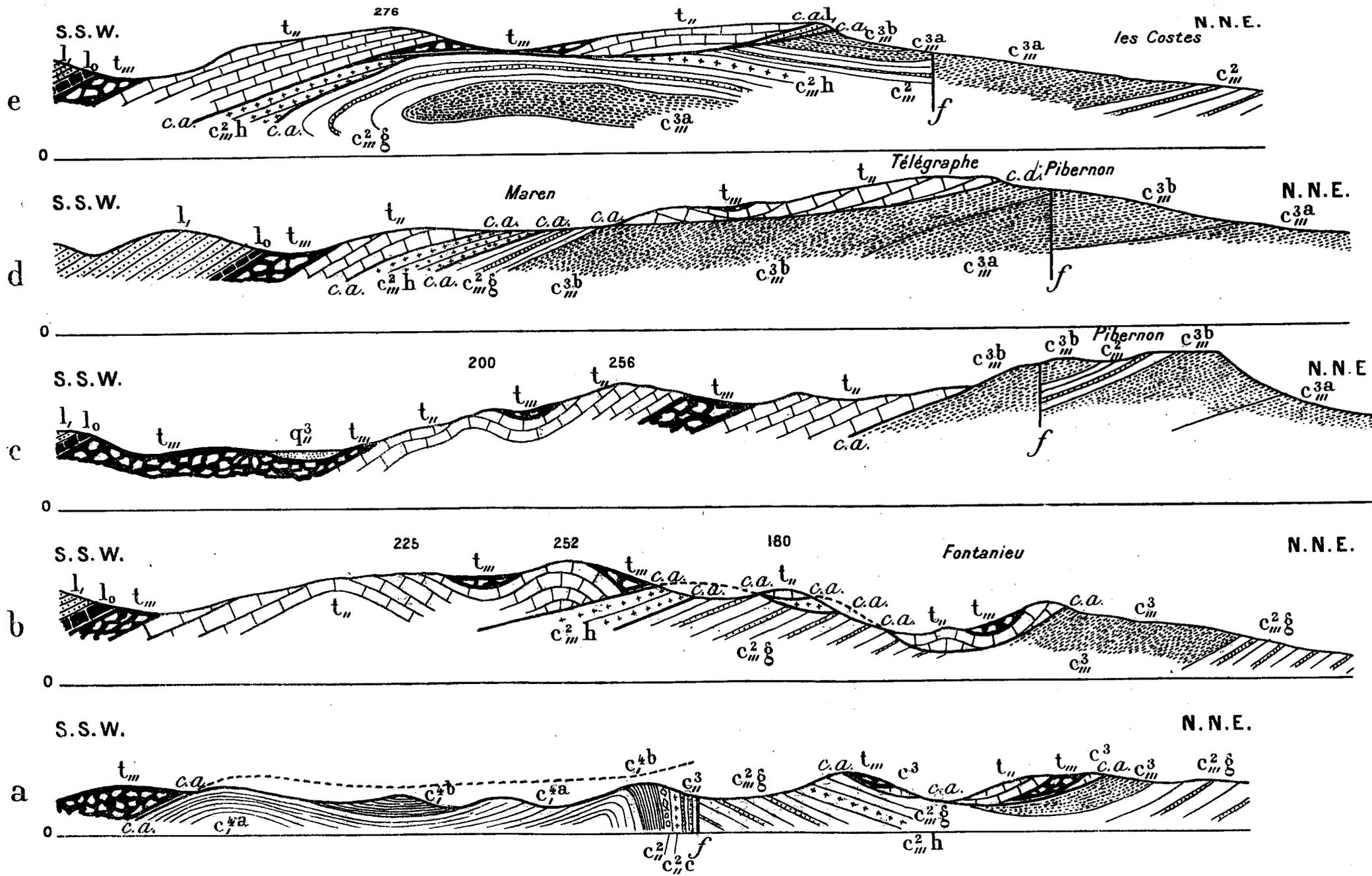


Fig. 24. — Coupes à travers le massif du Télégraphe, au sud de la Cadière.

(Échelle : 1/10.000°.)

t_m , calcaires mésotriasiques; t_m , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; c_1^a , Aptien inf^r; c_1^b , Aptien sup^r; c_2^a , Cénomaniens inf^r; c_2^c , calcaires à Rudistes cénomaniens; c_2^g , Turonien; c_2^g , grès santoniens; c_2^h , calcaires à Hippurites santoniens; c_3^a , Valdonnien; c_3^b , Fuvélien.

f , faille; $c. a.$, contact anormal.

La couche supérieure est donc renversée et il n'est pas étonnant de rencontrer au-dessus, sur la crête, après quelques mètres de grès, des calcaires noduleux à Hippurites, eux aussi renversés.

Sur le versant septentrional on rencontre également les couches à *Ostrea galloprovincialis*, intercalées entre deux barres de calcaires à Hippurites.

Les calcaires à Hippurites de la crête supportent deux lambeaux de recouvrement. Le plus occidental, très allongé en direction W.-E., est en calcaires mésotriasiques. Le plus oriental est en cargneules néotriasiques, mais entre celles-ci et les calcaires à Hippurites s'intercale une mince lame d'Urgonien, fortement étirée (fig. 24 a), d'origine lointaine et profonde.

Les calcaires à Hippurites de la crête sont indépendants de ceux qui, formant barre, s'enfoncent au sud sous le Trias de la petite base du trapèze et qui constituent le prolongement de la barre de Saint-Jean et de Maren. Celle-ci s'arrête brusquement à environ 400 m. de la route de Bandol au Beausset. Elle est sans rapport aucun avec la barre de calcaires à Rudistes qui traverse le val d'Aren en bancs verticaux, mais qui s'effile déjà en pointe à 200 m. à l'ouest de la vallée, au point coté 60,8. Celle-ci est turonienne, tandis que les calcaires à Hippurites dont il a été si longuement question sont du Santonien assez élevé.

Il y a évidemment, entre le point 60,8 et le point où s'arrêtent les calcaires santoniens, une faille qui met en contact les sables turoniens au sud avec les grès santoniens au nord (fig. 24 a). La méconnaissance de cet accident a été la cause initiale de l'erreur de détermination commise au sujet de l'âge de la barre de calcaires à Hippurites que l'on suit depuis la Madrague de St-Cyr, sans autre interruption que le recouvrement triasique, jusqu'au voisinage du val d'Aren.

En plusieurs points, le contact des calcaires à Hippurites et des calcaires triasiques qui leur sont superposés est marqué par une remarquable brèche de friction, très discutée lors de la Réunion extraordinaire [20, p. 1083, 1087] et que Marcel Bertrand a qualifiée en 1900 [37, p. 22] de mylonite, employant certainement ce terme pour la première fois en France. Mais il semble qu'il ait quelquefois confondu, et en particulier à Maren, cette brèche de friction avec une brèche triasique renfermant, d'après les observations de M^{lle} Pfender, des pisolithes de petites dimensions.

Le plus septentrional des deux vallons creusés dans l'échancrure de terrains sénoniens que je viens de décrire est le vallon de Fontanieu. Son versant nord

fait déjà partie de la languette ou *apophyse triasique de Fontanieu*⁽¹⁾, qui se détache du pied est de la colline du Télégraphe et se dirige vers l'est, vers le val d'Aren, atteignant une longueur d'environ 1600 m., avec une largeur moyenne de 400 m. Le recouvrement du Trias moyen et supérieur qui constitue cette languette ne peut faire aucun doute (fig. 24 a, b); en effet, un peu avant l'extrémité orientale, deux profondes échancrures de terrains crétacés entament l'apophyse et ne laissent entre elles qu'une largeur de 100 m. de Trias supérieur. L'échancrure méridionale laisse apparaître des couches sénoniennes inclinées au sud et se succédant dans l'ordre inverse : grès marneux du Santonien inférieur, calcaires à Hippurites, marnes à *Ostrea galloprovincialis*. A l'ouest de cette échancrure, le Trias supérieur, avec ses gypses autrefois exploités, traverse le vallon, dont il occupe le fond sur une longueur de 50 m. à peine. Il ne peut être question de voir ici une racine, comme le voudrait Fournier [8, 14].

Au demeurant, les travaux de mine de l'ancienne exploitation de lignites de Fontanieu ne laissent aucun doute sur les relations tectoniques des deux séries. Elles ont permis à Marcel Bertrand [20, pl. XXIV] de construire des coupes qui mettent fort bien en évidence le recouvrement du Trias sur le synclinal couché néocrétacé, ainsi que les ondulations postérieures au charriage qui ont affecté cette petite région (voir p. 49, fig. 6).

Les observations que l'on peut faire en surface, à l'est et au nord de l'apophyse triasique, confirment en général les résultats obtenus en profondeur. La terminaison orientale de la languette repose en discordance mécanique sur une série normale comprenant : 1° des grès et des calcaires spathiques du Santonien moyen; 2° les couches à *Lima marticensis*, autrefois très fossilifères, qui semblent être dans le prolongement des couches à Hippurites de la croupe située au sud du vallon de Fontanieu; 3° les couches à *Ostrea galloprovincialis*; 4° le Valdonnien mal visible; 5° le Fuvélien lignitifère.

Dans l'échancrure du bord nord de l'apophyse j'ai rencontré des calcaires à Hippurites intercalés entre le Fuvélien et le Trias supérieur et certainement renversés. A 100 m. à l'est de cette échancrure, une petite lame d'Urgonien fortement laminé occupe la même situation. Plus à l'ouest, près de Pibernon, des calcaires à Hippurites et des calcaires spathiques apparaissent au milieu

⁽¹⁾ La feuille géologique de Marseille au 1/80 000° permet, mieux que les feuilles de la Ciotat et de Toulon au 1/50 000°, de se rendre compte de la forme de cette languette, car celle-ci est malencontreusement coupée par le milieu par la limite des deux feuilles.

de la zone fuvélienne (fig. 24 c), indiquant l'existence d'un anticlinal superposé au grand synclinal couché. L'isolement de ces calcaires au milieu du Fuvélien est dû à la présence d'une petite faille dirigée W.N.W.-E.S.E., le long de laquelle la lèvre sud est affaissée, de sorte que, sur le versant nord-ouest du Télégraphe, la même lame de calcaires à Hippurites, intercalée entre deux bandes de Fuvélien, occupe un niveau moins élevé qu'à Pibernon. La bande supérieure de Fuvélien se termine en biseau vers le sud-ouest sous la nappe triasique. Ici l'on observe, sous les calcaires mésotriasiques qui constituent le sommet du Télégraphe, une lame de dolomies hettangiennes formant un abrupt rocheux au-dessus des terres cultivées dues à la présence des grès santoniens et des marnes fuvéliennes (fig. 24 e).

Ces complications mises à part, la superposition du Trias constituant les collines de Maren, du Télégraphe et de Fontanieu à un synclinal couché de couches néocrétacées ne saurait faire l'objet d'un doute. Les calcaires à Hippurites de la barre de St-Jean s'enfoncent en tunnel sous les collines triasiques de Maren et reparaissent au delà sur le versant sud du vallon qui descend au val d'Aren. La fenêtre de Maren permet de vérifier leur passage sous le Trias. Ils forment une lame indépendante, charriée sur le synclinal de Fontanieu, dont le flanc renversé est constitué par une autre lame de calcaires à Hippurites, par places entièrement étirée. De petits lambeaux d'Urgonien, d'origine méridionale et profonde, accompagnent parfois la surface de charriage

La série triasique charriée est elle-même plissée, le Trias moyen y forme des dômes au milieu du Trias supérieur. D'autres fois, comme au N. W. de Fontanieu, les plis sont plus serrés et plus allongés. Le fait que les couches crétacées sont recouvertes tantôt par le Trias moyen, tantôt par le Trias supérieur, indique que les plis de la série charriée sont comme tranchés à la base par la surface de charriage.

Celle-ci est relativement plane. Elle s'élève en pente douce vers le nord. A l'endroit où elle vient à l'affleurement, sur la route de Bandol au Beausset, elle est à la cote 30. Sur le versant ouest du val d'Aren, on suit à flanc de coteau la ligne de contact anormal qui sépare le Trias du soubassement aptien. Elle atteint, à l'ouest des moulins, les environs de la cote 100, à partir du point où le Trias repose sur le Santonien renversé. Au pied nord du Télégraphe, le contact a lieu à la cote 280. Un repli anticlinal secondaire, probablement postérieur au charriage, dont l'axe est dirigé W.N.W.-E.S.E.,

a permis à l'érosion d'entamer assez profondément la série charriée triasique pour mettre à nu son substratum créacé et pour donner ainsi naissance à la profonde échancrure qui sépare les collines de Maren de la languette de Fontanieu.

L'« ILOT » TRIASIQUE DU VIEUX-BEAUSSET. — Si les masses triasiques en recouvrement que je viens de décrire sont en continuité au sud avec les terrains de la bordure du bassin de Bandol, c'est-à-dire avec une série en place, il n'en est plus de même des collines triasiques qui surgissent au centre du bassin du Beausset. Elles sont complètement séparées des terrains de même âge qui affleurent au sud du bassin et forment un petit massif complètement isolé, connu généralement, pour cette raison, sous le nom d'« îlot triasique » du Vieux-Beausset. J'ai montré, dans l'Historique, le rôle qu'elles ont joué dans l'évolution des idées de Marcel Bertrand sur les plis couchés et j'ai résumé les discussions auxquelles a donné lieu l'interprétation due au chef de l'École tectonique française. Le recouvrement ne peut plus être sérieusement contesté aujourd'hui. Je me contenterai ici d'exposer les observations que j'ai recueillies au cours de mes levés détaillés; la plupart confirment pleinement celles que Marcel Bertrand a fait connaître dans plusieurs publications successives [3-5, 18-22, 37].

Contrairement à ce qui a lieu dans le soubassement des collines de Maren, du Télégraphe et de Fontanieu, où les terrains créacés sont fortement relevés et même renversés, dans le soubassement de l'« îlot » du Vieux-Beausset, ces terrains affectent l'allure régulière caractéristique de toutes les cuvettes synclinales. Les couches créacées plongent faiblement au sud sur le bord septentrional; elles plongent faiblement au nord sur le bord méridional de l'« îlot » et ne se redressent davantage que plus au sud; dans l'axe du synclinal, elles sont presque horizontales. Les couches triasiques occupent le centre de la cuvette (voir p. 11, fig. 1, fig. 25, pl. A, 2). Un esprit non prévenu, qui ne connaîtrait pas leur âge, serait tenté de les attribuer à une série plus récente, normalement superposée au Crétacé et *transgressive*.

Ce ne sont, en effet, pas toujours les mêmes termes du Sénonien qui se trouvent en contact avec le Trias. Le plus souvent ce sont les grès et les marnes peu fossilifères, qui, dans cette partie du bassin du Beausset, envahissent la plus grande partie du Coniacien et du Santonien, conformément au schéma de Marcel Bertrand [19, p. 1066]. Ailleurs, des barres de calcaires

triasique, le substratum crétacé. Sur la 1^{re} édition de la feuille de Marseille au 1/80 000^e, ces deux fenêtres ont été réunies en une seule, dont les contours n'ont qu'un rapport très lointain avec la réalité.

La plus méridionale est située à 300 m. au N. N. E. du Grand Canadeau, au pied nord de la colline cotée 271. Sous les dolomies hettangiennes, on constate la présence, sur une longueur de plus de 200 m., des marnes noires à Corbicules du Fuvélien. Elles semblent avoir échappé à l'attention de Marcel Bertrand. Au N. W., elles s'enfoncent sous le Trias supérieur. Plus au nord, sur le chemin du Beausset, elles font place aux marnes à *Ostrea galloprovincialis* et aux couches à Turritelles, qui plongent au S. S. W., sous le Fuvélien. Près de la fontaine de Tassy, les couches à Turritelles affleurent, comme l'a établi Bertrand [22, fig. 14], dans l'axe d'un petit anticlinal, dont les flancs sont constitués par les dolomies hettangiennes.

La seconde fenêtre, située à 400 m. environ au nord de la précédente, est celle du Rouve, bien connue grâce à son gisement de couches à *Lima marticensis*, dont la faune a été étudiée par Alphonse Peron. Marcel Bertrand [19] y a signalé en outre les marnes à *Ostrea galloprovincialis* et les couches à Turritelles, qui leur font suite en succession normale. J'ai rencontré, d'autre part, sur le chemin même du Beausset, des grès, probablement plus anciens. Cette fenêtre, dont l'étude est rendue très difficile par les cultures et par les éboulis de Trias, est entourée de trois côtés par les cargneules du Trias supérieur. Elle est dominée à l'est par un escarpement de calcaires mésotriasiques.

Sur les bords sud et ouest de l'« ilot » du Vieux-Beausset, mais ici seulement, il existe, au contact de la série normale du soubassement et des couches triasiques ou hettangiennes en recouvrement, des lambeaux discontinus de couches crétacées renversées, étudiés avec beaucoup de soin par Marcel Bertrand [4, 19, 37].

La coupe du Petit Canadeau, minutieusement décrite par Marcel Bertrand [19, p. 1070, fig 6], est un exemple depuis longtemps classique d'intercalation d'une série renversée entre la série normale et la nappe. Sur les argiles ligniteuses à Corbicules valdonniennes ou fuvéliennés, par quoi se termine la série normale, on observe de bas en haut :

- 1° couches à Turritelles;
- 2° couches à *Ostrea acutirostris*;
- 3° banc de calcaires noduleux à Foraminifères;

- 4° calcaires à *Hippurites santonien*;
- 5° barre de calcaires à *Hippurites giganteus*, avec la valve supérieure en bas, d'âge turonien;
- 6° sables blancs turoniens, identiques à ceux du val d'Aren et de Sainte-Anne;
- 7° calcaires noduleux, fortement écrasés et spathisés, d'âge douteux.

Au-dessus viennent les dolomies hettangiennes de la nappe. Toute la série renversée est réduite, d'après Bertrand, à 30 m. à peine, au lieu de 300 m. qu'elle devrait comporter normalement.

Sur le substratum crétacé normal ou recouvert, dans le sud, par une série renversée, repose l'« îlot » ou « lambeau » de recouvrement du Vieux-Beausset. C'est un massif de collines triasiques et hettangiennes, arrondies et boisées, dont la plus élevée atteint 362,5 m. Il a très grossièrement la forme d'un triangle, dont les trois côtés mesurent respectivement, le plus grand, tourné au N. E., environ 3 km.; celui tourné au sud, environ 2,5 km.; le plus petit, tourné à l'ouest, 2,3 km. (pl. A, 2).

Contrairement à ce que l'on pourrait supposer, ce n'est pas toujours le terme le plus ancien, le Trias moyen, qui repose sur les terrains crétacés. Cette condition n'est réalisée que sur une faible longueur, sur le bord nord-est, au sud-est des Plâtrières. Ailleurs, c'est tantôt le Trias supérieur, tantôt le Rhétien ou l'Hettangien qui se trouve en contact avec le Crétacé supérieur. Toutefois, ces couches ne reposent pas toujours en succession normale sur le Trias moyen; en beaucoup d'endroits elles passent sous ce terme. La succession inverse est la règle dans la partie sud de l'« îlot », depuis la source de Banon jusqu'au débouché du vallon de Gavarry⁽¹⁾. On l'observe également sur les deux versants du vallon qui entame le bord du massif, au nord de Gailleux, et vers les Plâtrières, où le Trias supérieur s'enfonce sous le Trias moyen. Ceci revient à dire que les calcaires mésotriasiques forment, ainsi que Bertrand l'avait fort bien reconnu, le noyau d'un anticlinal couché, dont le flanc normal est constitué par la série normale Trias supérieur-Rhétien-Hettangien, le flanc inverse, par la série renversée. L'épaisseur de celle-ci est presque partout fortement réduite, conformément à ce qui se produit pour le flanc inverse de la plupart des plis couchés. Dans le nord de l'« îlot », le Trias supérieur des

⁽¹⁾ Ce nom, qui reparait fréquemment dans les notes de Marcel Bertrand, ne figure pas sur la nouvelle Carte au 1/50 000°. Sur le Plan Directeur, il est attribué à une campagne située à 200 m. à l'ouest de Rouve.

deux flancs ne forme plus qu'une seule masse, dans laquelle s'enfonce la charnière des calcaires mésotriasiques. Mais cette charnière n'est pas visible d'une manière continue, car des ondulations transversales ont fait descendre le Trias supérieur du flanc normal à un niveau inférieur à celui qu'occupent les calcaires mésotriasiques dans les trois collines de la Mame (280 m.), de la Migoua (362,5 m.) et de Camberon, en raison de quoi les cargneules remplissent des dépressions cultivées, qui s'insinuent entre les sommets boisés. Deux des trois affleurements de calcaires se terminent en pointe au nord, au milieu des cargneules.

La colline dont l'un des sommets porte la chapelle si pittoresque du Vieux-Beausset est un témoin de dolomies hettangiennes, conservé sur le Trias supérieur de l'extrémité septentrionale de l'îlot, dont il est séparé par un important liséré de Rhétien. Ses couches plongent au nord, mais, comme le plan de recouvrement est resté presque horizontal, à la pointe nord du massif, le Trias supérieur est réduit à une lame de quelques mètres d'épaisseur, qui repose sur les grès santoniens.

La ligne de contact anormal qui délimite le lambeau de recouvrement du Vieux-Beausset oscille entre les cotes 220 et 340; la surface de charriage ne présente donc que de très faibles ondulations et celles-ci sont manifestement indépendantes des ondulations des couches triasiques, puisque c'est tantôt le flanc normal, tantôt le flanc inverse, tantôt un terme, tantôt l'autre de la série charriée qui se trouve en contact avec les terrains crétacés du soubassement. Le pli couché est comme sectionné obliquement à sa base par la surface de charriage (fig. 25). C'est exactement la conclusion à laquelle nous a conduits l'étude du massif triasique du Télégraphe. La structure en dômes est évidemment beaucoup moins nette dans l'îlot du Beausset que dans les collines de Maren, mais elle est au moins esquissée par l'individualisation, grâce à des ondulations transversales, des collines mésotriasiques de la région centrale. Mais ici se présente en outre une particularité sur laquelle Marcel Bertrand a attiré l'attention [22], c'est le fait que le plissement secondaire de la nappe a affecté aussi le flanc inverse du pli, alors que de l'étude des collines de Maren on pourrait conclure à des ondulations superficielles, n'ayant affecté que la série normale.

La partie méridionale de l'îlot de recouvrement permet encore de constater un fait sur lequel il y a lieu d'insister. Tandis que, dans la partie septentrionale, le flanc renversé n'est constitué que par du Trias supérieur, dans les

collines au nord et à l'est du Grand Canadeau, ainsi que dans la hauteur de Banon, on observe sous le Trias moyen, en succession inverse, le Trias supérieur, le Rhétien et l'Hettangien. Au pied ouest et sud de la colline du Grand Canadeau, ce dernier terme repose directement sur le Crétacé autochtone. Au pied sud de la colline de Banon, où l'Hettangien forme la barre de l'Abus, il est séparé de ce Crétacé par une lame discontinue de Rhétien. Il existe donc ici un repli anticlinal secondaire dans le flanc renversé du grand pli couché.

LES LAMBEAUX DE RECOUVREMENT DU CASTELLET. — La colline santonienne du Castellet, qui se termine au nord par un abrupt de calcaires à Hippurites (301,7 m.), descend en pente douce vers le sud et porte sur ce versant un témoin de Valdonnien et de Fuvélien, ainsi que trois petits lambeaux de recouvrement, appartenant de toute évidence à la même nappe que l'ilot du Beausset.

Le plus grand des trois forme une butte elliptique boisée, cotée 291,4 sur le Plan Directeur, et mesurant 180 m. sur 80. Il est entièrement constitué par des dolomies hettangiennes, qui s'appuient, au sud, sur les marnes noires à Cyrènes du Fuvélien, au nord, sur des bancs entièrement composés de coquilles de *Campylostylus galloprovincialis* Math. sp. Son absence de racines n'est pas douteuse et n'est même pas contestée par Toucas.

Le deuxième lambeau ne mesure guère plus de 80 m. de longueur, sur 20 de largeur. C'est un bloc de cargneules triasiques, posé sur le Fuvélien. Ce terrain, toujours cultivé, affleure dans la dépression, large de 30 à 40 m. qui sépare les deux lambeaux.

Tandis que les deux premiers se trouvent en dehors des limites de la feuille de Toulon au 1/50 000^e, le troisième est situé plus au sud, sur le bord de la route directe du Beausset au Castellet. Il ne dépasse pas 70 m. dans sa plus grande dimension et est entièrement formé d'Hettangien, qui repose directement sur les grès santonien. Il est fort probable qu'il n'occupe plus sa position primitive et qu'il a glissé sur les pentes, à mesure que le Fuvélien était enlevé par dénudation.

LA SÉRIE RENVERSÉE ENTRE LE VAL D'AREN ET OLLIOULES. — On a vu précédemment que l'auréole triasique du bassin de Bandol établit la continuité entre le massif du Télégraphe et les collines situées à l'ouest de Toulon. Dans

le segment compris entre la coupure transversale du val d'Aren, à l'ouest, et celle de la Reppe, à l'est, cette bande confine au nord à des lames de terrains liasiques et jurassiques, en série renversée, qui s'appuient, à l'ouest, sur l'Aptien du bord méridional du bassin du Beausset, à l'est, sur la chaîne urgonienne du Gros Cerveau et du Croupatier. Par places, le Trias moyen et le Trias supérieur participent eux-mêmes au renversement et tous ces terrains plongent au sud ou sont, plus rarement, redressés verticalement. En raison de la grande importance théorique que présente cette zone isoclinale de terrains renversés, il importe de la décrire en grand détail. Je le ferai en allant de l'ouest à l'est.

Les cargneules du Trias supérieur traversent le val d'Aren à 1500 m. à vol d'oiseau au N. W. du viaduc du chemin de fer, mais tandis que, sur la rive droite, elles reposent normalement sur les calcaires du Trias moyen, sur la rive gauche, elles font déjà partie d'une série renversée et plongeant au S. W., qui comprend le Trias moyen et supérieur, le Rhétien et l'Hettangien. Ces derniers forment le sommet d'une colline, cotée 86,5 sur le Plan Directeur, d'où l'on jouit d'une belle vue sur la mer, sur le bassin de Bandol, sur le massif du Télégraphe et le Gros Cerveau (fig. 26 a). Sur le versant occidental, le Trias supérieur et le Rhétien s'appuient sur une lame de Bathonien calcaire, qui s'effile au nord et fait place, sur le versant oriental, à une lame de Dolomies néojurassiques. Celle-ci s'enfonce sous l'Hettangien et s'étire entièrement vers le sud, si bien que le Trias supérieur est ici en contact direct avec une bande de Lias à silex, dont il sera question tout à l'heure. Au nord, les terrains de la colline 86,5 sont superposés à l'Aptien du bord méridional du bassin du Beausset, qui est en contact, successivement, avec le Bathonien calcaire, avec l'Hettangien et avec les Dolomies néojurassiques.

A l'est de la colline 86,5 et séparée d'elle par un ravin profond, se dresse une colline plus élevée qui culmine à 147,4 m. (fig. 26 b) et que j'appellerai la colline de Tassy, du nom d'une propriété qui se trouve sur son flanc occidental. Tout son versant méridional appartient à la bande triasique, mais celle-ci présente maintenant des replis multiples, qui font apparaître en anticlinaux, au milieu des cargneules du Trias supérieur, les calcaires du Trias moyen. Sur son bord méridional, le Trias supérieur s'enfonce normalement sous le Rhétien. Plus au nord, on voit surgir, sur le chemin qui conduit au sommet de la colline, d'abord un petit dôme, en partie boisé, de calcaires mésotria-

siques, puis, après que l'on a traversé une étroite bande de cargneules, une lame de ces mêmes calcaires, dont les couches, plongeant au sud, s'élèvent jusqu'au sommet et s'appuient directement sur des dolomies hettangiennes qui passent sur le versant nord. A l'est de la colline de Tassy et séparé d'elle par un ravin creusé dans le Trias supérieur, on rencontre un 3^e anticlinal de calcaires mésotriasiques, qui se termine en pointe, au sud-est, au milieu des cargneules.

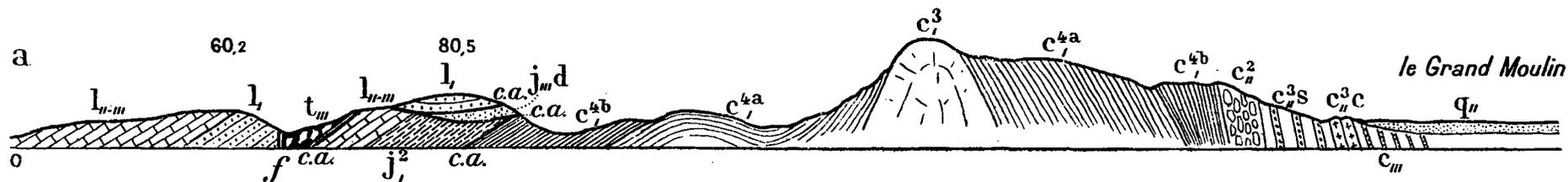
Aux dolomies hettangiennes du versant nord font suite, en série renversée, le Lias à silex et le Bathonien marneux, plongeant, comme elles, au sud (fig. 26 c). Ces terrains sont séparés de la zone triasique par une ligne de contact anormal, qui, à l'ouest, met le Trias supérieur en contact direct avec le Lias à silex, et qui, plus à l'est, coupe obliquement le second et le troisième anticlinal de Trias moyen, ainsi que le synclinal qui les sépare, et les fait chevaucher sur la lame hettangienne du versant nord. La bande de Lias à silex peut être suivie sur une longueur de plus de 1200 m.; elle s'amincit graduellement vers l'est et n'a plus finalement que 2 ou 3 m. de largeur. La bande de Bathonien marneux est continue sur plus de 2 km.; très étroite au nord du sommet 147,4, elle s'élargit considérablement à l'ouest et surtout à l'est. A partir du quartier de Sainte-Ternide et jusqu'à la Piole (130,4 m.), la bande de Trias supérieur correspond à une dépression cultivée, orientée W.-E. Elle forme un anticlinal déversé au nord, dont l'axe prolonge celui de la troisième colline de calcaires mésotriasiques. Au sud, les cargneules s'enfoncent normalement sous le Rhétien, tandis qu'au nord elles s'appuient soit sur le Rhétien, soit directement sur l'Hettangien renversé. Plus à l'est, elles sont en contact immédiat avec le Bathonien marneux.

La ligne de contact anormal, qui, dans la colline de Tassy, passait au sud de la bande d'Hettangien, est relayée par une autre, qui passe maintenant au nord de cette bande. Le relais s'opère un peu à l'ouest de S^{te} Ternide (fig. 26 d), où, sur une longueur de 100 m. environ, l'Hettangien a disparu et est momentanément remplacé par une étroite lame de calcaire bathonien, complètement spathisé, qui sépare ici le Trias supérieur du Bathonien marneux. Le Lias à silex a également disparu et ne reparait que 400 m. plus à l'est, où il forme, sur une longueur de 200 m. à peine, une intercalation lenticulaire entre l'Hettangien, au sud, et le Bathonien marneux, au nord.

La bande de Bathonien marneux apparaît à l'ouest dans le ravin qui sépare la colline 86,5 de celle de Tassy. Elle s'enfonce, au sud, sous le Lias à silex,

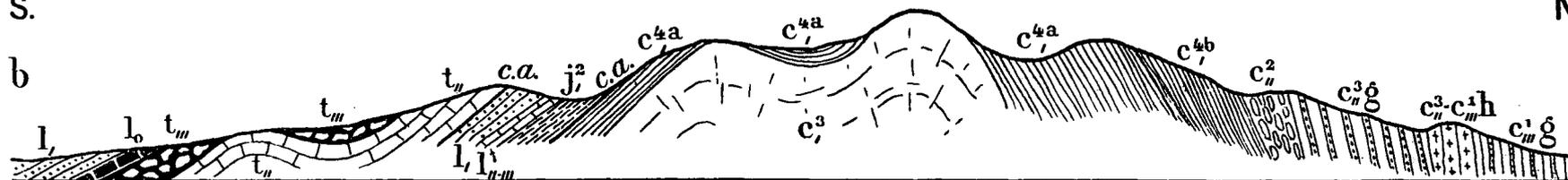
S.S.W.

N.N.E.



S.

N.



S.S.W.

N.N.E.



S.S.W.

N.N.E.

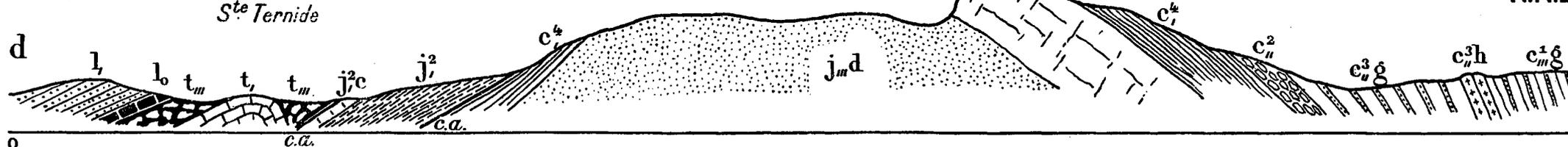


Fig. 26. — Coupes transversales de l'extrémité occidentale du chafnon du Gros Cerveau.

(Échelle : 1/10.000°.)

t_n , calcaires mésotriasiques; t_m , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l , Hettangien; l_{n-m} , Lias moyen et sup^r; j^2 , Bathonien marneux; j^2c , Bathonien calcaire; j_m^d Dolomies néojurassiques; jc , calcaires blancs; c^1 , Hauterivien; c^2 , Urgonien; c^4 , Aptien; c^2_n , Cénomaniens; c^3_g , grès turoniens; c^3_h , calcaires à Hippurites turoniens; q_n , alluvions quaternaires.

f , faille; $c. a.$, contact anormal.

à l'ouest, sous la lame de Dolomies jurassiques de la colline occidentale. Entre deux branches du ravin, on observe, en outre, un rocher dolomitique isolé, posé sur le Bathonien. C'est un lambeau de recouvrement, détaché de la lame par l'érosion. Il est évident que, comme elle, il a sa racine au sud, entre la zone triasique et la zone jurassique renversée, et que tous deux font partie d'une nappe indépendante, complètement étirée le long de la surface de charriage qui sépare l'Hettangien du Trias. Ainsi s'explique la présence, plus à l'est, d'une lame de calcaires bathoniens laminés, au contact du Trias et du Bathonien marneux. C'est un lambeau de la même nappe.

Au nord, le Bathonien marneux s'appuie directement sur l'Aptien inférieur de la chaîne du Gros Cerveau, et cette superposition anormale s'observe sur une longueur de plus de 1600 m. Le Bathonien marneux est quelquefois vertical, mais, en général, il plonge, comme l'Aptien, à 45° environ vers le sud.

Au nord du seuil peu élevé qui sépare les deux vallons de S^{te} Ternide et de la Vernette (fig. 15 b), on voit brusquement s'insinuer, entre les croupes boisées de l'Aptien et les surfaces cultivées du Bathonien marneux, une lame d'Urgonien plongeant au sud et un éperon rocheux de Dolomies néojurassiques, nettement indiqué sur le Plan Directeur et sur le nouveau 1/50 000^e, par l'allure des courbes de niveau. La pointe de cet éperon pénètre même dans le Bathonien marneux. Tous ces terrains plongent au sud avec une inclinaison de près de 45°. En deux endroits, et chaque fois sur une longueur de 100 m. environ, les Dolomies sont séparées du Bathonien marneux par quelques mètres de Bathonien calcaire.

L'éperon de Dolomies conserve, sur une longueur de 300 m., une largeur de 50 à 60 m., puis il s'élargit brusquement et forme, plus à l'est, une croupe boisée, qui s'élève à plus de 250 m. d'altitude, sur le flanc sud du Gros Cerveau. Elle constitue désormais une bande indépendante, continue jusqu'au delà d'Ollioules, où, au moins sur le bord méridional, les bancs de dolomie conservent leur plongement vers le sud. Il y aura lieu de reparler de cette bande dans le chapitre suivant. Pour le moment, c'est son contact avec les terrains qui la bordent au sud qui seul nous intéresse.

Au hameau de la Piole, non loin du col qui conduit du sommet du vallon de la Vernette dans une des ramifications du vallon suivant, la bande de Trias supérieur qui forme auréole autour du bassin de Bandol n'a pas 300 m. de largeur et le Trias moyen n'apparaît que dans un petit brachyanticlinal de

200 m. de côté. De part et d'autre du col, sur une longueur de 500 m., le Trias supérieur s'appuie directement sur la croupe dolomitique dont il vient d'être question. Le Bathonien qui les sépareit s'est étiré à l'est en pointe fine, et toute la série renversée, que nous avons suivie depuis le val d'Aren, est ici cachée en profondeur. Elle reparait sur le versant oriental du col, où une pointe d'Hettangien, dirigée vers l'ouest, s'intercale entre les cargneules du Trias supérieur et les Dolomies jurassiques. C'est le commencement d'une bande que l'on suit d'une manière continue vers l'est, jusqu'au delà du Lançon, sur une longueur de 1800 m., avec une largeur maximum de 120 m. Cet Hettangien est renversé, il plonge au sud et s'enfonce sous le Trias supérieur.

La série renversée ne tarde pas à se compléter. A 100 m. à l'est du point coté 176,5 sur le Plan Directeur, on voit apparaître une bande de Bathonien, qui est continue jusqu'au Lançon (fig. 15 a, 17 c, 17 d). On y distingue les deux termes de l'étagé, en succession inverse et plongeant au sud. Le Bathonien marneux est en contact direct avec l'Hettangien, le Lias moyen et supérieur, ainsi que le Bajocien, étant entièrement étirés. Le Bathonien calcaire est également étiré par endroits; ailleurs il s'intercale entre le Bathonien marneux et les Dolomies jurassiques, et il semble qu'ici l'on est en présence d'une série stratigraphique continue, bien que renversée.

A l'est du Lançon et au nord du Castellans, on peut constater de nouveau, sur une longueur de plus de 600 m., le contact direct des cargneules du Trias supérieur et des Dolomies jurassiques (fig. 17 b). Plus à l'est, le contact est caché par des éboulis de basalte et par des calcaires lacustres oligocènes. Entre le basalte de S^{te} Barbe et Ollioules, on observe, un peu au-dessous de la route du Gros Cerveau, du Lias à silex et des calcaires rhétiens, qui s'intercalent entre le Trias moyen, au sud, et les Dolomies jurassiques, au nord (fig. 17 a). Le Lias paraît s'effiler en pointe entre ces deux terrains, dont le plongement au sud est nettement visible sur les deux rives de la Reppe.

A l'est d'Ollioules, le contact est masqué, sur une longueur de plus de 2 km. (fig. 18 c), par un important témoin d'Oligocène lacustre et, lorsqu'il est de nouveau visible, à quelques mètres au nord de la chapelle qui se trouve environ à mi-chemin d'Ollioules et des Routes (fig. 18 a), le Trias moyen semble bien être encore refoulé sur le Bathonien marneux, mais ce terme supporte en succession normale le Bathonien calcaire. Il n'y a plus ici

de série renversée. Cependant, un peu plus loin, sur le chemin qui conduit au stand de tir, on observe, *du nord au sud*, les calcaires bathoniens plongeant légèrement au N. W., le Bathonien marneux vertical, le Lias à silex, autrefois exploité, plongeant au S. E. et paraissant s'enfoncer sous l'Hettangien qui lui fait suite. Mais il est probable que l'on se trouve ici en présence d'un renversement purement local, car, à quelque cent mètres plus à l'est, on voit se succéder, dans le prolongement des mêmes bandes, le Trias supérieur, l'Hettangien, le Lias à silex et le Bathonien marneux en succession normale, avec plongements au N. W.

Quoi qu'il en soit de ce redressement de la série renversée, sur lequel je reviendrai dans le chapitre suivant, on est en droit d'admettre que le contact anormal qui, à Ollioules et à la Chapelle, sépare le Trias du Jurassique se poursuit encore vers l'est jusque sur le territoire de la commune de Toulon. En effet, la propriété de la Cancelade se trouve sur le Bathonien marneux en couches légèrement inclinées au N. W., alors qu'on n'est ici qu'à 300 m. du pied nord des petits dômes de Trias moyen que j'ai décrits précédemment.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Le bassin du Beausset est, comme celui de Bandol, une cuvette synclinale tout à fait typique. Ils diffèrent l'un de l'autre par quelques particularités structurales de détail, sur lesquelles il est inutile de revenir. Les dimensions du bassin du Beausset sont au moins doubles de celles du bassin de Bandol. Mais la différence essentielle entre les deux cuvettes réside dans l'âge des terrains qui ont pris part à leur formation. L'un est exclusivement constitué par la série presque complète des étages crétacés; l'autre, si l'on fait abstraction de l'aurole triasique qui l'entoure et des dépôts oligocènes transgressifs qui en occupent le centre, est uniquement formé de terrains liasiques et jurassiques. Il est difficile, dès lors, d'échapper à la conclusion que l'emplacement du bassin de Bandol était, dès la première ébauche du plissement, entièrement débarrassé de la couverture de terrains crétacés qui recouvrait les terrains jurassiques. Et l'on peut même se demander si certains termes de la série crétacée, tels que le Turonien et le Sénonien, se sont jamais déposés dans cette région, car sur le bord sud-ouest du bassin du Beausset, au Bec de l'Aigle, ils présentent déjà un faciès grossièrement détritique, qui indique le voisinage d'un rivage.

A l'est de la coupure transversale du val d'Aren, le bord méridional du bassin du Beausset se replie, de manière à former un anticlinal. C'est l'extrémité occidentale du chaînon du Gros Cerveau, dont il sera question au chapitre suivant.

A l'ouest de la même coupure, les deux cuvettes synclinales ne sont plus séparées que par une bande triasique, qui fait partie de l'auréole externe du bassin de Bandol et qui est refoulée ici sur le bord méridional du bassin du Beausset. Il importe de préciser son rôle tectonique.

A cet effet, j'insisterai à nouveau sur la continuité parfaite qui existe entre cette bande triasique et le massif du Télégraphe, d'une part, les collines triasiques à l'ouest de Toulon, de l'autre. Il est incontestable que toutes ces masses triasiques appartiennent à une même zone tectonique et il résulte des observations de détail exposées dans les pages précédentes que, non seulement à l'ouest du val d'Aren, mais partout ailleurs, le bord septentrional de cette zone est refoulé sur les terrains situés en avant.

Dans le massif du Télégraphe, le refoulement se produit sur une largeur de près de 2 km. Il est directement visible, car on voit les bandes de terrains créacés du bord méridional du bassin du Beausset s'enfoncer, sur le versant ouest du val d'Aren, sous le Trias, pour sortir sous ce même Trias, sur le bord ouest du massif. La fenêtre au nord de Maren permet même de constater la continuité d'une de ces bandes en profondeur, sous la masse en recouvrement.

Tout ce Trias charrié affecte la structure qu'Armand Janet a qualifiée de « pustuleuse » (voir p. 17), et qui est caractérisée par la présence de petits dômes juxtaposés presque sans ordre apparent, et l'on a vu que plusieurs de ces dômes sont comme tranchés à leur base par la surface de charriage. La même structure se retrouve à l'est du val d'Aren, dans les collines triasiques à l'ouest et à l'est d'Ollioules. Il n'est pas téméraire d'affirmer que cette identité de structure permet de conclure que, dans le deuxième cas comme dans le premier, le Trias est en recouvrement. On ne saurait contester en outre que, du val d'Aren jusque dans la banlieue ouest de Toulon, ce Trias s'appuie, par son bord septentrional, sur des terrains plus récents. On pourrait se demander s'il ne s'agit pas d'un simple chevauchement du Trias sur le Jurassique ou sur le Crétacé, sorte de faille inverse, de la nature de celles que certains voudraient substituer aux plis-failles des régions de recouvrements. Plusieurs faits montrent avec évidence qu'il n'en est rien.

Et d'abord, vers le bord septentrional de la zone triasique, les dômes plus ou moins symétriques font place à des anticlinaux déversés au nord, qui font apparaître le Trias moyen suivant des lignes grossièrement parallèles. Sur le bord même, le Trias supérieur est presque toujours renversé et repose quelquefois en concordance sur les termes inférieurs du Lias, eux-mêmes renversés.

La présence de Trias supérieur et d'« Infralias » renversés, à la base des masses en recouvrement, est d'ailleurs un fait assez fréquent. Exceptionnelle dans le massif du Télégraphe, elle devient la règle dans toute la région méridionale de l'îlot du Vieux-Beausset.

Le renversement n'est pas spécial au Trias et aux termes inférieurs du Lias, il s'étend à tout le Jurassique. On a vu, en effet, qu'il existe, entre la zone triasique, au sud, et la chaîne du Gros Cerveau, au nord, une zone de terrains renversés qui comprend le Rhétien, l'Hettangien, le Lias à silex, le Bathonien marneux, le Bathonien calcaire, les Dolomies du Jurassique supérieur en succession inverse, avec étirements fréquents, donnant lieu à la suppression d'un ou de plusieurs termes de la série. C'est surtout dans les vallons, dans les régions peu élevées au-dessus du niveau de base de l'érosion que la succession des terrains renversés est à peu près complète. Dans les cols, tous les termes compris entre le Trias supérieur et les Dolomies du Jurassique supérieur ont disparu. *Ils sont restés en profondeur.*

Ces faits nous révèlent l'existence d'un flanc inverse jurassique, qui n'est connu ni dans le massif du Télégraphe ni dans l'îlot du Beausset et dont Marcel Bertrand n'avait pas saisi l'importance, bien qu'il en eût figuré, sur la feuille de Marseille au 1/80 000^e, quelques lambeaux à l'ouest d'Ollioules; ils nous permettent de conclure à la présence, au sud de la chaîne du Gros Cerveau, de la *racine* d'un pli couché dont le flanc normal et le flanc inverse plongent régulièrement vers le sud. En raison du voisinage de la mer, l'érosion a profondément entamé cet anticlinal, mettant à nu ses parties profondes. A l'ouest du val d'Aren, elle a respecté le flanc normal du pli, qui cache lui-même le flanc inverse et vient recouvrir les terrains crétacés du bord méridional du bassin du Beausset.

Dès lors, il est évident que l'îlot triasique du Vieux-Beausset est un lambeau de recouvrement, découpé par l'érosion dans une région où le plan axial du pli est devenu presque horizontal. Le flanc inverse est partiellement conservé dans les parties méridionales de l'îlot; il est supprimé dans les parties fron-

tales. Il n'est plus douteux désormais que la racine de l'ilot du Béausset se trouve au sud du Gros Cerveau et que le pli passait par-dessus ce chaînon urgonien, conformément à l'hypothèse de Marcel Bertrand. L'érosion a fait disparaître la connexion qui existait entre le lambeau de recouvrement et sa racine, tandis que, plus à l'ouest, c'est précisément cette région du pli qui est conservée dans les collines de Maren et du Télégraphe.

La racine du pli n'est pas une *racine droite*, c'est plutôt une racine apparente qu'une racine réelle. Ce que nous considérons comme la racine est la zone d'affleurement suivant laquelle les deux flancs du pli s'enfoncent sous des terrains plus récents. On aurait donc tort de vouloir envisager, comme je l'ai fait autrefois [3], les brachyanticlinaux des collines à l'ouest de Toulon comme les racines droites du pli couché, dans l'hypothèse où celui-ci se prolongerait vers l'ouest. On a vu que ces dômes correspondent à une structure qui a son analogue, sur le versant sud du massif du Télégraphe, dans le flanc normal du pli. Ils se groupent d'ailleurs, dans la banlieue ouest de Toulon, suivant des alignements qui se dirigent vers le S. E., de telle sorte que leur prolongement éventuel se trouve caché par les eaux de la Petite Rade et par le recouvrement de la nappe de Sicié. Le prolongement vers l'est de la racine du pli couché du Vieux-Beausset devra être plutôt cherché le long de la ligne de contact anormal qui, jusque vers la Minorque, limite au nord la zone triasique.

Nous devons encore nous demander jusqu'où s'étendaient au nord les recouvrements dus à l'existence du pli couché qui nous occupe.

Marcel Bertrand a signalé les deux témoins les plus septentrionaux que l'érosion ait épargnés. Ce sont ceux du Castellet, formés de Trias supérieur et d'Hettangien. Il est à peu près certain qu'ils proviennent du flanc normal, seul représenté à l'extrémité nord de l'ilot du Vieux-Beausset. Il est fort probable qu'ils ne sont pas très éloignés de la limite extrême qu'atteignait, au nord, le recouvrement. En effet, on sait que Marcel Bertrand a reconnu l'existence, au nord du vallon de Gavarry, d'une charnière dans les calcaires mésotriasiques, qui marque la limite extrême de l'extension de ces calcaires, à l'endroit où le Trias supérieur du flanc normal rejoint celui du flanc inverse. Mes observations ont, en tous points, confirmé la présence de cette charnière, qui doit être envisagée, tout au moins pour le Trias moyen, comme la charnière frontale du pli et qui confirme d'une manière décisive l'assimilation de la nappe triasique à un pli couché.

Nous ne connaissons, à l'est de l'îlot du Vieux-Beausset, sur les terrains crétacés du bassin du Beausset, aucun témoin de la nappe triasique que la dénudation aurait respecté. Nous devons, dans un chapitre ultérieur, discuter la nature de quelques lambeaux de Trias enfouis au milieu du Jurassique et nous aurons à nous poser la question de savoir s'ils appartiennent ou non à la nappe dont nous venons d'étudier les vestiges.

CHAPITRE IV.

LA ZONE URGONIENNE MÉRIDIIONALE.

APERÇU GÉNÉRAL.

Tandis qu'à l'ouest du val d'Aren la zone triasique est en contact direct avec le bord méridional du bassin du Beausset, à l'est de cette coupure transversale, un chaînon, dont la crête est constituée par des calcaires urgoniens, s'intercale entre les deux unités tectoniques. C'est le Gros Cerveau, sans doute nommé ainsi d'après l'aspect d'hémisphère aux multiples circonvolutions de son sommet principal, qui cote 430 m. et domine le pays, au nord comme au sud. Les célèbres gorges d'Ollioules, creusées par la Reppe dans l'Urgonien, le séparent de son prolongement, le Croupatier (533,5 m.), dont la crête est également urgonienne et prend fin brusquement à l'est avec le Cap Gros ou Baou de Quatre Heures (580 m.), escarpement tourné au sud-est, qui, grâce à son orientation, sert de cadran solaire aux habitants des Routes et de Valbourdin. De ce sommet à l'extrémité occidentale du Gros Cerveau il y a près de 20 km., sur lesquels l'Urgonien affleure d'un seul tenant, formant un chaînon dirigé presque rigoureusement W.-E. (fig. 26-28).

Après une interruption, déterminée par la présence du vallon de Dardenne, l'Urgonien apparaît de nouveau à l'est et constitue les crêtes du Faron, chaînon isolé de toutes parts par des dépressions et taillé à pic sur toute sa périphérie (fig. 29). Il culmine à 583,5 m. et se termine à l'est à la Croix Faron (539,2 m.). La crête principale est dirigée à peu près W.N.W.-E. S. E.; elle n'est pas placée dans le prolongement de la crête Cerveau-Croupatier et son sommet occidental, la Tour Beaumont, est situé à 3 km. au sud d'une ligne idéale qui prolongerait cette crête. Le chaînon du Coudon se trouve un peu au nord de cette ligne et appartient à une zone tectonique plus septentrionale, dont il sera question dans un chapitre ultérieur.

Toute cette ligne méridionale de crêtes urgoniennes joue dans la défense du camp retranché de Toulon un rôle important. Elle est jalonnée, en effet, par les ouvrages de la pointe du Cerveau, du Gros Cerveau, du Cap Gros, de la Tour Beaumont, de la Croix-Faron et du Faron. Le fort du Pipaudon, qui est situé un peu en avant de la ligne précédente et qui défend le défilé étroit des gorges d'Ollioules, est construit sur un témoin d'une coulée basaltique, qui repose au nord sur les terrains crétacés du bassin du Beausset, mais qui empiète au sud sur la crête urgonienne.

Sauf à l'extrémité ouest du chaînon du Gros Cerveau, le substratum de l'Urgonien est toujours visible. Il est constitué, sur le versant sud de la chaîne, par les termes qui le précèdent normalement dans la série stratigraphique, par l'Hauterivien et par les Calcaires Blancs du Valanginien. Cependant, comme nous le verrons, ces deux terrains peuvent être étirés sur d'assez grandes étendues, de sorte que l'Urgonien repose alors directement sur les Dolomies du Jurassique supérieur. Sur le versant nord, l'Urgonien repose sur des couches d'âge varié, mais toujours plus anciennes que les Calcaires Blancs.

La continuité des Dolomies du soubassement des chaînons urgoniens est également interrompue par le vallon de Dardenne et il en est encore de même des calcaires bathoniens qui, à l'est d'Ollioules, apparaissent sous les Dolomies.

Dans le soubassement du Faron, ces calcaires reposent directement sur les calcaires du Trias moyen, continus avec ceux des collines à l'ouest de Toulon. Comme ceux-ci sont charriés, nous sommes en présence d'une grosse difficulté d'interprétation, qu'aucun géologue n'a encore envisagée. L'étude détaillée de la zone urgonienne méridionale, en partant du val d'Aren, pour aboutir à l'extrémité orientale du Faron, va peut-être nous mettre sur le chemin d'une solution.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

LE CHAÎNON DU GROS CERVEAU. — On a vu précédemment qu'à la traversée du val d'Aren les couches néo- et mésocrétacées du bord méridional du bassin du Beausset sont fortement redressées et oscillent autour de la verticale. C'est le cas, en particulier, pour la barre de calcaires cénomaniens, qui franchit la vallée à la bastide des Hautes. Au sud de cette barre, les deux rives sont constituées, sur une largeur de plus de 1 km., par de l'Aptien, repré-

senté ici principalement par ses couches inférieures, les calcaires à silex bedouliens. Les marnes gargasiennes ne sont bien développées que sur le bord méridional de la bande, où elles sont chevauchées, sur la rive gauche, par les calcaires mésotriasiques, tandis que, sur la rive droite, le Bedoulien est en contact direct par charriage avec le Trias supérieur.

Les plongements, N. N. E. sur le bord nord de la bande, S. S. W. sur le bord sud, indiquent l'existence d'un anticlinal à peu près symétrique.

Si d'un point convenablement choisi de la rive droite on observe, sous un éclairage favorable, les pentes qui dominent la rive gauche, on constate que l'Aptien s'élève jusqu'à mi-hauteur et même, par places, plus haut, mais on reconnaît tout de suite que les escarpements rocheux auxquels aboutissent les pentes aptiennes sont constitués par de l'Urgonien (fig. 26 a, b). Le sommet n'est autre que la Pointe du Cerveau, extrémité occidentale de la crête urgouienne du Gros Cerveau. En suivant, au-dessus de la Clavelle, les lacets d'un chemin forestier, on s'élève constamment dans l'Aptien, on se trouve dans un cirque dominé au nord, à l'est et au sud par de l'Urgonien, dont les couches plongent de toutes parts sous l'Aptien. L'Urgonien du nord forme une arête rocheuse, que l'on franchit facilement dans un endroit où il affleure sur une largeur d'environ 50 m., séparant l'Aptien du bord sud du bassin du Beausset de celui du cirque de la Clavelle. L'Urgonien du sud présente une disposition périclinale très nette. Les deux Urgoniens se rejoignent à l'est sous les batteries.

On doit conclure de ces faits à une surélévation de l'axe de l'anticlinal aptien du val d'Aren (pl. II, fig. 3), accompagnée d'un dédoublement local du pli.

L'arête urgouienne qui délimite au nord la cuvette synclinale de la Clavelle est située à peu près dans le prolongement de la crête urgouienne principale, qui de la pointe se poursuit sans interruption jusqu'au voisinage des gorges d'Ollioules avec une direction W. N. W.—E. S. E. De la pointe part une seconde crête, également urgouienne, qui se dirige vers le S. S. W. et fait avec la crête principale un angle d'environ 100°.

L'arête principale est le sommet d'une falaise d'environ 80 m. de hauteur, qui fait face à l'îlot de recouvrement du Beausset. Les couches urgouiennes y sont à peu près verticales et sont en contact au nord avec une bande d'Aptien qui constitue le prolongement du flanc septentrional de l'anticlinal du val d'Aren, mais ses couches s'enfoncent au nord sous le Cénomaniens avec une inclinaison encore peu éloignée de la verticale.

Dans l'arête transversale, les couches urgoniennes sont peu inclinées jusque vers la batterie méridionale, à partir d'où elles plongent au sud sous un angle d'environ 45° et s'enfoncent bientôt sous des couches aptiennes, qui forment le prolongement du flanc méridional de l'anticlinal du val d'Aren. Cet Aptien s'enfonce à son tour sous le Bathonien marneux du flanc inverse du pli couché du Beausset (fig. 26 c).

L'Urgonien du flanc méridional de l'anticlinal de la Pointe forme encore le sommet (194 m.), mais, plus à l'est, il disparaît complètement, tandis que la bande aptienne peut encore être suivie vers l'est sur une longueur de plus de 800 m.

Si maintenant on remonte les vallons « conséquents » qui viennent converger dans une dépression située un peu à l'ouest de Sainte-Ternide, on constate que l'Urgonien, puis, plus à l'est, l'Aptien s'appuient directement sur les Dolomies néojurassiques (fig. 26 d). Celles-ci appartiennent à une large bande que l'on suit sans interruption jusqu'au pied du Cap Gros.

En montant à l'ouvrage de la Pointe par le sud, on traverse la terminaison occidentale de cette bande. Les Dolomies forment une voûte flanquée au sud et au nord d'Urgonien et elles disparaissent à l'ouest sous ce même Urgonien.

Plus au nord, on voit se dessiner une deuxième voûte, dont les deux flancs urgoniens se rejoignent sous l'ouvrage de la Pointe. Le noyau est, ici aussi, en Dolomies, mais tandis que, dans l'anticlinal méridional, ce terme est en contact direct avec l'Urgonien, dans l'anticlinal septentrional, les Calcaires Blancs valanginiens et quelques bancs de l'Hauterivien s'intercalent entre les deux termes (fig. 26 c). Les Calcaires Blancs sont traversés par la route à l'amorce du dernier lacet que décrit celle-ci avant d'atteindre la Pointe. Leurs couches sont verticales et dirigées E. S. E. Leur prolongement rencontrerait l'axe de la plus septentrionale des deux digitations de l'Urgonien, tandis que l'axe de l'anticlinal méridional des Dolomies correspondrait à celui de la digitation sud.

L'extrémité occidentale du chaînon du Gros Cerveau doit donc être considérée comme un vaste anticlinal, accidenté de deux anticlinaux secondaires, dont le noyau est en Dolomies et dont les flancs sont en Urgonien et en Aptien. Mais cet anticlinal est dissymétrique : son flanc septentrional est presque vertical, tandis que les couches de son flanc méridional présentent une inclinaison au sud d'environ 45° . L'axe de ce double anticlinal s'enfonce

assez rapidement vers l'ouest, si bien que, au-dessus de la Clavelle, l'Aptien inférieur apparaît dans une cuvette synclinale entre deux anticlinaux urgoniens et que, dans le fond de la vallée, il affleure seul. Vers l'est ce même axe se relève encore, de sorte que les Dolomies du noyau de l'anticlinal affleurent maintenant sur une largeur de plus de 600 m.

On vient de voir que l'Urgonien n'existe plus dans le flanc méridional du pli, les Dolomies étant en contact direct avec l'Aptien, tandis que, dans le flanc nord de l'anticlinal, la série se complète par l'apparition d'une bande de Calcaires Blancs (avec bancs dolomitiques), qui s'intercalent entre les Dolomies et l'Urgonien et plongent comme eux au N.E. Cette bande peut être suivie, en dessous de la route de la Pointe du Cerveau, sur une longueur d'environ 1700 m., jusqu'à un petit vallon qui descend vers le sud, à 300 m. à l'est du méridien de Sanary (3G 85), où elle fait place brusquement à une masse de Dolomies néojurassiques plongeant au sud.

Pour comprendre cette substitution, il nous faut retourner en arrière, vers Sainte-Ternide, à l'endroit où nous avons observé (p. 192) une petite lame d'Urgonien renversée sur l'Aptien. A son extrémité ouest, celle-ci s'enfonce au sud sous le Bathonien marneux, mais, plus à l'est, une lame étroite de Dolomies et de Bathonien calcaire s'intercale, on s'en souvient, entre elle et le Bathonien marneux. Dans une même coupe (fig. 15 a, b), on observe donc ici trois séries imbriquées plongeant régulièrement au sud :

- 1° les Dolomies du flanc sud de l'anticlinal du Gros Cerveau ;
- 2° une première série renversée, comprenant l'Aptien et l'Urgonien ;
- 3° une deuxième série renversée, comprenant les Dolomies, le Bathonien calcaire et le Bathonien marneux.

La lame d'Aptien et d'Urgonien ne tarde pas à disparaître, en s'effilant à l'est, de sorte que désormais les Dolomies du flanc sud de l'anticlinal et celles de la deuxième série renversée se trouvent directement en contact et ne peuvent être séparées sur la carte que d'une manière arbitraire.

On a vu précédemment (p. 193) que la lame de Bathonien calcaire est intermittente et que, plus à l'est, le Trias s'appuie directement sur les Dolomies. Et l'on a vu aussi qu'à l'est du méridien de Sanary, la bande de Bathonien marneux reparait, séparée des Dolomies par une lame discontinue de Bathonien calcaire. Les Dolomies appartiennent donc ici incontestablement à la

série renversée. Or ce sont précisément elles qui se substituent à l'est à la bande de Calcaires Blancs. Elles s'élèvent au nord jusqu'à la cote 300, en conservant leur plongement au sud.

Plus à l'est, exactement au sud de l'ouvrage du Gros Cerveau, on voit l'Urgonien, qui ici plonge au S.W., s'enfoncer, un peu au-dessous de la route, sous les Dolomies, qui présentent le même plongement (fig. 17 d).

Il est donc manifeste qu'ici *les Dolomies de la série jurassique renversée s'appuient directement sur l'Urgonien du flanc sud de l'anticlinal du Gros Cerveau.*

Le pli, redevenu complet et encore dissymétrique, est à peine entamé par l'érosion, et le substratum de l'Urgonien n'apparaît pas dans cette partie du chaînon.

A l'est du vallon du Lançon, il n'en est plus de même. Le flanc nord de l'anticlinal est seul conservé, les Dolomies apparaissent sous l'Urgonien et les deux termes plongent au N. E. (fig. 17 a, b). Cependant, au Lançon même, la série renversée est très développée et comprend du sud au nord, on s'en souvient, l'Hettangien, le Bathonien marneux, le Bathonien calcaire et les Dolomies. Le tout plonge au S.W. Les Dolomies de la série renversée et celles de l'anticlinal du Gros Cerveau se trouvent de nouveau rapprochées (fig. 17 c) et il faut, ici encore, tracer sur la carte, d'une manière arbitraire, la ligne de contact anormal qui nécessairement sépare ces deux unités tectoniques différentes. Il faut se garder naturellement d'envisager les Dolomies plongeant au S. E. et celles qui plongent au N. E. comme les deux flancs d'un anticlinal droit, car les premières sont certainement renversées.

Au nord du vallon du Lançon, l'Urgonien de la crête atteint une grande largeur, environ 1 km. Cela tient à ce que le versant nord du chaînon n'est plus aussi escarpé. L'Urgonien plonge au N. E. à environ 45° et s'enfonce sous l'Aptien du vallon de la Reppe.

Nous approchons des gorges d'Ollioules, qui interrompent brusquement la crête du Gros Cerveau.

LES GORGES D'OLLIOULES ET LE CROUPATIER. — La description des gorges d'Ollioules et la discussion de leur origine ne rentrent pas dans le cadre de ce mémoire. Il est d'ailleurs manifeste que leur formation ne correspond à la présence d'aucun accident tectonique. Les couches se correspondent rigoureusement de part et d'autre de la coupure.

Les Dolomies néojurassiques, qui, immédiatement au nord d'Ollioules, sont en contact direct avec les calcaires mésotriasiques, plongent au N.W. et s'enfoncent normalement, à l'entrée des gorges, sous les Calcaires Blancs. Ceux-ci sont peu épais et sont séparés de l'Urgonien par un cordon de couches grumeleuses et verdâtres qui représentent l'Hauterivien. Les deux bandes s'élèvent au S.W. jusqu'à la cote 200, la route du Gros Cerveau les traverse et on peut encore les suivre vers l'ouest, sur environ 250 m., jusque dans le haut du vallon des Esquérias, où elles s'effilent, de sorte que les Dolomies et l'Urgonien se trouvent en contact, exactement comme dans le vallon du Lançon.

À l'est des gorges d'Ollioules, on suit les affleurements des Calcaires Blancs et de l'Hauterivien sur une longueur de près de 2 km. La succession est tout à fait régulière et ne comporte pas de lacune. Par contre, à partir de l'endroit où la falaise urgonienne porte le nom de Croupatier et prend une direction W.S.W.—E.N.E., les deux bandes deviennent de nouveau intermittentes. Après une lacune de plus de 1 km., elles reparaisent à l'endroit où la route du Baou de Quatre Heures escalade la falaise pour s'étirer de nouveau à deux reprises. L'Hauterivien apparaît, en outre, au fond d'une étroite boutonnière entaillée dans l'Urgonien, sur le versant nord du Croupatier, au sud du ravin des Glaizes (fig. 27 a).

À l'ouest et à l'est des gorges, l'Urgonien, fortement raviné et découpé par l'érosion, descend en pente douce vers l'amont et vers Évenos et plonge au N.W. sous une large bande d'Aptien. Les témoins basaltiques du Pipaudon et du Destrier appartiennent à la coulée dont il a été déjà plusieurs fois question et dont la base est inclinée en sens inverse du plongement de l'Urgonien et de l'Aptien.

SOUBASSEMENT DU CROUPATIER. — Avant de parler du Cap Gros ou Baou de Quatre Heures, extrémité orientale du Croupatier, et avant de décrire le versant nord-est de ce chaînon, il est nécessaire d'étudier en détail le soubassement sud-est du massif, entre Ollioules et les Pomets (fig. 27).

Si de la station terminus du tramway de Toulon à Ollioules on s'élève vers le nord-est, on traverse d'abord des collines triasiques, dont il a déjà été question (p. 143). Au lieu de passer brusquement du Trias aux Dolomies, comme dans la vallée, on escalade des gradins constitués par l'Oligocène lacustre et par des lambeaux de la coulée de basalte d'Évenos (fig. 18 d, e).

Un premier gradin est formé par les calcaires lacustres et les poudingues à éléments calcaires. Ceux-ci servent de substratum au basalte, dont on traverse, en s'élevant au nord, un premier témoin; c'est un petit plateau cultivé, mesurant 1 200 m., de l'ouest à l'est, et 150 à 300 m., du sud au nord. Brusquement la pente s'accroît de nouveau, les courbes de niveau du Plan Directeur se resserrent et l'on voit affleurer, au nord du basalte, une seconde bande des mêmes calcaires lacustres et poudingues sannoisiens, surmontés de sables argileux, probablement rupéliens. Au haut de la pente, on aboutit à un abrupt, constituant le bord d'un nouveau petit plateau de basalte, couvert de bois et appelé la Courtine. Il mesure seulement 400 m. sur 800 m. Il culmine à la cote 284 et s'appuie au nord sur les Dolomies.

L'existence de deux plateaux de basalte, étagés à des hauteurs différentes, ne peut s'expliquer que par la présence d'une faille, le long de laquelle un lambeau de la nappe éruptive s'est affaissé de près de 100 m., de manière à venir occuper un niveau inférieur à celui des couches oligocènes qui supportent le lambeau supérieur. Cette faille (fig. 18 d), orientée en moyenne W.-E., met en contact, plus à l'est, le Jurassique supérieur et le Bathonien calcaire.

Au nord de la faille, les Dolomies reposent normalement sur le Bathonien calcaire, qui lui-même fait suite au Bathonien marneux, mais les Dolomies qui affleurent à l'est des deux lambeaux de basalte ne sont pas en continuité avec celles qui s'enfoncent — avec ou sans intercalation de Calcaires Blancs et d'Hauterivien — sous l'Urgonien du Croupatier. Entre les deux s'intercale une lame épaisse de Calcaires Blancs (fig. 27). Celle-ci forme, à peu près à mi-hauteur du soubassement du Croupatier, un escarpement rocheux, qui s'élève graduellement jusqu'à une croupe traversée par la route du Baou de Quatre Heures où elle prend fin brusquement, les deux bandes de Dolomies venant à se réunir. Les Dolomies inférieures, les Calcaires Blancs, les Dolomies supérieures et l'Urgonien plongent avec une constance remarquable au N.W. Malgré l'absence de charnières visibles, il est difficile d'interpréter la barre de Calcaires Blancs autrement que comme un synclinal dont le plan axial plonge au N.W. et dont les flancs sont constitués par les deux bandes de Dolomies. Dans cette hypothèse, la bande supérieure est nécessairement redoublée et correspond à un anticlinal. Le synclinal est ouvert au sud, l'anticlinal qui lui est superposé a sa concavité tournée au nord. *Nous sommes en présence d'un pli déversé au sud, en sens inverse du sens général des poussées orogéniques de la Basse-Provence.*

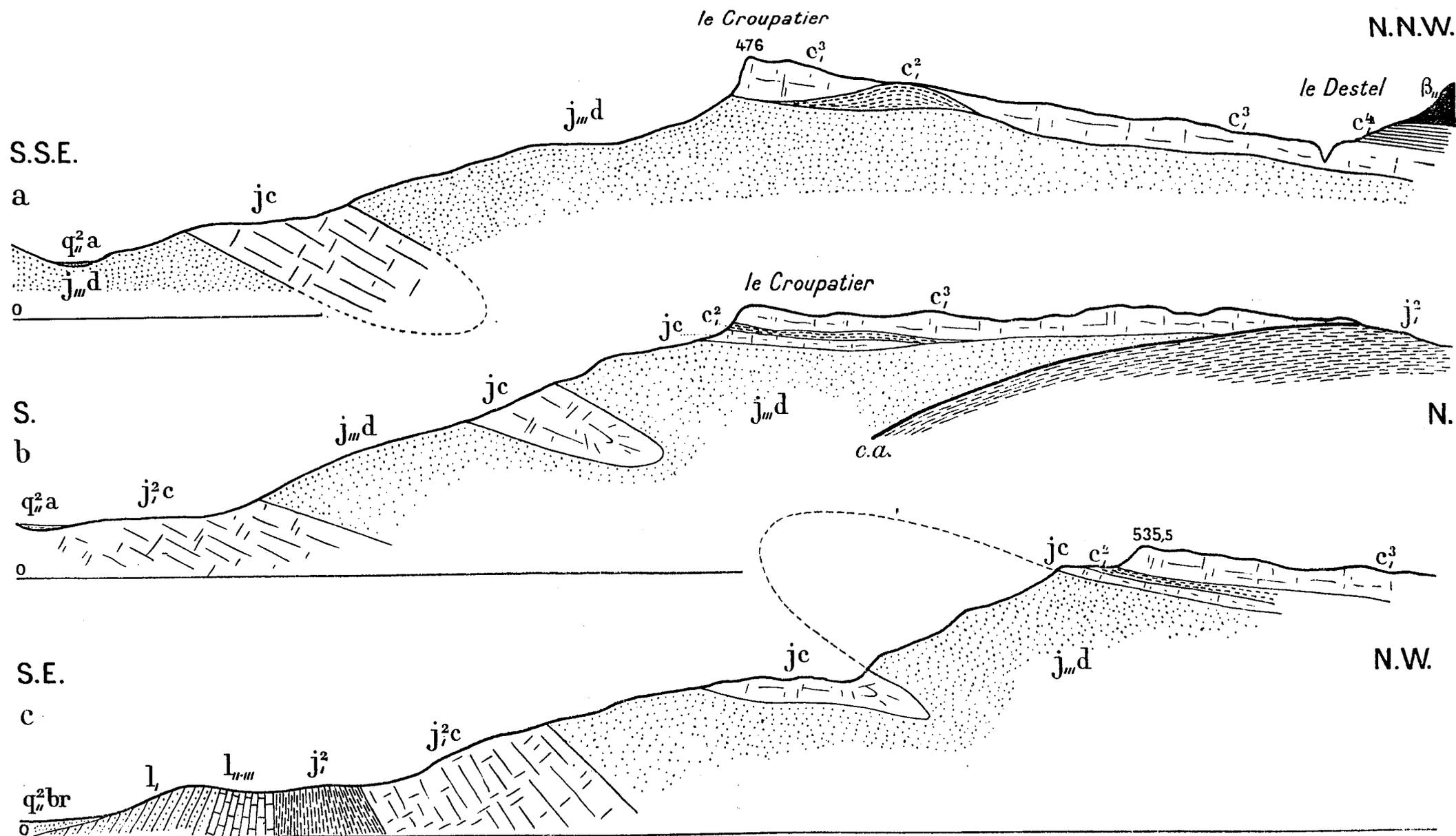


Fig. 27. — Coupes transversales du chaînon du Croupatier.

(Échelle : 1/10.000°.)

l_1 , Hettangien; l_{m-III} , Lias moyen et sup^r; j_2^2 , Bathonien marneux; $j_2^2 c$, Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; jc , Calcaires Blancs; c_1^2 , Hauterivien; c_1^3 , Urgonien; $q_2^2 a$, alluvions quaternaires.

c. a., ligne de contact anormal.

Un accident tout à fait analogue s'observe plus à l'est, au N.W. des Quatre Chemins des Routes (fig. 28 b). La barre de Bathonien calcaire, qui s'enfonce sous les Dolomies, se dédouble brusquement; entre les deux barres s'intercale une masse lenticulaire de Dolomies; la barre bathonienne supérieure rejoint de nouveau au nord la barre inférieure, mais s'étire d'abord, de sorte qu'en franchissant la crête du Nest, elle n'a plus que quelques mètres d'épaisseur. Les plongements au N.W. montrent que nous sommes, ici encore, en présence d'un synclinal ouvert au S.E., dont le noyau est constitué par les Dolomies et dont le flanc inverse, formé de calcaires bathoniens, est partiellement étiré.

Il est nécessaire de compléter la description du soubassement du Croupatier par l'étude des dislocations qui ont affecté, dans ce soubassement, les couches plus anciennes que le Bathonien calcaire.

Le Bathonien marneux affleure à l'ouest et à l'est du chemin qui des Routes conduit au stand de tir (fig. 27 c). Ses couches sont verticales et leur direction est W. S. W.—E. N. E. Plus bas affleure le Lias à silex, exploité dans une petite carrière, où il plonge à 70° au S. E. Il est donc légèrement renversé, mais cet accident est certainement local, car l'Hettangien qui lui fait suite plonge normalement au N. E. et repose lui-même sur le Trias supérieur.

A l'est de ces affleurements, des brèches cimentées masquent la continuation des couches, mais le Lias à silex et le Bathonien marneux reparaissent en succession normale, dans un chemin creux, au N. N. W. des Quatre Chemins des Routes. Au nord, la route de Broussan entame successivement, avant d'atteindre ce Lias, le Bathonien calcaire, le Bathonien marneux, une étroite bande de Lias à silex, parallèle à la précédente, et une bande d'Hettangien, orientée S. W.—N. E., qui sépare les deux bandes de Lias à silex et marque le passage d'un anticlinal (fig. 28 b). En suivant un instant la route du Baou de Quatre Heures, puis le raccourci qui passe entre le Nest et les ruines du fort des Pomets, on constate que l'Hettangien est déversé sur la bande occidentale de Lias à silex, les deux termes plongeant au S. E. Plus haut, dans une carrière, une bande de Rhétien s'intercale entre les deux termes; on est donc en présence d'une imbrication. Au col, le Lias à silex et le Lias inférieur sont de nouveau en contact et leurs couches sont presque verticales.

En suivant le grand lacet de la route de Broussan, on voit le Lias du flanc normal se réduire par étirement à quelques bancs et disparaître ensuite entièrement, de sorte que le Bathonien marneux s'appuie en cet endroit sur l'Hettangien. Mais, à l'est du fort, le Lias à silex du flanc normal reprend peu à

peu son épaisseur habituelle. Par contre, l'Hettangien et le Lias à silex du flanc inverse franchissent la route et atteignent le thalweg du vallon des Pomets avec une épaisseur déjà très réduite. Sur le versant est, ce Lias à silex a entièrement disparu par étirement et l'Hettangien se termine en pointe entre le Bathonien marneux du flanc inverse et le Lias à silex du flanc normal, qui au N. E., près des maisons du col, sont en contact direct. L'anticlinal déversé au N. W. a fait place à une surface de chevauchement.

J'appellerai *anticlinal du fort des Pomets* l'accident que je viens de décrire. Son axe est dirigé S. W.—N. E., par conséquent parallèlement à l'axe du synclinal de Calcaires Blancs du soubassement du Croupatier, mais il est déversé en sens inverse. Je réserve pour les conclusions de ce chapitre la discussion de la cause de cette anomalie.

LE BAOU DE QUATRE HEURES. — L'Urgonien du Croupatier continue à s'élever vers l'est, de telle sorte que sa base passe graduellement des environs de la cote 60 à la cote 400. En même temps, sa surface supérieure culmine au Cap Gros, ou Baou de Quatre Heures, à la cote 580. Il ne semble pas qu'au pied méridional de cet escarpement, entre les points cotés 434,1 et 511, l'Hauterivien et les Calcaires Blancs soient représentés entre l'Urgonien et les Dolomies. L'Urgonien est manifestement décollé de son soubassement, car, au pied de l'escarpement septentrional, on observe une lacune encore plus importante.

La forme en poupe de navire de la terminaison orientale du Baou de Quatre Heures est évidemment déterminée par l'érosion, mais une faille verticale, orientée N.—S., perpendiculaire par conséquent à la direction du chaînon, a donné lieu à une dénivellation de l'extrémité orientale par rapport à la masse principale, qui frappe l'observateur (pl. B, 1) et qui se lit très bien sur le Plan Directeur. De loin on a l'impression que le compartiment oriental est abaissé et je m'attendais à y rencontrer, au-dessus d'une paroi urgonienne, de l'Aptien. Ayant gravi une première fois le sentier qui conduit au sommet du Cap Gros par une cheminée encombrée d'éboulis, contrairement à notre attente, nous n'avons rencontré, M^{lle} Pfender et moi, aucune trace des calcaires à silex caractéristiques de l'Aptien inférieur. M^{lle} Pfender, à la suite d'un examen microscopique des calcaires recueillis, a bien voulu refaire en compagnie de MM. Gagnebin, Peterhans et Bonnard, l'ascension assez pénible du Cap Gros

par ce mauvais sentier. Mes quatre compagnons de courses du printemps 1923 ont alors reconnu, de bas en haut, la succession suivante ⁽¹⁾ :

- 1° Calcaires Blancs portlandiens ou valanginiens, formant un premier escarpement;
- 2° calcaires marneux et marnes avec Huîtres;
- 3° calcaires dolomitiques et dolomies.

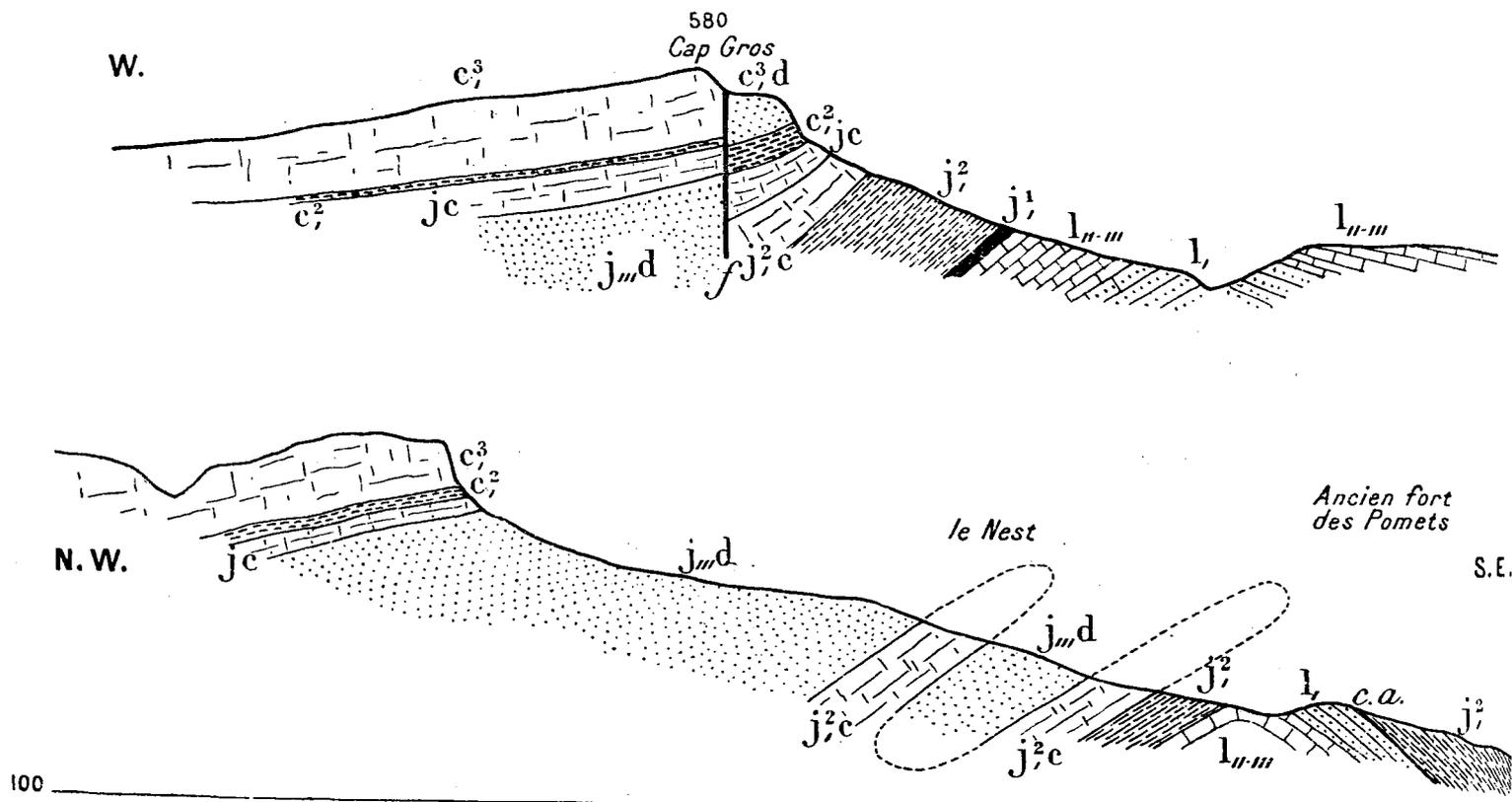


Fig. 28. — Coupes à travers l'extrémité orientale du Baou de Quatre Heures (Cap Gros).

(Échelle : 1/10.000^e.)

l_1 , Hettangien; l_{m-m} , Lias moyen et sup^r; j_1^2 , Bathonien marneux; j_2^2c , Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; jc , Calcaires Blancs; c_1^2 , Hauterivien; c_2^3 , Urgonien.

f , faille; $c. a.$, contact anormal.

Le tout est plaqué contre la paroi urgonienne. Les couches n° 2 sont, par tous leurs caractères lithologiques, de l'Hauterivien. Les dolomies n° 3

⁽¹⁾ Ayant gravi à nouveau le Baou de Quatre Heures par le même sentier, nous avons pu nous assurer, M^{lle} Pfender et moi, de l'exactitude de ces assimilations et recueillir des échantillons qui les confirment encore. (Note ajoutée pendant l'impression.)

semblent représenter le facies dolomitique de l'Urgonien, qui est connu, en divers points, dans la Basse-Provence. Le compartiment situé à l'est de la faille n'est donc pas affaissé par rapport à la masse principale. C'est l'inverse qui a lieu, mais le rejet de la faille est peu considérable (fig. 28 a).

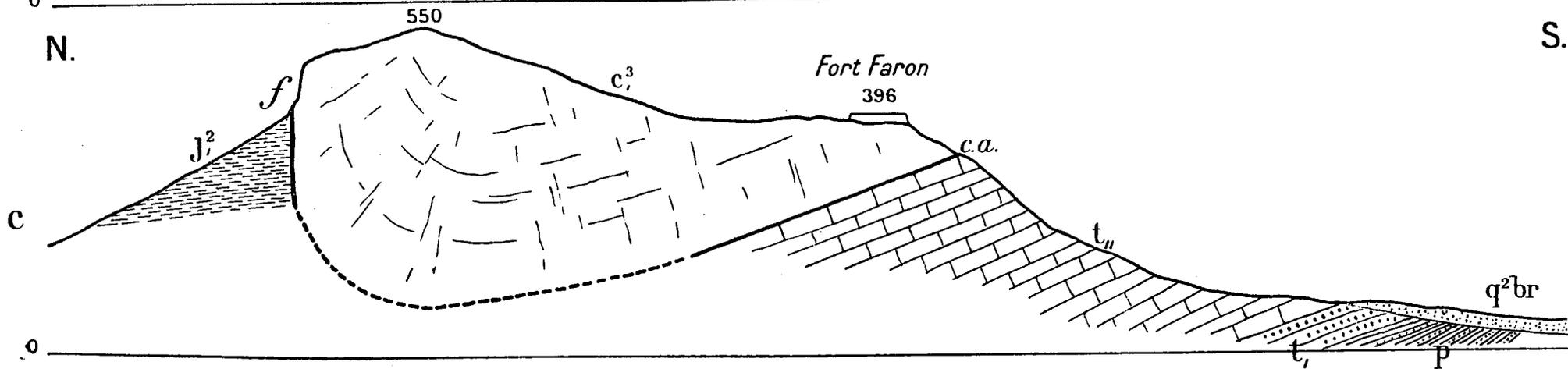
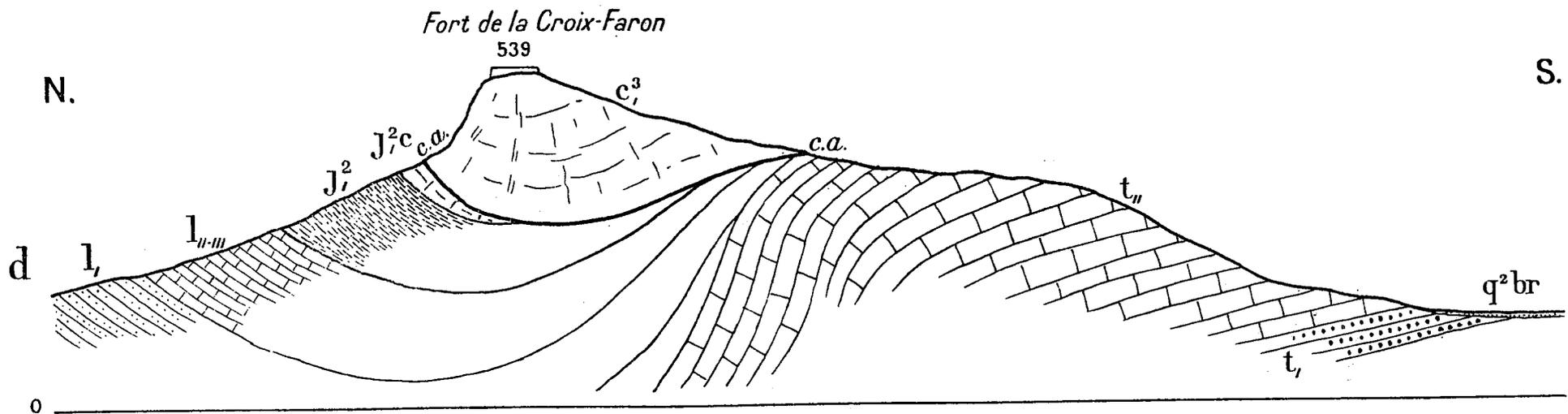
Le plateau urgonien du Croupatier et du Baou de Quatre Heures se termine au N.E. par une falaise, dont la base descend graduellement de la cote 440 à la cote 300, qu'elle atteint dans le thalweg du vallon du Broussan. Sous la dalle urgonienne apparaît presque partout directement le Bathonien marneux (fig. 27 b), qui forme tout le versant sud du vallon du Corps de Garde. Sur une faible longueur, on observe cependant, au nord du Cap Gros, entre les deux termes, une barre de Calcaires Blancs et un replat hauterivien; plus à l'ouest, une lame peu épaisse de Dolomies, que traverse le sentier menant du plateau urgonien au col du Corps de Garde.

Une seconde lame de Dolomies se trouve au débouché du vallon du Corps de Garde dans la dépression du Broussan. Entre cette lame et le village, l'Urgonien s'enfonce sous un lambeau d'Aptien, dont le bord sud-est n'est distant du Bathonien marneux que de 50 à 100 m. La dalle urgonienne est donc réduite ici à une très faible épaisseur, sa base est coupée en biseau par la surface de décollement.

On verra, dans le chapitre suivant, que, dans la dépression du Broussan, le substratum de l'Urgonien est constitué par des calcaires méso-triasiques.

LE FARON. — Le chaînon urgonien du Croupatier et du Baou de Quatre Heures, brusquement interrompu par la profonde entaille du vallon de Dardenne, ne se continue, au delà de cette coupure, par aucun chaînon analogue. Dans son prolongement on rencontre une dépression creusée dans le Lias et le Bathonien marneux, que domine au sud un abrupt de Bathonien calcaire et de Dolomies néojurassiques. C'est le contrefort septentrional du massif du Faron. Il porte le retranchement du Pas de Leydet, la batterie du Pas de la Masque et la caserne du Centre.

La masse principale du Faron est constituée par un vaste plateau d'Urgonien, creusé de profonds ravins, qui descendent vers le sud. Cet Urgonien est séparé des Dolomies par une faille verticale (fig. 29 b), dont le rejet est énorme, puisque, à l'est de la Tour Beaumont et à l'ouest du point culminant 583,5 elle met en contact l'Urgonien avec le Bathonien marneux. Du quartier



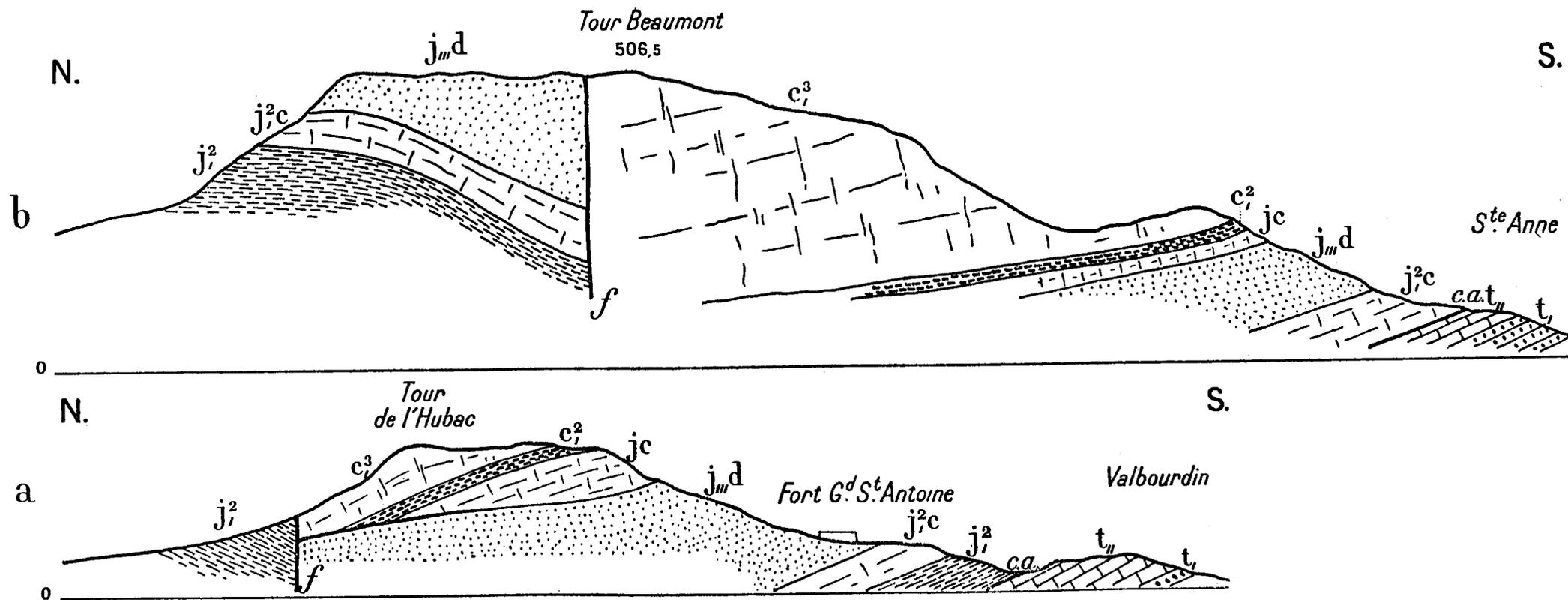


Fig. 29. — Coupes transversales du massif du Faron.

(Échelle : 1/10.000°.)

p, Permien; t₁, Trias inf^r; t₂, calcaires mésotriasiques; t₃, Trias sup^r; l, Hettangien; l_{m-s}, Lias moyen et sup^r; j², Bathonien marneux; j²c, Bathonien calcaire; j_md, dolomies néojurassiques; jc, calcaires Blancs; c¹, Hauterivien; c³, Urgonien; q²br, brèches quaternaires.

f, faille; c. a., contact anormal.

des Routes cette faille se présente, par un bon éclairage, sous un aspect saisissant (pl. B, 2).

Le soubassement du plateau urgonien mérite d'attirer tout particulièrement notre attention. Quelques coupes radiales vont nous permettre d'en comprendre la structure.

Une coupe menée du quartier de Valbourdin au sommet 444, situé entre la Tour de l'Hubac et la Tour Beaumont, donne un profil très clair de l'extrémité occidentale du chaînon (fig. 29 a). La route carrossable qui conduit à la Tour Beaumont s'élève en multiples lacets et traverse les mêmes couches que la coupe dirigée S.W.—N.E.

Au point où le tramway des Routes quitte le chemin de Dardenne pour franchir le Las, on voit affleurer des grès et des argiles rouges du Trias inférieur. Le poudingue classique s'observe un peu plus à l'est. Ces couches s'enfoncent sous une butte de calcaires mésotriasiques fortement redressés, qui porte les ruines de l'ancien Fort Rouge. A l'est et au nord, ces calcaires sont en contact direct avec le Bathonien marneux, plongeant au N.E. Les sinuosités du contact montrent que nous ne sommes pas en présence d'une faille verticale, mais que le Trias plonge sous le Bathonien marneux. Au-dessus de celui-ci la route franchit une barre de Bathonien calcaire, en partie dolomitisé, qui supporte des dolomies néojurassiques. A l'est du fort Grand-S^t-Antoine, la route traverse un « filon » de Trias supérieur, dont les gypses étaient antrefois exploités. Je ne pense pas qu'il y ait lieu d'envisager, avec Marcel Bertrand [39, p. 91], ce singulier affleurement comme un pincement du Trias sous-jacent et je serais plutôt porté à y voir le remplissage d'une fissure des Dolomies par la matière essentiellement plastique de couches écrasées par le charriage.

Plus haut vient une barre de Calcaires Blancs, exploitée dans une grande carrière, d'où une ligne aérienne transporte les blocs aux chantiers du nouveau bassin de radoub. Immédiatement au-dessus, les lacets de la route et du raccourci traversent une bande de calcaires grumeleux verdâtres représentant, comme au Croupatier, l'Hauterivien et donnant lieu à un replat. Les Calcaires Blancs et l'Hauterivien s'écrasent, au-dessous de la Tour de l'Hubac, entre les Dolomies et l'Urgonien, mais, vers le S.E., on les suit sans interruption et ils forment, sur tout le versant méridional du Faron, jusqu'au pied du fort Faron, un double liséré continu (pl. C, 1, 2).

Au quartier de Claret, les brèches cimentées quaternaires recouvrent les couches inférieures au Bathonien calcaire; par contre, au dessus de S^{te}-Anne, le Trias inférieur et le Trias moyen reparaissent sur une faible longueur et supportent directement le Bathonien calcaire, auquel font suite les Dolomies, les Calcaires Blancs et l'Urgonien (fig. 29 b).

Plus à l'est, un peu avant le vallon qui descend au sud en longeant le mur occidental du cimetière de Toulon, le Bathonien marneux affleure sur une centaine de mètres. Au-dessus la succession est encore la même.

A l'est de Siblas et jusqu'à la Valette, le Trias prend un grand développement. Le Trias inférieur affleure au nord du Champ de Manœuvres et des Abattoirs; il forme une bande continue du fort S^{te}-Catherine aux Darbous-sèdes et au pied des collines qui dominent la Valette à l'ouest. Ici on aperçoit, par places, au-dessous du poudingue, son substratum permien. Le Trias moyen est visible par endroits à l'ouest du fort S^{te}-Catherine; il constitue la colline sur laquelle est bâti le fort d'Artigues; à l'est de Siblas, ses affleurements prennent une largeur bien plus considérable. Une coupe dirigée S. E.—N. W., des Darbous-sèdes au milieu du vallon que suit la route du fort Faron, rencontre successivement les termes suivants, plongeant tous régulièrement au N. W. :

- 1° le Trias inférieur;
- 2° les calcaires mésotriasiques, autrefois exploités dans de grandes carrières, visibles depuis S^t-Jean-du-Var;
- 3° le Bathonien calcaire;
- 4° les Dolomies néojurassiques;
- 5° les Calcaires Blancs;
- 6° l'Hauterivien;
- 7° l'Urgonien.

Avec un développement bien plus considérable du Trias moyen, la coupe est donc exactement la même que celle que l'on observe au nord de S^{te}-Anne.

Au N. E. des carrières, le Trias moyen s'élève graduellement et atteint la cote 340 à l'est du fort Faron. Il est successivement en contact direct avec les Dolomies, avec les Calcaires Blancs, avec l'Hauterivien et finalement avec l'Urgonien (fig. 29 c). En montant au fort Faron par le sentier au sud, on le voit

très nettement s'enfoncer sous les Calcaires Blancs. Les deux termes plongent toujours au N. W.

Une masse épaisse de brèches cimentées cache malencontreusement les terrains qui passent au pied de l'éperon oriental du Faron. Au nord de cette masse, une coupe E.-W., allant du chemin des Terres Rouges (au N.N.W. de la Valette) au fort de la Croix-Faron, traverse successivement les termes suivants (fig. 30) : Permien, Trias inférieur, Trias moyen, Trias supérieur, Rhétien,

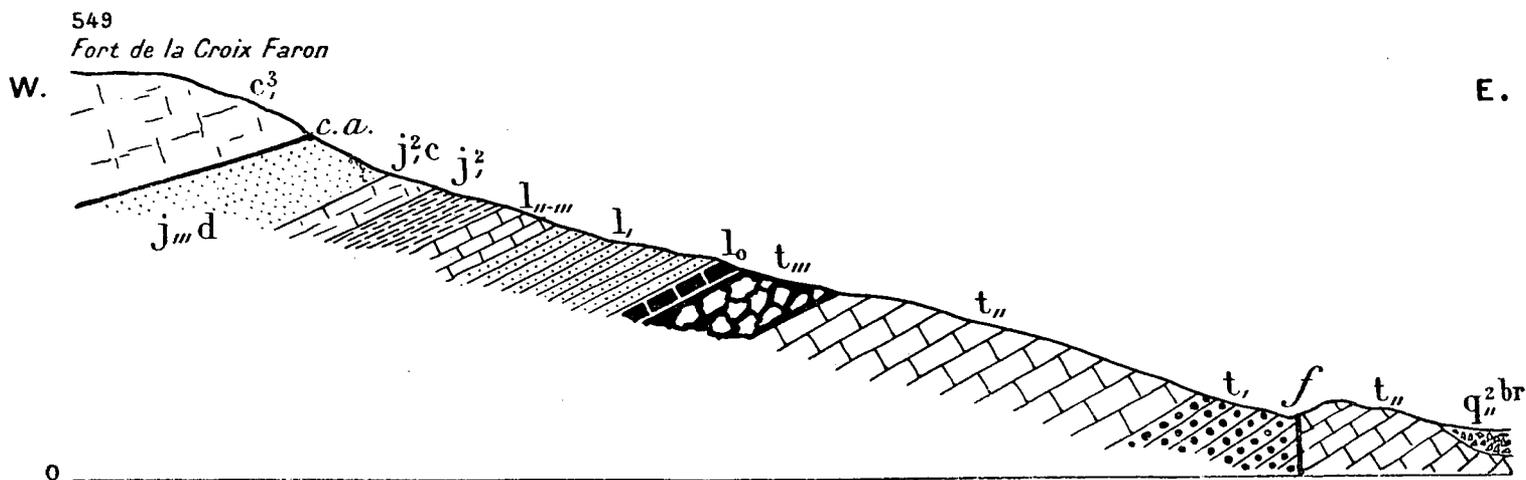


Fig. 30. — Coupe longitudinale de l'extrémité orientale du Faron.

(Échelle : 1/10.000°.)

t_1 , Trias inf^r; t_m , calcaires mésotriasiques; $t_{m,m}$, Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; $l_{m,m}$, Lias moyen et sup^r; j_1^2 , Bathonien marneux; j_2^2c , Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; c^3 , Urgonien; $q^2 br$, brèche quaternaire.

f , faille; $c. a.$, ligne de contact anormal.

Hettangien, Lias à silex, Bathonien marneux, Bathonien calcaire, Dolomies, Urgonien. Sur le versant sud, par contre, aucun des terrains compris entre le Trias moyen et l'Urgonien n'est visible entre le fort Faron et la masse de brèches cimentées. Il est donc probable qu'ils s'arrêtent brusquement à une faille qui n'est autre que le prolongement de la grande faille du versant nord du Faron.

De tous les terrains qui prennent part à la constitution du soubassement du Faron seuls le Trias inférieur et le Trias moyen existent sur toute la longueur du chaînon, depuis le Las jusqu'à la Valette, masqués tout au plus localement par un manteau de brèches quaternaires. Le Trias supérieur n'est visible nulle part. Le Trias moyen supporte directement le Bathonien mar-

neux, le Bathonien calcaire, les Dolomies, les Calcaires Blancs, l'Hauterivien ou l'Urgonien. Une surface de décollement coupe donc en biseau ces divers terrains, en s'élevant graduellement de la cote 20 (nord de Valbourdin) à la cote 340 (est du fort Faron).

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Dans la zone urgonienne méridionale coexistent les accidents tectoniques les plus divers : anticlinal droit avec ennoyage à l'une de ses extrémités, chevauchements attestant la présence d'une nappe de charriage, décollements sur de grandes surfaces, plis déversés en sens inverse du sens général des poussées, failles de tassement. On peut constater, entre quelques-uns de ces accidents, des relations de cause à effet, sur lesquelles il est nécessaire d'insister.

L'anticlinal droit de la Pointe du Cerveau fait affleurer, au S. E. de l'ouvrage, l'Urgonien, l'Hauterivien, les Calcaires Blancs et même les Dolomies. Déjà à 1 km. plus à l'ouest, malgré l'existence de la profonde coupure transversale du val d'Aren, l'Urgonien ne vient plus à l'affleurement. Les deux promontoires qu'il dessine sur le versant est de la vallée correspondent, je l'ai montré plus haut, à la terminaison périclinale de deux anticlinaux secondaires. Sur le versant opposé, l'Aptien affleure seul et le pli de la Pointe du Cerveau s'enfonce sous la nappe de charriage triasique. Il y a donc ennoyage du pli vers l'ouest, ou, ce qui revient au même, relèvement rapide de son axe vers l'est.

Le pli double de la Pointe du Cerveau est droit, mais dissymétrique. Sa dissymétrie ne ressort pas seulement de l'inclinaison inégale des deux flancs, elle se manifeste aussi dans leur différence d'épaisseur. Dans le flanc sud, l'Urgonien s'amincit à l'est et ne tarde pas à disparaître, de sorte que l'Aptien finit par s'appuyer directement sur le noyau du pli, c'est-à-dire sur les Dolomies.

Au delà de Ste-Ternide, le flanc sud disparaît complètement sous une lame de Dolomies, appartenant à la série jurassique renversée, et cette lame, qui constitue évidemment un bord de nappe, s'élève suffisamment haut pour se trouver en contact, au nord du Lançon, avec l'Urgonien du Gros Cerveau.

A l'est du Lançon, la série jurassique renversée a disparu, sauf un petit lambeau de Lias au N. W. d'Ollioules, de sorte que le Trias, plongeant au sud, chevauche directement sur une masse de Dolomies plongeant au N. W.,

sous l'Urgonien du Gros Cerveau, qui, maintenant, forme une grande dalle plongeant également au N. W.

Dans les crêtes qui dominent les gorges d'Ollioules à l'ouest et à l'est, on ne retrouve aucune trace de l'anticlinal de la Pointe du Cerveau, ou plutôt cet anticlinal est réduit à son flanc nord. Toute la moitié sud du pli a disparu et c'est ici que se pose un des problèmes tectoniques les plus intéressants de la Basse-Provence. On est amené à se demander ce qu'est devenue cette moitié sud.

L'hypothèse qui vient à l'idée tout d'abord, c'est que l'Urgonien et l'Ap-tien, qui, plus à l'ouest, constituent le flanc sud de l'anticlinal, sont réduits, à l'est de S^{te}-Ternide, par étirement, à une faible épaisseur et sont entièrement cachés soit par le Jurassique du flanc inverse, soit par le Trias du flanc normal du pli couché du Beausset. Mais il faudrait admettre un laminage complet de tout l'Urgonien, ce qui serait plausible s'il s'agissait du flanc inverse d'un pli couché; or nous sommes en présence de l'un des flancs d'un pli droit, et, dans cette catégorie de plis, un pareil étirement, portant sur une épaisseur de plus de 200 m. de calcaires rigides, serait quelque chose de tout à fait insolite. Et d'ailleurs la retombée des Dolomies au sud a également disparu.

En présence de ces difficultés, j'ai eu recours à une autre hypothèse [14]. J'ai supposé que l'anticlinal de la Pointe du Cerveau, peu après sa formation, avait été partiellement démantelé par l'érosion, de telle sorte que, dans sa moitié orientale, le pli s'était trouvé réduit à son flanc nord, les terrains de la nappe du Beausset se trouvant ainsi, sur le versant sud, en contact direct avec les Dolomies du noyau de l'anticlinal. J'ai donné précédemment les raisons qui me conduisaient à admettre, pour la cuvette de Bandol, un démantèlement portant sur tous les terrains postérieurs au Jurassique. Rien ne s'oppose donc à ce que l'on fasse appel à la même hypothèse pour expliquer la disparition de tout le flanc sud de l'anticlinal du Cerveau.

Cette hypothèse rend compte, en outre, d'une des particularités les plus singulières du soubassement jurassique du Croupatier, l'existence, sur le versant méridional de ce chaînon, de plis déversés vers le sud, ou plus exactement au S. E. La disparition, au sud de la zone urgongienne méridionale, de tous les termes de la série crétacée, a transformé cet arrière-pays démantelé en une région de moindre résistance. La contraction continuant à agir après la formation de l'anticlinal du Cerveau et après sa dénudation partielle, il s'est

produit des poussées au vide, dirigées vers le S.E., et elles ont donné lieu à de véritables plis en retour (« Rückfaltung » Suess), déversés dans cette même direction.

Il ne semble pas qu'il y ait aucune relation de cause à effet entre la formation de ces plis en retour et l'existence, dans la partie orientale et septentrionale du chaînon du Croupatier, de phénomènes de décollement à la base de la dalle urgonienne. Sur le bord méridional, on n'observe, au pied de la falaise d'Urgonien, que des étirements locaux, portant sur l'Hauterivien et sur les Calcaires Blancs, terrains dont la suppression par laminage est fréquente en Provence. Il n'est même pas possible, en raison des difficultés d'accès, d'affirmer d'une manière certaine l'absence des deux terrains partout où, sur la carte, leursaffleurements ont été supposés interrompus.

Au nord-est du chaînon, les lacunes sont, par contre, certaines et elles embrassent une série de terrains de plus en plus étendue à mesure que l'on se dirige vers le nord. La cause du décollement ne peut donc pas être cherchée au sud, elle se trouve au nord, et j'aurai l'occasion, dans les chapitres suivants, de signaler encore d'autres faits favorables à cette interprétation. Je serai amené, dès lors, à revenir sur cette question des décollements.

La grande surface de décollement dont on constate l'existence dans le soubassement du Faron coupe elle aussi en sifflet les couches successives inférieures à l'Urgonien, mais c'est dans l'est que la lacune est la plus importante.

Il n'est pas facile, dans ces conditions, de raccorder la dalle urgonienne du Croupatier avec celle du Faron, d'autant plus que celle-ci est affaissée le long d'une faille, tandis que le prolongement de celle-là vers l'est a disparu par dénudation, par suite du relèvement axial que l'on constate déjà au Baou de Quatre Heures.

Des difficultés encore plus considérables surgissent si l'on essaie de raccorder le soubassement méridional du Croupatier avec celui du Faron, ou, en d'autres termes, si l'on cherche à établir la correspondance des deux rives du Las en amont des Routes.

En remontant le cours de la rivière, sur la rive occidentale, on rencontre, au nord des Routes, au lieu des calcaires mésotriasiques qui, sur la rive opposée, supportent le fort Rouge, une colline dont le grand axe, orienté N.W.—S.E., est parallèle au grand axe de la hauteur des Arènes mais perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal du fort des Pomets (p. 209). Elle est constituée

par le Lias : dolomies hettangiennes au pied sud-ouest, calcaires à silex au sommet et sur le versant opposé. Les deux termes parfaitement concordants plongent au N. E. La série se continue tout à fait normalement, au delà d'un petit vallon, par le Bathonien marneux, suivi du Bathonien calcaire, plongeant tous deux au N. E., comme le Lias. Plus en amont, le Bathonien calcaire plonge en sens inverse et s'appuie, au sud des fours à chaux, sur du Bathonien marneux, qui pend également au S. W. La colline de Bathonien calcaire, qui culmine à la cote 96,3, constitue donc un synclinal symétrique très ouvert, dont l'axe est orienté N. W.—S. E., comme celui de la colline liasique. Rien de pareil sur la rive orientale, où les couches plongent uniformément au nord. Par contre, on ne rencontre pas de Dolomies sur la rive ouest, et l'on n'y observe aucun accident qui puisse être envisagé comme la continuation de la grande faille W.—E. du Faron.

Malgré la présence de Bathonien marneux et de Bathonien calcaire sur les deux rives du Las, si l'on essaye de raccorder les terrains de ces deux rives, on se heurte à des impossibilités.

Il est donc nécessaire d'admettre l'existence d'un accident transversal suivant, sur une certaine longueur, le cours du Las et complètement masqué par les alluvions de la rivière. Cet accident n'est évidemment pas autre chose que le prolongement de la ligne de contact anormal qui sépare les terrains du soubassement de ceux de la masse principale du Faron et qui se traduit, au nord du fort Rouge, par la superposition directe du Bathonien marneux aux calcaires mésotriasiques. Entre ce point et la grande faille verticale du versant nord du Faron, la surface d'étirement tranche obliquement par la base le Bathonien marneux, le Bathonien calcaire et les Dolomies néojurassiques; elle sépare les affleurements de ces terrains de ceux de la rive droite du Las. Les deux séries sont superposées, d'où l'impossibilité de les raccorder. On comprend maintenant pourquoi l'Urgonien du Faron n'est pas dans le prolongement de celui du Croupatier et du Baou de Quatre Heures : ils appartiennent à deux unités tectoniques différentes.

CHAPITRE V.

LA ZONE DES IMBRICATIONS.

APERÇU GÉNÉRAL.

En avant de la zone des crêtes urgoniennes se trouve une nouvelle zone de dépressions, limitée au nord par des sommets crétacés, Caoumé, mont Combe, Coudon, qui appartiennent encore au bassin du Beausset et en constituent le bord méridional. Ces dépressions sont au nombre de trois et sont réunies l'une à l'autre par des cols peu élevés.

La plus occidentale est celle du Broussan. C'est une petite plaine cultivée, dont l'altitude moyenne est d'environ 280 m. On y voit affleurer des calcaires urgoniens, aptiens et mésotriasiques et des dolomies hettangiennes. Elle est en partie encombrée d'alluvions provenant des torrents qui s'y déversent et qui — en dehors des périodes de sécheresse — collectent, à l'est, les eaux des vallons du Corps de Garde et des Garniers; au nord, celles qui, traversant un défilé creusé dans les grès sénoniens, proviennent des territoires turoniens et cénomaniens de la Barillière, de Turben et de Robœuf. L'écoulement de toutes ces eaux s'effectue au sud par les gorges étroites du Destel, entièrement creusées, comme celles d'Ollioules, où elles viennent déboucher, dans l'Urgonien du chaînon Gros Cerveau-Baou de Quatre Heures

La dépression du Broussan est dominée, à l'ouest, par l'Estrèche ou hauteur du Destrier (434,7 m.), témoin de la nappe basaltique d'Évenos; au sud, par l'Urgonien du Croupatier (515,4 m.); au nord, par une colline de calcaires sénoniens (427 m.); à l'est, par un petit sommet conique de Dolomies jurassiques (485 m.). Elle communique à l'est avec la dépression de Dardenne par le col du Corps de Garde, auquel on accède par le vallon du même nom, dont le thalweg est constitué, de même que le versant sud, par les calcaires marneux du Bathonien, tandis que, sur le versant nord, la route entame en outre, à plusieurs reprises, les couches bajociennes et liasiques.

La dépression de Dardenne est beaucoup plus étendue. Elle est disséquée par plusieurs vallons en un certain nombre de collines, dont la plus élevée n'atteint pas 300 m. et à la constitution desquelles prennent part tous les termes de la série secondaire, depuis le Trias moyen jusqu'aux Dolomies néojurassiques. Les torrents qui ont modelé ces collines s'écoulent tous au sud, mais leur cours est tortueux, de sorte qu'il est tantôt « subséquent », tantôt « conséquent », tantôt encore tout à fait oblique à la direction des couches. Leurs eaux se réunissent pour former la rivière du Las, qui coule dans la vallée de Dardenne. Ils portent, de l'ouest à l'est, les noms de vallon des Pomets, vallon du Fontanier, Mal Vallon, vallon du Revest et vallon du Ragas. Le premier part du col du Corps de Garde, les trois suivants descendent des contreforts du Caoumé, le dernier a son origine aux sources du Ragas, aujourd'hui retenues par le beau barrage de Dardenne.

En outre des précédents, le vallon de la Ripèle, creusé dans le Lias et dans le Bathonien marneux, débouche dans le Las en face des moulins de Dardenne. Orienté d'abord W.-E., puis W. N. W.-E. N. E., il aboutit au seuil, élevé de 210 m. seulement, qui met en communication la dépression de Dardenne avec la plus orientale des trois dépressions, celle de la Valette.

Celle-ci résulte de la rencontre de deux vallons, dont le plus occidental est situé dans le prolongement direct du vallon de la Ripèle, mais traverse des terrains plus anciens (Trias moyen et supérieur), les ramifications d'un torrent tributaire qui entame son versant nord ayant seules creusé leur lit dans le Lias. Le vallon oriental descend de l'ensellement qui rattache les pentes sud du Coudon à la hauteur Baudouvin (294 m.); ses tributaires du versant nord naissent au pied du Coudon et entament également les couches liasiques.

Les deux torrents se réunissent au nord de la Valette, dans la plaine des Horts, où ils ont profondément entamé les alluvions anciennes. Les collines qui encadrent la plaine sont toutes formées à leur base par les trois termes du Trias, sous lesquels apparaît par places le Permien.

La tectonique des trois dépressions qui nous occupent peut paraître à première vue extrêmement simple.

Un géologue qui se rendrait par des moyens rapides au col du Corps de Garde et qui commencerait ses observations en ce point n'y verrait qu'une série normale, allant de l'Hettangien au Bathonien marneux, plongeant très régulière-

ment au S.W. et s'enfonçant au sud sous l'Urgonien du Baou de Quatre Heures, tout en s'appuyant au nord sur l'Urgonien du flanc sud du Caoumé. De même, s'il n'étudiait que le vallon de la Ripèle, il verrait, sur le versant méridional, une série normale, allant du Lias à silex aux Dolomies néojurassiques et plongeant régulièrement au sud et il retrouverait, sur le versant septentrional, la même série plongeant non moins régulièrement vers le nord et s'enfonçant sous l'Urgonien du mont Combe. On est donc ici en présence d'une simple voûte, dont la région axiale est entamée par l'érosion jusqu'au Lias.

Mais ce sont là des points exceptionnels. La disposition en voûte ne s'observe pas ailleurs et les plongements sont à peu près partout S. ou S.W., mais avec des répétitions de couches, des renversements et des contacts anormaux extrêmement fréquents. Quelques lambeaux de couches triasiques apparaissent au milieu des couches jurassiques d'une manière assez inattendue, de sorte que Marcel Bertrand [16, p. 777; 36, p. 309; 39, p. 87] avait été conduit à les envisager comme des témoins d'une masse en recouvrement enfouis dans leur substratum. J'ai moi-même, dans mes premières courses, adopté cette manière de voir [5]. Plus tard, en levant au 1/10 000^e et, pour certains points particulièrement difficiles, au 1/5 000^e la carte géologique de la dépression de Dardenne, j'ai eu des doutes sur cette interprétation et j'ai été porté finalement à considérer comme enracinés ces lambeaux triasiques. Quoi qu'il en soit, le trait dominant de la tectonique des trois dépressions est la structure imbriquée.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

En m'appuyant sur une série de coupes plus ou moins parallèles, perpendiculaires à la direction des couches, je vais maintenant, procédant en général de l'ouest à l'est, décrire en détail la tectonique des trois dépressions. Après cette description, un choix entre les deux interprétations proposées sera sans doute possible.

DÉPRESSION DU BROUSSAN. — L'Urgonien sur lequel est construit le hameau du Broussan traverse à l'ouest le ravin du Destel et forme, sur la rive droite, un escarpement, couronné par un témoin de la coulée de basalte d'Évenos, que l'on suit au N. E. jusqu'au château, où il se termine en pointe et fait

place à une bande d'Aptien renversé. Son soubassement est constitué par des calcaires mésotriasiques, que l'on retrouve sur la rive gauche, où ils s'enfoncent sous l'Aptien. Mais, tandis que ceux-ci présentent l'aspect habituel du « Muschelkalk », ceux de la rive droite sont très compacts, d'un gris très clair et j'aurais hésité à les attribuer au Trias moyen si je n'y avais trouvé des articles de tige d'*Encrinus liliiformis* Lam. fort bien conservés. Ils sortent de dessous l'Urgonien, à l'ouest des Cadières (fig. 31 a), et s'étendent jusqu'au Château, où ils s'appuient sur l'Aptien renversé qui traverse le vallon.

Entre le Broussan et les Garniers, on coupe successivement, du S.W. au N.E., l'Urgonien, l'Aptien, le Trias moyen, l'Hettangien, le Lias à silex et l'Aptien (fig. 31 b, c).

Tous ces termes plongent au S.S.E. et se présentent en superposition inverse. Entre le Château et les Garniers, une lame de cargneules du Trias supérieur s'intercale entre le Trias moyen et l'Hettangien. Sur le chemin de Robœuf, elle est en contact direct avec l'Aptien, vertical en ce point, mais le Rhétien est entièrement étiré. On voit donc s'intercaler, au nord-est du Broussan, entre deux lames d'Aptien, une *série renversée*, allant du Trias moyen au Lias supérieur, où manque par places le Trias supérieur et où le Rhétien semble avoir partout disparu par étirement. Toutes ces couches plongent au S.S.E.

Si l'on essaie de suivre vers l'est la lame d'Hettangien, on la voit s'enfoncer, partout où elle n'est pas cachée sous les alluvions d'un petit torrent, sous une masse jurassique, formée à la base de Bathonien calcaire et jusqu'au sommet, coté 485 m., par les Dolomies (fig. 31 c). Elle reparait, immédiatement à l'est du sommet, avec le même plongement au sud et passe donc sous la masse jurassique. Quant à la lame de Lias à silex, elle forme coin entre le Bathonien calcaire, au sud, et l'Aptien renversé, au nord, et disparaît ensuite sous les Dolomies.

Au chapitre précédent, j'ai signalé l'existence, au débouché du vallon du Corps de Garde dans la plaine du Broussan, d'un lambeau de Dolomies, intercalé entre la dalle urgonienne du Baou de Quatre Heures et son soubassement bathonien. Ce lambeau fait corps en profondeur avec la masse jurassique qui culmine à la cote 485; il n'en est séparé que par une lame d'Aptien à Orbitolines et par un gros bloc d'Urgonien, visible sur le bord septentrional de la route. Ce dernier est évidemment un témoin avancé de la dalle du

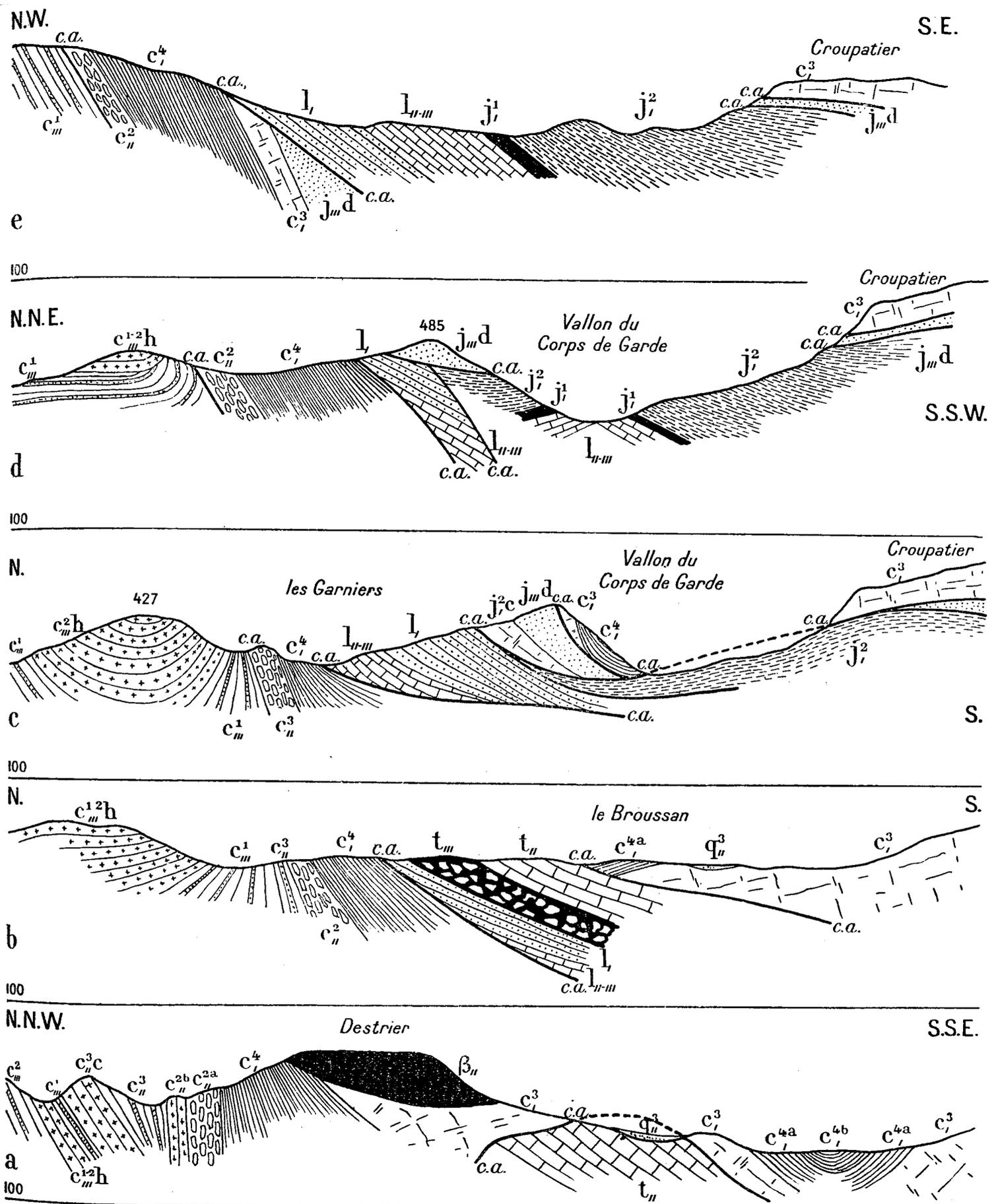


Fig. 31. — Coupes transversales à travers la dépression du Broussan.

(Échelle : 1/10 000°.)

t_1 , calcaires mésotriasiques; t_2 , Trias sup^r; l_1 , Hettangien; l_{2-3} , Lias moyen et sup^r; j_1^1 , Bajocien; j_2^1 , Bathonien marneux; j_2^2 , Bathonien calcaire; $j_{m,d}$, Dolomies néojurassiques; c^3 , Urgonien; c^4 , Aptien; c_2^3 , Cénomaniens; c_2^4 , Turonien; c_1^1 , grès coniaciens; $c_1^{1-2}h$, calcaires à Hippurites coniaciens et santoniens; q_2^3 , Alluvions.

c. a., ligne de contact anormal.

Baou de Quatre Heures. L'Aptien est placé dans le prolongement de celui du Broussan; mais il en est séparé par un petit affleurement d'Hettangien continu avec celui des Garniers, qui, un peu plus au nord, sépare la lame de calcaires mésotriasiques de la masse jurassique (cote 485). L'Hettangien s'enfonce donc sous l'Aptien et l'Urgonien à une profondeur indéterminée, tandis que le Trias moyen est tranché à la base par la surface de décollement et est ici dépourvu de racines.

Le Bathonien marneux, qui constitue le versant sud du vallon du Corps de Garde et qui supporte presque partout directement la dalle urgonienne du Baou de Quatre Heures, traverse le vallon en amont du lambeau de Dolomies et peut être suivi, sur le versant nord, jusque sous les rochers dolomitiques du sommet 485 (fig. 31 d). Il est d'abord séparé des Dolomies par du Bathonien calcaire, qui ne tarde pas à s'étirer vers le N.E. Un accident transversal le met ensuite en contact, sur une longueur de moins de 50 m., avec la bande des Garniers. Celle-ci reparait, comme je l'ai dit plus haut, à l'est du sommet, sous les Dolomies.

Plus en amont, le versant nord du vallon du Corps de Garde est constitué en partie par le Lias à silex, qui plonge généralement au S.E. et s'enfonce sous le Bathonien marneux du versant sud, dont il constitue le substratum normal. M. Lanquine a en effet découvert, au contact des deux formations, un mince liséré de Bajocien fossilifère (couches à *Witchellia*). La route traverse à plusieurs reprises les bancs qui représentent cet étage et de petites failles transversales donnent lieu à des répétitions de couches.

Au nord, le Lias à silex repose normalement sur l'Hettangien de la bande des Garniers. Il ne doit pas être confondu avec celui des Garniers, qui s'enfonce, au contraire, sous l'Hettangien et appartient au flanc inverse d'un anticlinal couché, dont, à l'ouest (fig. 31 c), le flanc normal est étiré, tandis qu'à l'est ce Lias renversé est étiré, l'Aptien, également renversé supportant directement l'Hettangien. Les deux termes, en contact anormal, plongent uniformément (fig. 31 e) au S.W.

La bande de Lias à silex passe au nord du col du Corps de Garde; elle se termine bientôt en fond de bateau, entourée de trois côtés par le prolongement de la bande hettangienne qui, à environ 200 m. à l'est du col, se substitue brusquement au Bathonien marneux. Nous sommes arrivés ainsi au versant de Dardenne, dont l'étude doit être entreprise par un autre côté.

DÉPRESSION DE DARDENNE. — En raison de l'extrême complication tectonique de la dépression de Dardenne (carte A), au lieu de suivre dans le sens longitudinal les divers accidents tectoniques, je décrirai successivement, d'aval en amont, les quatre vallons qui la dissèquent, en intercalant dans cette étude celle des croupes qui séparent ces vallons les uns des autres.

Vallon des Pomets. — Si l'on remonte le vallon des Pomets, en suivant soit le chemin du thalweg, soit la route du Broussan, établie à flanc de coteau sur la rive droite, on traverse d'abord l'anticlinal liasique du fort, dont il a été question précédemment (p. 209), et l'on pénètre ensuite dans une masse puissante de Bathonien marneux, faiblement incliné au sud, qui supporte normalement le Bathonien calcaire du Nest et des Dolomies néojurassiques. Immédiatement avant d'arriver au hameau des Pomets, on traverse une bande de Lias à silex et des dolomies hettangiennes. Ces deux termes possèdent leur épaisseur normale dans le fond du vallon, mais sont fortement étirés sur la route, si bien qu'à quelques mètres au-dessous du hameau, on rencontre déjà le Rhétien. Cette réduction s'explique par le voisinage d'une faille à peu près verticale, orientée sensiblement W.-E., qui ramène au nord des couches plus anciennes, le Rhétien venant buter contre l'Hettangien, l'Hettangien, contre le Lias à silex et le Bathonien marneux. Le Rhétien se présente sur le bord de la route en gros bancs de calcaires compacts, à peu près horizontaux, qui en face, sur la rive gauche, forment, dans une carrière abandonnée, une petite voûte surbaissée. J'avais autrefois [5] confondu ces calcaires avec ceux du Bathonien supérieur, mais ils passent insensiblement aux dolomies de l'Hettangien qui les recouvrent et qui supportent elles-mêmes les calcaires à silex du Lias du sommet coté 383,9. Cette série plonge nettement au N. W. et s'enfonce normalement à l'ouest sous le Bathonien marneux du col du Corps de Garde. Son pendage tout à fait insolite fait toutefois place assez brusquement, plus au nord, au pendage sud, qui est le plus habituel dans toute la dépression de Dardenne. A 300 m. au nord des Pomets, l'Hettangien se redresse et laisse apparaître son substratum, qui n'est ici ni le Rhétien, ni le Trias supérieur, mais le Trias moyen, reconnaissable, près du pont, à ses vermiculations caractéristiques et à la présence de *Cænothyris vulgaris* Schloth. sp. et de *Hærnesia socialis* Schloth. sp. (fig. 32 a, pl. A, 4).

Nous reviendrons tout à l'heure sur cette singulière apparition des calcaires mésotriasiques. Au lieu de suivre les lacets de la route, nous prenons le

raccourci, qui ne s'éloigne guère du fond du vallon. Nous rentrons dans l'Hettangien, puis, brusquement, à peu près à la limite des communes du Revest et d'Évenos, nous rencontrons du Bathonien marneux plongeant au sud

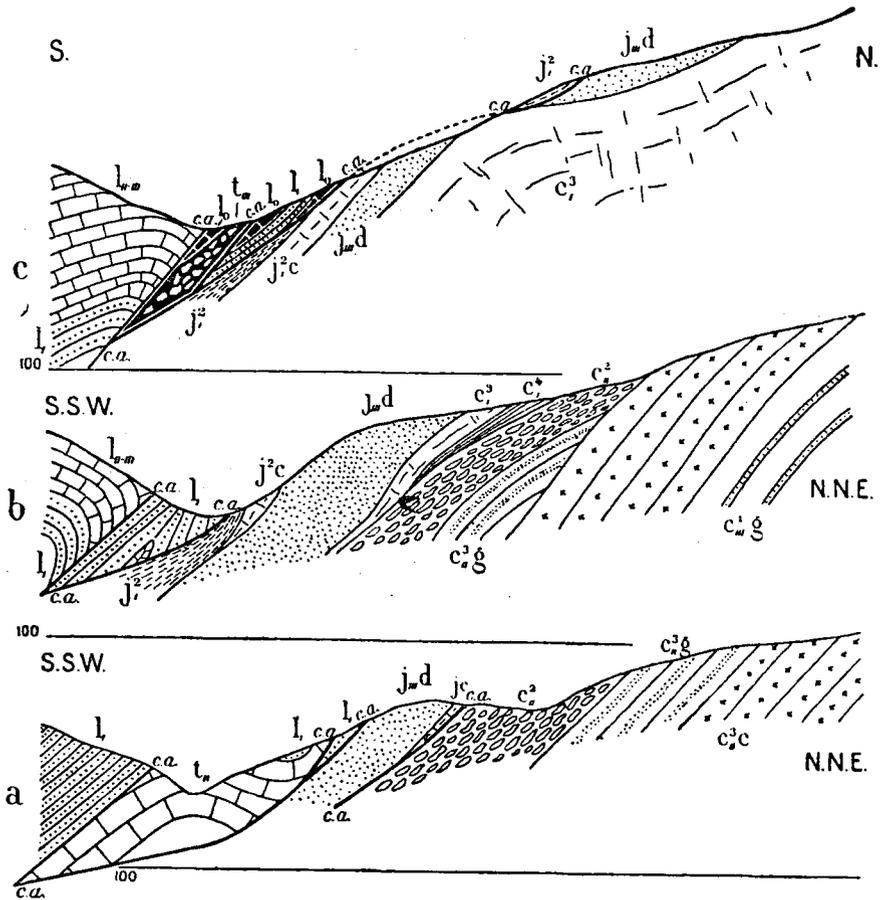


Fig. 32. — Coupes transversales de la partie supérieure du vallon des Pomets.

(Échelle : 1/10 000°.)

t_m , Trias moyen; t_m , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; l_{m-m} , Lias moyen et sup^r; j_1^1 , Bajocien; j_2^2 , Bathonien marneux; j_2^2c , Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; $j_m c$, calcaires néojurassiques; c_3^3 , Urgonien; c_4^4 , Aptien; c_2^2 , Cénomaniens; c_2^2g , Turonien gréseux et sableux; c_2^2c , Turonien calcaire; c_1^1 , Coniacien gréseux.

c. a., contact anormal.

et s'appuyant au nord sur le Bathonien calcaire, sous lequel s'enfoncent à leur tour les Dolomies du Jurassique supérieur. En ce point, une coupe dirigée à peu près N.-S. pourrait faire croire à l'existence d'un synclinal droit, dont l'axe correspondrait au thalweg du vallon. Mais le flanc méridional est

constitué par une série normale (Hettangien, Lias à silex), le flanc septentrional, par une série renversée (Bathonien marneux, Bathonien calcaire, Dolomies néojurassiques). Il est manifeste qu'un important accident sépare les deux séries. En suivant toujours le raccourci, nous rencontrons en effet, 100 m. plus loin, des couches hettangiennes, rhétiennes, néotriasiques, qui viennent s'intercaler entre le Lias normal du flanc sud et le Bathonien renversé du flanc nord, et cette apparition est évidemment en relation avec cet accident (fig. 32 b, c.).

Pour compléter nos observations dans cette partie compliquée du vallon des Pomets, revenons en arrière et suivons maintenant les lacets de la route du Broussan, à partir du pont sur lequel celle-ci traverse le torrent des Pomets. Le pont lui-même est bâti sur une voûte superbe de calcaires mésotriasiques (pl. A, fig. 4), dont les flancs s'enfoncent au sud et au nord sous l'Hettangien (fig. 32 a). Le premier lacet de la route est tracé sur le sommet de la voûte et entame les calcaires mésotriasiques, horizontaux au tournant. Il coupe, en outre, un lambeau allongé de dolomies hettangiennes, pincé dans un léger repli de ces calcaires.

Au N. E. la surface de contact des deux formations se renverse et c'est l'Hettangien qui s'enfonce sous le Trias moyen. Il s'appuie sur un petit lambeau de Lias à silex, visible un peu avant le point où le chemin du Revest franchit le ravin de Pardiguières, et est donc lui-même renversé.

Le Trias moyen se termine en pointe à l'ouest au milieu de l'Hettangien et, de même, celui-ci se coince entre le Lias qui descend de la cote 383,9 et le Bathonien marneux, déjà signalé sur le raccourci.

Limité au nord par le Bathonien calcaire sur lequel il s'appuie, ce Bathonien marneux affleure le long de la route, sur une longueur de 150 m. environ, après quoi il disparaît de nouveau sous l'Hettangien.

La route décrit maintenant un tournant brusque, ouvert à l'est, et entame des affleurements de Trias supérieur, de Rhétien et d'Hettangien, que nous avons déjà rencontrés sur le raccourci. Le Trias supérieur apparaît dans un anticlinal déversé au N. E., dont le flanc normal, constitué par le Rhétien, s'enfonce sous le Lias de la rive gauche et dont le flanc renversé est formé par l'Hettangien, sous lequel s'enfonce le Bathonien marneux, le Rhétien étant ici entièrement étiré. Pour suivre cet anticlinal, il nous faut rejoindre le lacet suivant par le raccourci et nous constatons alors que, plus à l'ouest et 20 m. plus haut environ, il s'est redressé et se présente ici sous la forme d'une

petite voûte symétrique de Rhétien, dont l'axe est orienté N.W.—S.E. Les couches du flanc nord-est s'enfoncent sous l'Hettangien, qui plonge d'abord au N.E., mais se redresse bientôt, pour laisser de nouveau apparaître le Rhétien, plongeant maintenant au S.E. et s'appuyant soit sur le Bathonien marneux, soit directement sur le Bathonien calcaire.

Si nous avons suivi le grand lacet que décrit la route vers l'est, nous aurions recoupé deux fois le Bathonien marneux et le Bathonien calcaire et nous serions arrivés au terme le plus récent du Jurassique renversé, aux Dolomies néojurassiques, sur lesquelles la route décrit un grand tournant ouvert à l'ouest, à l'endroit où s'en détache le chemin horizontal qui conduit dans le vallon de Pardiguières (fig. 32).

Après avoir retrouvé le Rhétien et l'Hettangien, au point où ils s'appuient directement sur le Bathonien calcaire, nous rentrons dans le Bathonien marneux et nous le voyons s'enfoncer au sud sous l'anticlinal que nous venons de décrire.

Jusqu'au col du Corps de Garde, le raccourci ne traverse plus que du Bathonien marneux. Il en est de même de l'avant-dernier lacet de la route, dont le tournant entame des couches plongeant au N.E., tandis que, plus au sud et plus au nord, on observe de nouveau les plongements habituels au S.W.

Le dernier lacet, enfin, pénètre de nouveau dans une masse de dolomies hettangiennes et sa boucle, ouverte à l'ouest, se trouve sur du Rhétien presque horizontal, qui forme le noyau d'une petite voûte. L'Hettangien s'élève au nord, sur le flanc méridional du Caoumé, jusqu'à la cote 540. Il s'appuie sur une grande lame de Dolomies néojurassiques et, plus à l'ouest, directement sur l'Urgonien et même sur l'Aptien. Il se divise en deux branches qui contournent un affleurement de Lias à silex formant cuvette. La branche septentrionale peut être suivie à l'ouest jusque vers les Garniers, non loin du Broussan. Elle a été décrite plus haut (p. 224). Sa branche méridionale s'enfonce au S.W. sous le Bathonien marneux du col. Le Lias à silex manque ici par étirement. On a vu précédemment qu'à l'ouest du col, on est, par contre, en présence d'une série normale continue, allant de l'Hettangien au Bathonien marneux et plongeant régulièrement au S.W.

Vallon de Pardiguières et crête de Marlet. — Le vallon de Pardiguières, dont le nom ne figure pas sur la nouvelle carte au 1/50 000^e, est le plus oriental des deux vallons dont la réunion, un peu en aval du pont, constitue le vallon

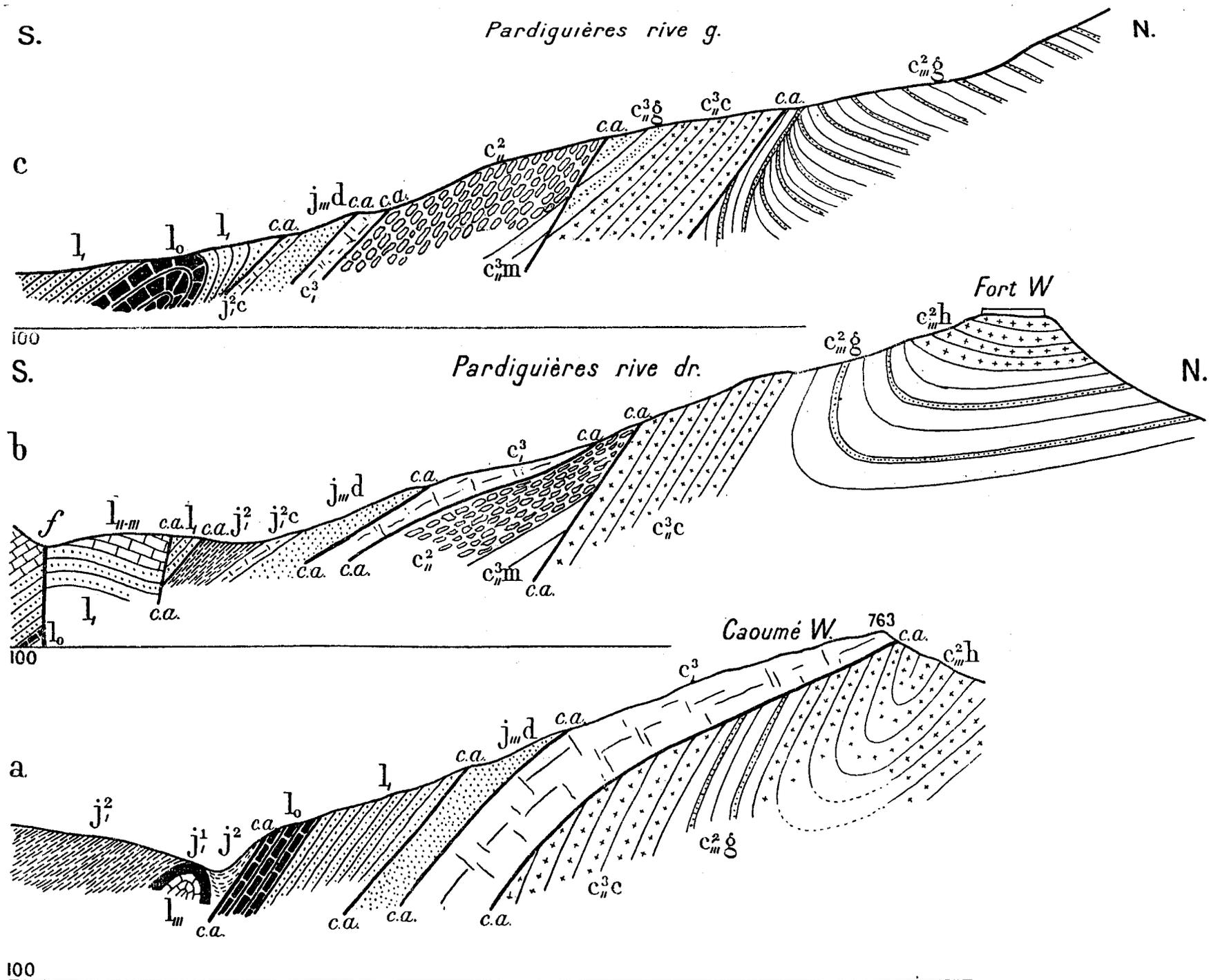


Fig. 33. — Coupes dans le flanc sud du Caoumé W. et dans le vallon de Pardiguières.

(Échelle : 1/10 000°.)

l_0 , Rhétien; l_1 , Hettangien; l_{m-m} , Lias moyen et sup^r; j_1 , Bajocien; j_2^2 , Bathonien marneux; $j_2^2 c$, Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; c_3^3 , Urgonien; c_m^2 , Cénomaniens; $c_m^3 m$, Turonien marneux; $c_m^3 g$, Turonien gréseux et sableux; $c_m^3 c$, Turonien calcaire; $c_m^2 g$, grès coniaciens et santoniens; $c_m^2 h$, calcaires à Hippurites santoniens.

c. a., contact anormal; *f*, faille.

des Pomets (fig. 33). Il est presque entièrement creusé dans la série crétacée renversée, dont je réserve l'étude pour le chapitre suivant. Il forme, avec le tronçon moyen du vallon des Pomets, une coupure transversale N.-S., qui est séparée de la coupure suivante, le vallon de Fontanier, par une crête peu saillante et légèrement sinueuse, que j'appellerai la *crête de Marlet*. C'est plutôt une série de croupes arrondies ou de collines d'altitude décroissante, séparées par des ensembles ou par des replats, qui descend des premiers contreforts du Caoumé jusque dans la vallée de Dardenne.

A l'est des premiers moulins et de la chapelle Saint-Pierre s'élève une colline, cotée 162 m. sur le Plan Directeur, presque entièrement constituée par du Lias à silex, sur lequel s'appuie normalement au sud le Bajocien, tandis que l'Hettangien apparaît derrière la chapelle.

Une véritable coulée de brèches cimentées encombre tout le vallon au nord de la colline. Près de l'ensellement par où ce vallon communique avec celui des Pomets, le Bathonien marneux apparaît cependant sous les brèches; il plonge au S.E. et s'enfoncé évidemment sous le Lias de la colline, qui forme donc un anticlinal déversé au N.W. (fig. 34 c).

Le chemin de crête qui s'élève de l'ensellement vers le N.E. jusque vers la cote 200, est entièrement établi sur des tufs calcaires. Par contre, sur les deux versants, on voit apparaître du Lias à silex, dont les bancs plongent au sud, en s'enfonçant sous le Bathonien marneux, et s'élèvent ensuite sur la croupe jusqu'à la cote 270 m., à partir d'où le grand développement des brèches de pente cimentées masque de nouveau les affleurements. L'Hettangien apparaît toutefois sous le Lias à silex sur les deux versants de la colline, c'est la continuation de celui des Pomets, il plonge comme lui au sud.

A 200 m. à l'ouest de Marlet, il s'appuie sur du Bathonien calcaire, qui lui-même s'appuie sur les Dolomies néojurassiques ou sur l'Urgonien et fait donc partie de la série jurassique renversée des flancs sud du Caoumé. A l'est de Marlet, il repose, par contre, sur une masse importante de Bathonien marneux, qui plonge au sud et sous laquelle s'enfoncé au nord une énorme dalle d'Urgonien. Le Bathonien calcaire et les Dolomies ont entièrement disparu (fig. 34 c). On n'observe non plus ici rien qui rappelle les pointements anticlinaux du haut du vallon des Pomets.

Vallon du Fontanier et Mal Vallon. — Le vallon du Fontanier débouche dans la vallée du Las près de la chapelle Saint-Pierre. En remontant son

thalweg, on rencontre d'abord une bande d'Hettangien, puis on traverse, à partir du tournant de la route du Revest, un affleurement de Lias à silex sur une largeur de 500 m., après quoi on rentre dans l'Hettangien, sans avoir rencontré le prolongement vers l'est du synclinal de Bathonien marneux, dont la présence a donné lieu à l'ensellement de la crête de Marlet. De même, les deux bandes d'Hettangien que nous venons de traverser se rejoignent à l'est et le Lias à silex n'atteint pas la crête qui sépare le vallon du Fontanier du vallon de la Salvatte. Cette disparition successive du Bathonien et du Lias à silex s'explique par un relèvement graduel vers le nord-est de l'axe du synclinal du Nest, grâce auquel des termes de plus en plus anciens ont été enlevés par l'érosion. Et, en effet, le Lias à silex, non loin de sa terminaison orientale, pend nettement au S. W.

Dans le fond du vallon, le second Hettangien plonge au sud et l'on ne tarde pas à voir apparaître, au Fontanier même, une lame de Rhétien et les cargneules du Trias supérieur. C'est l'extrémité ouest d'une bande anticlinale, qui va en s'élargissant vers l'est. Plus au nord, sur le chemin horizontal qui mène à la route du Revest, on rencontre un nouvel Hettangien plongeant encore au sud et constituant donc le flanc inverse d'un anticlinal déversé au nord. Je n'ai observé le Rhétien que dans le flanc normal; il semble manquer totalement dans le flanc inverse.

Autant que l'abondance des éboulis qui encombrant le cirque du Fontanier permet les observations, on peut constater que l'Hettangien du flanc inverse de l'anticlinal s'adosse contre une masse rocheuse de Dolomies néo-jurassiques, couverte de bois épais (fig. 34 b).

En escaladant les escarpements embroussaillés, on atteint plus au nord le substratum de ces Dolomies, c'est une barre de calcaires bathoniens (cotes 277,1 et 291,1), d'où on jouit d'une belle vue sur toute la dépression de Dardenne. Elle fait un contraste frappant avec les pentes cultivées qui lui succèdent au nord et qui correspondent à un large affleurement de Bathonien marneux. Le chemin qui va des Pomets au Revest le traverse sur une longueur de plus de 700 m. Les couches plongent toujours au sud et s'appuient directement au nord sur la grande dalle d'Urgonien (pl. B, 3).

Contrairement à ce qui a lieu dans le haut du vallon des Pomets, c'est une série normale, allant du Bathonien marneux aux Dolomies, et non une série renversée, qui s'adosse contre l'Urgonien des pentes sud du Caoumé.

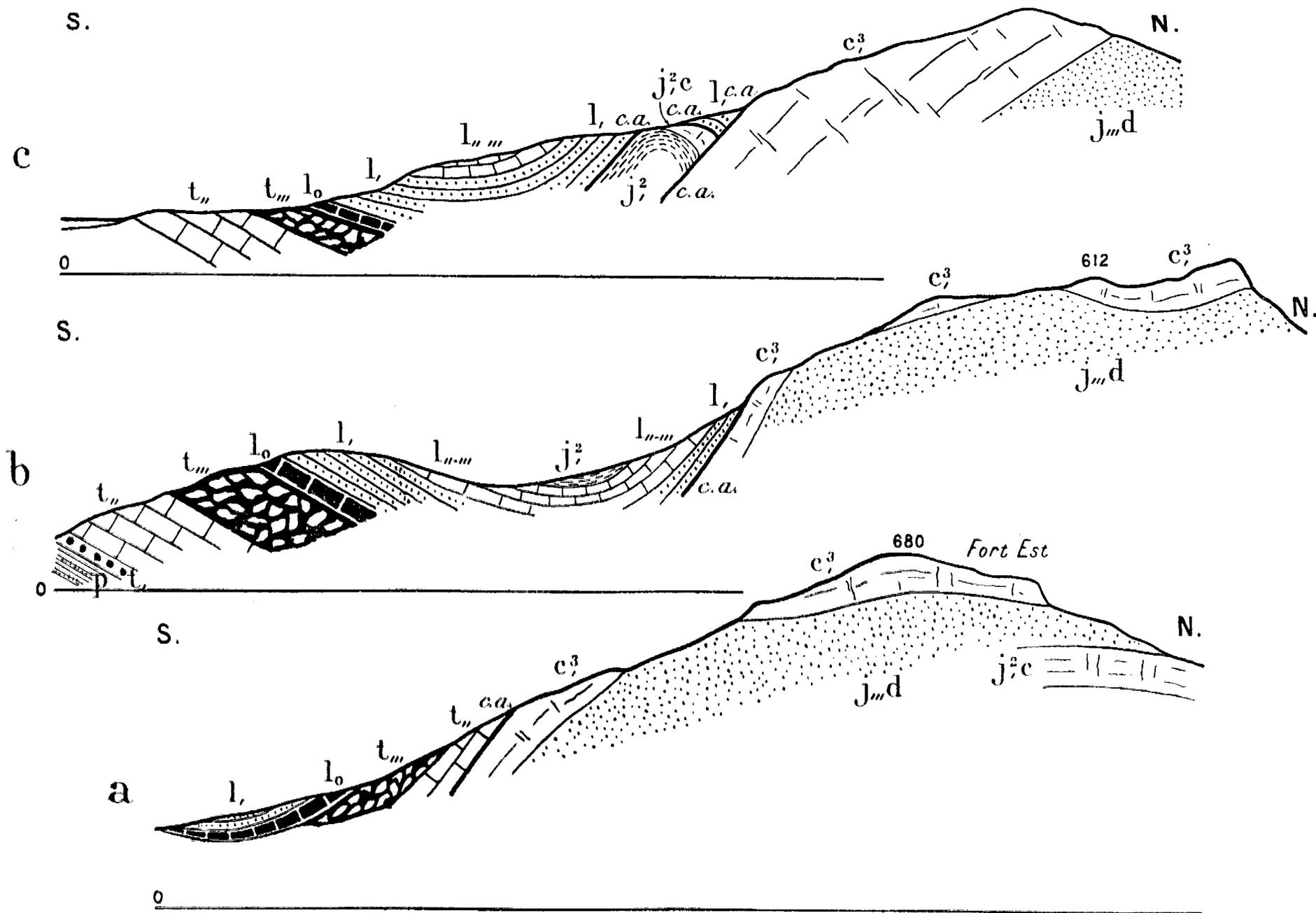


Fig. 38. — Coupes à travers le bord nord de la dépression de la Valette et le flanc sud du Coudon.

(Échelle : 1/10 000^e.)

p, Permien; t₁, Trias inf^r; t_n, calcaires mésotriasiques; t_m, Trias sup^r; l₀, Rhétien; l, Hettangien; l_{m-m}, Lias moyen et sup^r; j₁², Bathonien marneux; j₂²c, Bathonien calcaire; j_md, Dolomies néojurassiques; c³, Urgonien.

c. a., contact anormal.

Mais le Bathonien marneux est certainement double, car, à l'endroit où le chemin du Revest fait un coude et passe sur le versant du Mal Vallon, on voit apparaître, au milieu de ce terrain, une étroite bande de Lias à silex, qui se poursuit vers l'est et qui correspond à un axe anticlinal (fig. 34 a, b).

Après le 2^e Bathonien marneux, on rencontre sur le chemin, avant d'arriver aux terrains crétacés verticaux du Mal Vallon, une lame de Dolomies. L'Urgonien a entièrement disparu par étirement (fig. 34 a).

Crête et vallon de la Salvatte. — La route du Revest se détache de la route de Dardenne à la chapelle Saint-Pierre. Elle contourne d'abord le cône de déjection du torrent de Fontanier, puis elle s'élève sur les flancs sud et est d'une colline où viennent se réunir les deux bandes d'Hettangien du vallon de Fontanier. Elle entame à trois reprises l'extrême base du Lias, les calcaires rhétiens. Ceux-ci plongent d'abord au S. et forment deux petites lèches adossées à l'Hettangien. Ils sont donc renversés, mais le flanc normal du pli est évidemment étiré, car, sur le versant opposé de la vallée de Dardenne, on rencontre immédiatement le Bajocien. Dans le 3^e affleurement, les couches du Rhétien plongent au S. W. et se raccordent au nord avec une barre formant la crête où les mêmes calcaires plongent au N. W.

Continuant à suivre la route, on coupe successivement l'Hettangien, le Rhétien⁽¹⁾ et les cargneules du Trias supérieur (fig. 35 b). Les mêmes terrains en série normale constituent la colline cotée 125 m., que la route longe à l'ouest. Au delà, on rentre bientôt dans le Rhétien, qui affleure sur une largeur d'environ 120 m., mais s'effile complètement vers le nord. Puis on atteint l'Hettangien du flanc normal.

A l'endroit où la route tourne momentanément à l'est, elle traverse une barre de Rhétien, ici très réduite, dont il sera de nouveau question plus loin. Puis on tombe tout de suite, à l'amorce d'un chemin qui se dirige vers le sud, sur des cargneules et des marnes rouges triasiques. On a tenté d'y forer un puits, mais sans rencontrer d'eau, car l'Hettangien surmonte ici directement le Trias supérieur, et le Rhétien, qui aurait pu fournir un niveau aquifère, est ici entièrement étiré. La bande de cargneules est très étroite et l'on ne tarde pas à rentrer dans l'Hettangien. Mais, au moment où la route devient

⁽¹⁾ Ce même Rhétien est entamé plus à l'est, en amont du lavoir de Dardenne, par le cours du Las et par les deux chemins qui mènent l'un à la Salvatte, l'autre aux moulins de Dardenne.

N.-S., on traverse de nouveau, et cette fois-ci sur une longueur de 400 m., les cargneules triasiques. Elles sont en continuité avec celles de Fontanier et marquent le passage du même anticlinal. Leur affleurement s'est brusquement élargi et l'on voit apparaître, au-dessous de la route et sur le chemin de

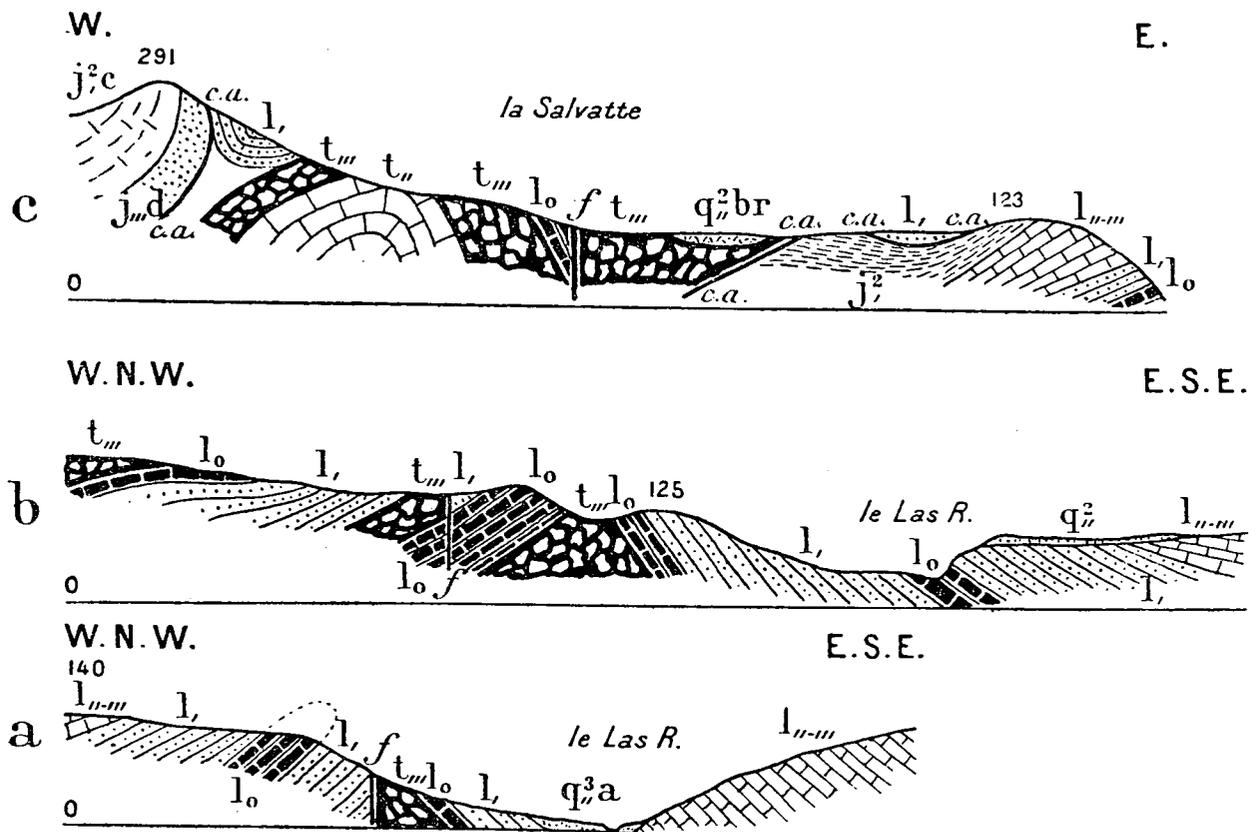


Fig. 35. — Coupes transversales à travers le décrochement de la Salvatte.

(Échelle : 1/10 000^e.)

t'' , Trias moyen; t''' , Trias sup^r; l_0 , Rhétien; l , Hettangien; l'''' , Lias moyen et sup^r; $q'''a$, alluvions de la basse terrasse.

c. a., contact anormal; *f*, décrochement.

Fontanier, des calcaires mésotriasiques, formant une petite voûte (fig. 35 c). Il semble que l'axe de l'anticlinal ait passé de la direction W.-E. à une direction S.S.W.-N.N.E., parallèle à celle des courbes de niveau, ce qui expliquerait l'élargissement brusque de l'affleurement triasique.

Au nord, les cargneules triasiques sont en contact direct avec le Bathonien marneux. La route coupe donc, immédiatement avant de franchir le Mal

Vallon, l'accident même qui fait chevaucher, au N. W. de Fontanier, l'Hettangien sur les Dolomies néojurassiques. Au delà du ravin, elle traverse une bande anticlinale de Lias à silex, déjà signalée plus à l'ouest, et rentre bientôt dans le Bathonien.

Ici nous rebroussons chemin et nous quittons la route du Revest au-dessus de Boudevigne, pour nous diriger droit au sud, en suivant un sentier qui traverse le Mal Vallon et passe un peu au-dessous des bâtiments ruinés de la Salvatte. Arrivés à cette propriété, nous constatons qu'elle est établie sur les cargneules du Trias supérieur et que, sur ces cargneules, s'appuie normalement du Rhétien fossilifère, plongeant au sud et supportant de l'Hettangien. Nous sommes ici dans le flanc normal, non étiré, de l'anticlinal de Fontanier. A l'est du sentier, par contre, le Bathonien marneux, dans lequel est creusé le ravin dit Mal Vallon, s'étend au sud jusqu'à la latitude de la Salvatte. Il bute à l'ouest contre les cargneules et le Rhétien et en est manifestement séparé par un accident orienté N.—S. Au sud, il est chevauché par le Trias supérieur, et la ligne de contact anormal qui sépare les deux terrains est évidemment la même que celle qui passe au nord de Fontanier, mais elle est reportée plus au sud d'environ 300 m. L'accident N.—S. (fig. 35 a, b, c) doit donc être envisagé comme un décrochement horizontal, le long duquel les affleurements que traverse la route du Revest sont déjetés au sud. En effet, les calcaires mésotriasiques, qui forment voûte dans l'axe de l'anticlinal de Fontanier, se retrouvent au S. E. de la Salvatte, sur la petite route qui descend directement à Dardenne. L'anticlinal qui fait suite au sud à celui de Fontanier est tranché non moins brusquement par le décrochement, si bien que les cargneules de sa région axiale font place, à l'est de l'accident transversal, à un large affleurement de Rhétien et qu'elles ne se retrouvent que 300 m. plus au sud.

La route du Revest coupe le décrochement à l'endroit où elle se dirige un instant vers l'ouest, à quelques mètres à l'est de la recherche d'eau. Il a été question plus haut d'une barre très étroite de Rhétien qui traverse la route immédiatement à l'est du puits. Il s'agit maintenant d'en rechercher le prolongement au sud. Un chemin permet de suivre son bord est, qui est marqué par un escarpement de plus en plus accentué. C'est la crête dont il a été question plus haut. Les calcaires qui la constituent forment des bancs épais, plongeant W. N. W. Ils reposent sur des dolomies hettangiennes, que le décrochement sépare du plus méridional des affleurements de cargneules. Sur leur versant nord-ouest, ils s'enfoncent sous l'Hettangien de la crête qui

aboutit à Fontanier. On est donc ici en présence d'un anticlinal dont la région axiale est constituée par du Rhétien et les flancs, par de l'Hettangien. Son déversement à l'E. S. E. (fig. 35 a) et sa direction S. S. W.—N. N. E. sont tout à fait insolites dans cette région. Il y a lieu cependant de rappeler que l'anticlinal du Fontanier subit vers l'est une déviation au N. E., tandis qu'au delà du décrochement, le premier anticlinal de cargneules a son axe dirigé au S. W. Ces deux déviations de la direction habituelle W.—E. sont vraisemblablement en relation avec le décrochement N.—S. et peuvent être assimilées à des retroussements.

Crête de Boudevigne et vallon du Revest. — Le vallon de la Salvatte est séparé de celui du Revest par la colline de Boudevigne, croupe allongée, réunie par un ensellement (114,5 m.) à une butte conique (123,2 m.) qui domine les moulins de Dardenne (fig. 36 a). Toute la ligne de faite orientée N. W.—S. E. est constituée par du Lias à silex plongeant au sud ou au S. W. Sur le versant méridional, on rencontre d'abord, un peu à l'ouest des moulins, des cargneules du Trias supérieur renversées sur une lame d'Hettangien (fig. 36 b). Celle-ci s'appuie à l'est sur le Lias à silex de la butte 123 (fig. 36 a), au N. W. sur du Bathonien marneux qui plongé au sud et fait suite en succession normale au Lias de Boudevigne que nous avons traversé sur la route du Revest. Elle est donc limitée au nord par une surface de chevauchement qui n'est autre que celle dont nous avons constaté l'existence à l'est de la Salvatte.

Le vallon du Revest est creusé entre deux collines de Lias à silex. Dans le bas du ravin, sur la berge occidentale, on observe de l'Hettangien, qui s'enfonce au sud sous le Lias à silex de la butte 123, tandis que celui de la rive gauche plonge nettement vers lui. Ces deux Lias se rejoignent d'ailleurs plus au nord. La boutonnière d'Hettangien est donc le noyau d'un anticlinal déversé au nord (fig. 36 a).

La route du Revest passe au nord de la colline de Boudevigne, où nous l'avons quittée. Elle traverse d'abord, après la bande de Lias à silex, un affleurement beaucoup plus large de Bathonien marneux. L'un et l'autre terme plongent au sud. La bande de Lias à silex marque le passage d'un anticlinal déversé au nord, que nous avons vu naître plus à l'ouest, à 500 m. au nord de Fontanier. Le Bathonien marneux est renversé, car il s'appuie au nord sur une bande rocheuse de Bathonien calcaire, qui repose elle-même sur une lame étroite de Dolomies. Puis vient le Crétacé du Revest.

Vallon du Ragas. — Entre les moulins de Dardenne et le barrage construit sur l'emplacement du moulin du Colombier, le cours du Las, alimenté jadis par les sources vaclusiennes du Ragas, est à peu près N.—S. La route suit la rive gauche et traverse une large bande de couches hettangiennes plongeant au sud, qui se retrouve avec une largeur moindre sur la rive droite. Sur les deux rives, elle est interrompue par l'apparition d'une barre de calcaires gris compacts, à cassure conchoïdale, que j'avais tout d'abord attribuée au Trias moyen, mais qui, en réalité, appartient au Rhétien.

Sur la rive occidentale, ce Rhétien plonge faiblement au sud et recouvre de l'Hettangien replié en voûte (fig. 36 a). Il bute par faille contre une barre verticale des mêmes calcaires, après quoi reparait l'Hettangien, légèrement déversé au nord, sur le Lias à silex, dans lequel est creusé le canal de fuite du barrage. Le Rhétien ne s'élève qu'à une faible hauteur au-dessus du thalweg et l'Hettangien forme au-dessus de lui un anticlinal, que traverse la nouvelle route menant du Revest au vallon.

Sur la rive orientale, la barre rhétienne forme dans l'Hettangien une intercalation anticlinale et s'effile en pointe vers le nord-est.

Le Lias à silex, fortement incliné au sud, traverse le vallon et se termine en pointe vers l'est, entre l'Hettangien et l'Aptien, un peu au-dessus de la cote 200. Sur la rive droite, par contre, il est séparé de l'Aptien par une bande de Bathonien marneux, large d'une centaine de mètres et par une lame étroite de Dolomies, prolongement de celle que nous avons rencontrée sur la route du Revest. Ces terrains, depuis la seconde bande d'Hettangien, représentent le flanc inverse d'un anticlinal déversé au nord, à noyau rhétien.

Vallon de la Ripèle. — La constitution géologique du vallon de la Ripèle offre, par sa grande simplicité, le plus frappant contraste avec la partie occidentale et centrale de la dépression de Dardenne, d'une tectonique si compliquée.

À l'entrée du vallon se présente un petit mamelon boisé, coté 103,5 sur le Plan Directeur, qui surgit au milieu des brèches quaternaires, à 100 m. du confluent du torrent de la Ripèle et du Las. Il est constitué par des calcaires rhétiens plongeant au S.E.

En amont de ce monticule et à l'ouest du château de la Ripèle, la coupe est des plus simples. Sous les Dolomies du grand escarpement nord du Faron, on rencontre successivement tous les termes d'une série normale, comprenant

le Bathonien, le Bajocien, le Lias à silex et, enfin, au nord de la Danillone, l'Hettangien. Le tout plonge très régulièrement au sud. L'Hettangien n'est séparé de l'Aptien de la terminaison orientale du bassin du Beausset que par une lame très étroite d'Urgonien. Il n'y a aucune trace, au contact, d'une série jurassique renversée.

Au nord de la Ripèle, l'Hettangien n'affleure plus et c'est le Lias à silex qui se trouve en contact direct avec l'Urgonien. Plus à l'est, le Lias fait place brusquement au Bathonien marneux et l'on ne rencontre ici aucune trace de Bajocien. Au contact, le Bathonien marneux est vertical, comme l'a constaté M. Lanquine. En suivant le sentier qui conduit aux Bouisses, on rencontre, au nord d'une belle source qui sort du Bathonien marneux, un lambeau de Bathonien calcaire. Les deux termes du Bathonien plongent très nettement au nord sous l'Urgonien du mont Combe, qui est donc décollé de son soubassement.

Au sud de la route de Dardenne à la Valette, on rencontre, à environ 700 m. avant d'arriver au col, un petit anticlinal secondaire, qui fait apparaître l'Hettangien au milieu du Lias à silex, localement relevé à la verticale. En montant au col, on traverse successivement le Lias à silex, l'Hettangien, le Rhétien fossilifère. Sous ce dernier apparaissent, sur le versant oriental, les cargneules du Trias supérieur. Les plongements et le tracé concentrique des contours montrent que l'on est ici en présence de la terminaison périclinale d'un anticlinal dont l'axe est orienté N.W.—S.E. Une faille importante, possédant la même orientation, entame la partie nord-est de ce pli et fait buter le Bathonien marneux et le Lias à silex de la lèvre nord-est successivement contre le Lias à silex, l'Hettangien, le Rhétien et le Trias supérieur de la lèvre sud-ouest. Elle se poursuit assez loin dans la dépression de la Valette, en conservant le même rejet, mais elle prend l'orientation W.N.W.—E.S.E.

DÉPRESSION DE LA VALETTE. — *Le vallon de la Ripèle* est séparé du vallon N.—S. qui sert de déversoir à la plaine de Tourris et qui est tributaire de la dépression de la Valette par des collines peu élevées, dont le versant ouest est principalement constitué par du Bathonien marneux. Celui-ci supporte encore deux témoins de Bathonien calcaire aux formes escarpées et s'enfonce au nord sous une lame des mêmes calcaires, qui est séparée ici par des lambeaux de Dolomies de la masse urgonienne du mont Combe, décollée de son soubassement.

Sur la ligne de partage et sur le versant oriental des collines, on voit apparaître successivement, sous le Bathonien, le Lias à silex, l'Hettangien et le Rhétien, puis, au fond du vallon, le Trias supérieur. Les affleurements de ces terrains dessinent des croissants emboîtés, qui se moulent en quelque sorte autour de la terminaison périclinale du massif du Coudon et les couches plongent successivement, en partant de Tourris, au nord-ouest, à l'ouest, au sud-ouest, puis au sud.

Le contact direct du Trias supérieur et de l'Éocrétacé du Coudon peut s'observer en plusieurs points (fig. 37 c), mais, au nord de la Chaberte, une lame de Dolomies néojurassiques s'intercale, sur une longueur d'environ 150 m., entre les cargneules du Trias supérieur et une série, comprenant l'Hauterivien et l'Urgonien, qui se rattache à l'unité tectonique du Coudon. Plus au sud, à l'extrémité même de la bande triasique, une lame très étroite de Lias à silex fortement étiré sépare les cargneules ou le Rhétien de l'Urgonien (fig. 37 b).

A partir du point où le contour méridional de l'Urgonien du Coudon devient W.-E. et où ses bancs plongent franchement au sud, ce sont de nouveau les Dolomies néojurassiques qui s'insinuent entre l'Urgonien et la série normale des couches liasiques. Mais ici de nouvelles complications surgissent, de sorte qu'il est nécessaire de reprendre plus au sud, dans le vallon même de la Valette, la description des contreforts méridionaux du Coudon (fig. 37 a).

Nous partons du point où le vieux chemin de Tourris se détache de la route de la Valette à Dardenne. Nous suivons d'abord le fond du vallon et nous cheminons tantôt dans les brèches quaternaires qui l'encombrent, tantôt dans les calcaires du Trias moyen. A la montée, nous traversons ensuite le Trias supérieur, le Rhétien, l'Hettangien et le Lias à silex. Toutes ces couches plongent au N.E. Mais, à l'endroit où nous rejoignons la route carrossable qui conduit du col à Tourris et au fort du Coudon, le Lias à silex plonge au S.W. Nous avons donc traversé l'axe, relevé au S.E., d'un synclinal très ouvert, dirigé N.W.-S.E. et jalonné par les deux témoins de Bathonien calcaire dont il a été question plus haut. Nous ne tardons pas à rentrer dans l'Hettangien, plongeant lui aussi au S.E. C'est la corne méridionale de l'un des croissants qui se moulent sur la terminaison périclinale du Coudon. Mais les deux Hettangiens que nous avons rencontrés successivement se rejoignent sous le Lias à silex, qui traverse deux vallons latéraux et forme le

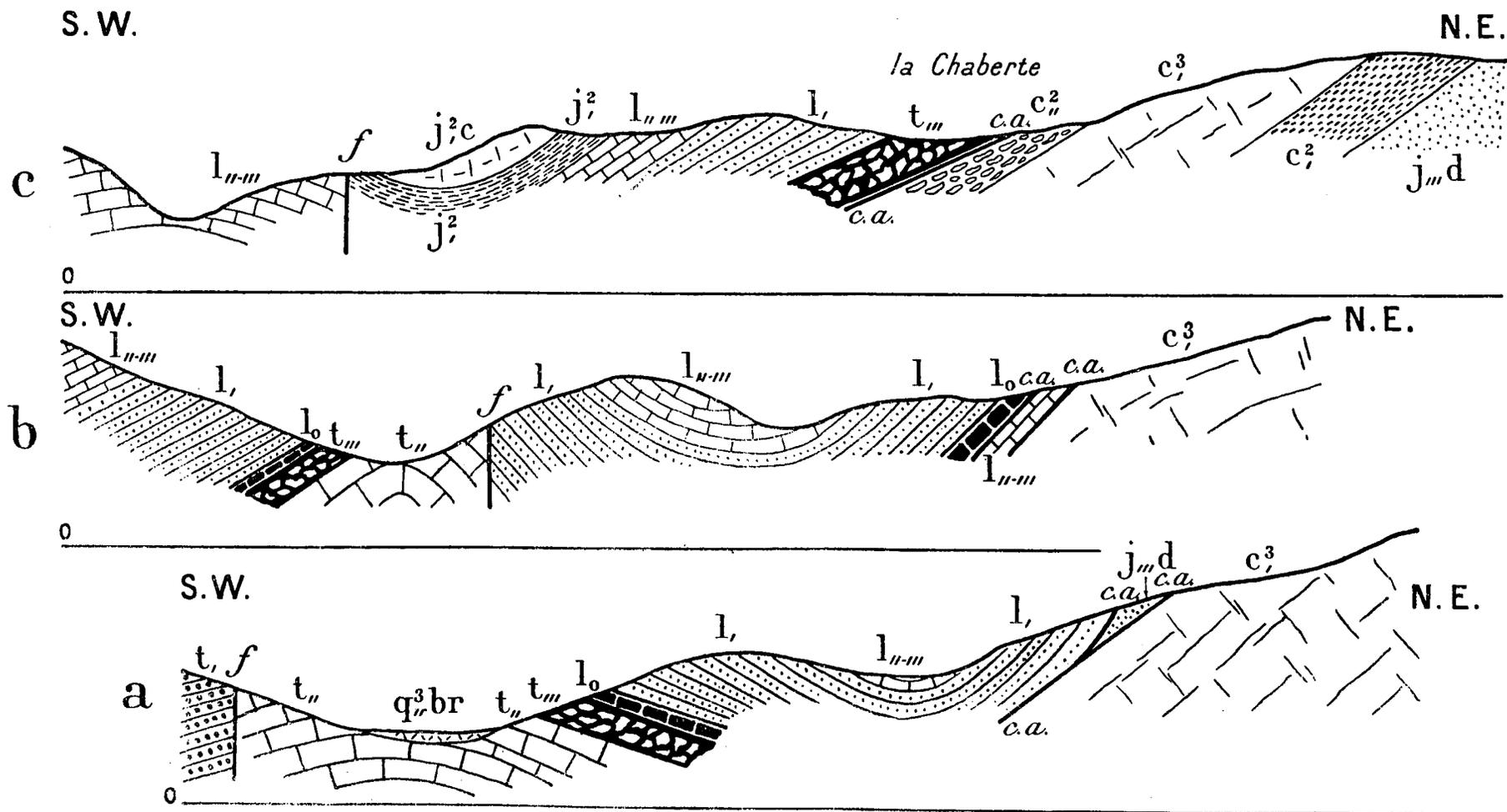


Fig. 37. — Coupes à travers le bord nord-est de la dépression de la Valette.

(Échelle : 1/10 000°.)

t'' , calcaires mésotriasiques; t''' , Trias-sup^r; l_0 , Rhétien; l , Hettangien; l_{n-m} , Lias moyen et sup^r; j^2 , Bathonien marneux; $j^2 c$, Bathonien calcaire; $j_m d$, Dolomies néojurassiques; c^2 , Hauterivien; c^3 , Urgonien; c^2 , Cénomannien; q^3 , brèches quaternaires.

c. a., contact anormal; *f*, faille.

sommet de deux collines boisées. A l'est du second vallon, le Lias à silex est continu jusqu'à la Brémone et conserve sa disposition en fond de bateau.

L'Hettangien du bord nord du synclinal se redresse fortement et l'on peut un instant, sur la route du Coudon, le voir s'appuyer sur la lame de Dolomies dont il a déjà été fait mention. Au premier tournant de la route du fort nous traversons une lame de Lias à silex et une lame de Bathonien marneux, plongeant au sud, qui s'intercalent entre l'Hettangien et les Dolomies. Celles-ci ne tardent d'ailleurs pas à s'effiler, puis à disparaître complètement, de sorte que le Bathonien marneux est directement en contact avec l'Urgonien. Il existe donc, immédiatement au nord du synclinal en fond de bateau, un anticlinal parallèle, déversé sur l'Urgonien du Coudon, anticlinal dont les bandes de Lias et de Bathonien constituent le flanc inverse. Son axe passe d'ailleurs plus au sud, dans la bande d'Hettangien. J'y ai observé, en effet, un peu au-dessous de la route, dans un sentier descendant dans le ravin, une intercalation d'argiles rouges, correspondant aux couches-limite de l'Hettangien et du Rhétien ⁽¹⁾.

Le Lias à silex et le Bathonien du flanc inverse ne sont d'ailleurs visibles que sur une longueur de 400 m. environ. A partir d'un point situé à 100 m. à l'est du méridien qui passe par la Valette (4 G 05), l'Hettangien s'appuie de nouveau directement sur l'Urgonien et les deux terrains restent maintenant en contact sur une longueur de 1 700 m. En un point toutefois et sur une très faible étendue, on voit apparaître des cargneules, qui semblent appartenir au Trias supérieur et qui, dans ce cas, représenteraient la région axiale du pli. Le flanc inverse a disparu, mais il y a lieu d'admettre qu'il est resté en profondeur, car on peut voir, à une distance moyenne de 100 m. au sud de la limite sud de l'Urgonien, deux pointements rocheux de Bathonien calcaire, plongeant au sud et séparés par un affleurement de Bathonien marneux. Ce Bathonien est entouré de toutes parts par l'Hettangien au milieu duquel il fait hernie (fig. 38 c). C'est vraisemblablement une apparition du flanc inverse de l'anticlinal dans une fenêtre du flanc normal.

⁽¹⁾ Ce sont très vraisemblablement ces argiles rouges que M. Zürcher a prises pour du Permien et auxquelles Marcel Bertrand [36, p. 409] fait allusion en ces termes : « L'analogie doit pourtant . . . faire examiner l'hypothèse que ce Trias (celui de Broussan) soit superposé au Crétacé; une coupe relevée par M. Zürcher le long d'un nouveau chemin du Coudon paraîtrait favorable à cette nouvelle interprétation. Si une nouvelle étude sur les lieux la confirmait, il resterait à rechercher les rapports de ce Trias avec celui du Beausset; mais, en toute hypothèse, il y a là une structure inexpliquée. »

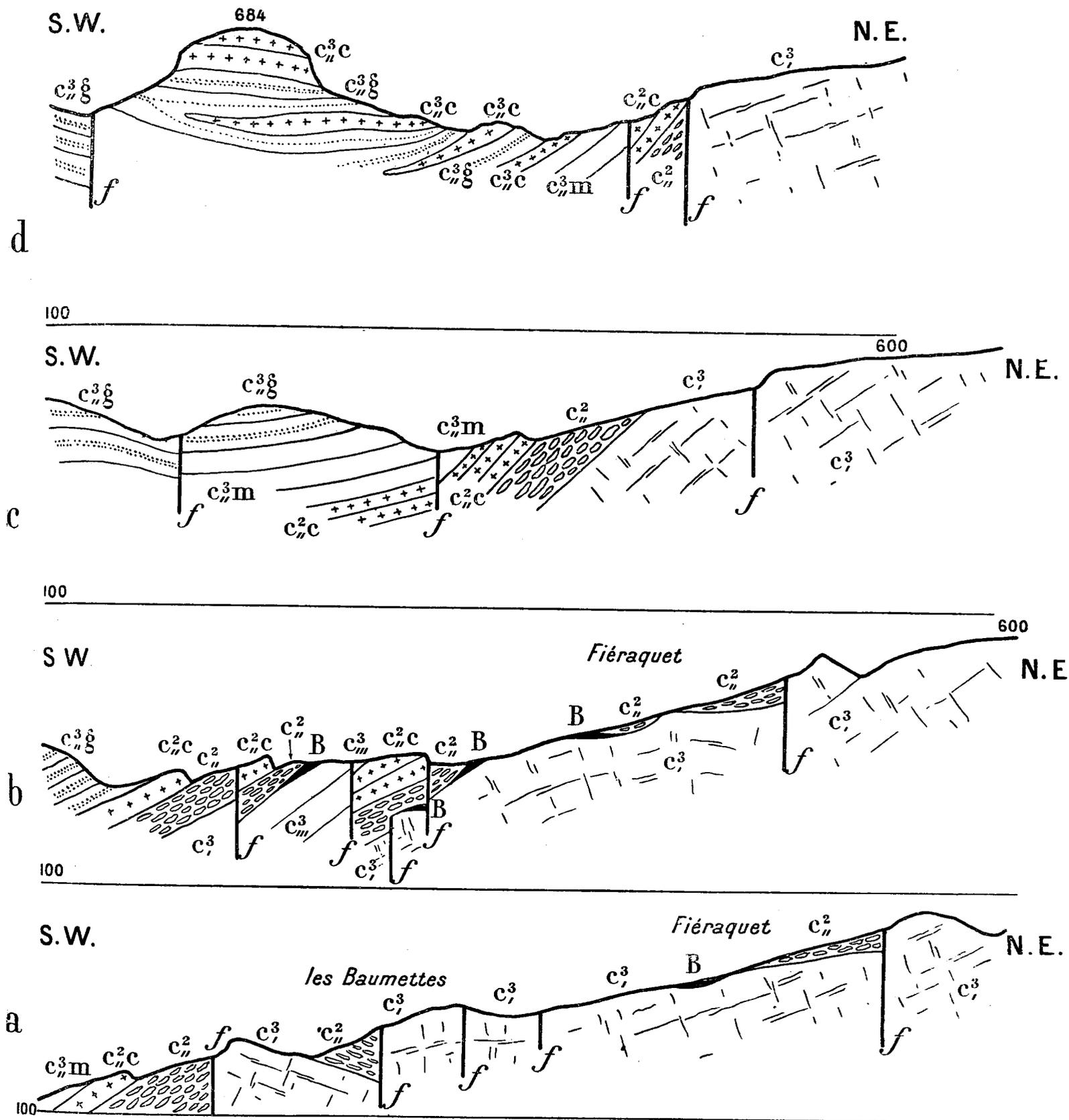


Fig. 39. — Coupes du bord nord-est du synclinal du Rest.

(Échelle : 1/10 000.)

c^3 , Urgonien; B, Bauxite; c^2_m , Cénomaniens marneux; c^2_c , Cénomaniens à Rudistes; c^3_m , marnes turoniennes; c^3_g , grès turoniens; c^3_c , calcaires turoniens à Rudistes.

Les zones d'affleurement de Trias moyen, de Trias supérieur, de Rhétien et d'Hettangien qui bordent au sud le synclinal en fond de bateau de Lias à silex sont brusquement interrompues, au nord des plâtrières de Baudouvin, par une faille transversale, dont la lèvre orientale est affaissée. En raison de cet accident, le Lias à silex s'étend plus loin au sud à l'est du vallon qu'à l'ouest, et, en même temps, il descend à un niveau plus bas dans l'axe du synclinal, de sorte qu'il supporte ici un témoin de Bathonien marneux, visible sur le chemin qui conduit à l'ensellement au nord de la hauteur Baudouvin. Au delà du col, les deux bandes de Lias à silex se rejoignent sous ce Bathonien. Plus bas, on observe également la jonction, sous le Lias à silex, de la bande méridionale et de la bande septentrionale d'Hettangien.

Puis on voit apparaître, à l'est, sous l'Hettangien, le Rhétien, les cargneules du Trias supérieur et les calcaires mésotriasiques. Ces trois termes, dont les couches plongent fortement au S.W., se montrent successivement en contact avec l'Urgonien du Coudon, qu'elles viennent chevaucher (fig. 38 a, b).

Cette nouvelle bande de Rhétien se raccorde, au nord de la plâtrière de la Calabre, avec la bande du flanc sud de la hauteur Baudouvin, en dessinant un angle très aigu, qui indique une déviation au S.E. de l'axe, précédemment W.-E., du synclinal.

Puis, brusquement, le long d'un chemin qui remonte un vallon et qui s'arrête au pied de l'escarpement du Coudon, toutes ces bandes sont coupées obliquement par une faille dirigée N.-S. et butent successivement contre des calcaires mésotriasiques qui plongent en sens inverse, c'est-à-dire au N. E. Je montrerai plus loin que cette même faille a donné lieu au grand escarpement par quoi se termine à l'est la masse urgonienne du Coudon.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

L'étude analytique de la zone des dépressions internes, qui a fait l'objet des pages précédentes, va maintenant nous servir à tenter l'ébauche d'une synthèse des dislocations qui accidentent cette région. Dans cet essai nous progresserons, non plus de l'ouest à l'est, mais du sud au nord (carte I).

L'accident le plus méridional de la zone des imbrications est manifestement l'*anticlinal du fort des Pomets*. Nous l'avons suivi, dans un précédent chapitre (p. 209), jusque dans la colline liasique cotée 162, où ses allures sont incertaines. Il semble bien toutefois que les lambeaux de Rhétien que

traverse la route du Revest au nord de la chapelle S^t-Pierre jalonnent son plan axial, ici déversé au nord. Le flanc inverse du pli est seul conservé et le flanc normal est sans doute fortement étiré, car, sur l'autre versant de la vallée, affleurent déjà le Bajocien et le Bathonien. Rien n'indique que l'anticlinal du fort des Pomets se poursuive au N. E., vers les moulins de Dardenne, mais il est difficile de ne pas attribuer à sa région axiale la crête de Rhétien que l'on suit au nord, sur une longueur de près de 700 m., entre deux bandes d'Hettangien. Mais, contrairement à la règle générale, le déversement du pli s'effectue, non plus au N.W., mais au S.E. J'ai attribué plus haut la déviation de l'axe du pli à l'accident transversal de la Salvatte, mais je ne puis m'expliquer la cause de la torsion d'environ 90° qu'a subie son plan axial.

Quoi qu'il en soit, le décrochement de la Salvatte semble mettre fin, à l'est, à l'anticlinal du fort des Pomets.

A cet anticlinal fait suite au N.W. un synclinal que j'appellerai le *synclinal du Nest*. Il est dirigé S.W.—N.E. et se manifeste d'abord, au N.W. de l'ancien fort des Pomets, par le rocher du Nest, éperon de calcaires bathoniens, surmontés de Dolomies, qui domine les affleurements de Bathonien marneux de la route des Pomets. A son passage correspond ensuite la bande de Bathonien marneux qui occupe le « seuil » et qui sépare le Lias à silex de la colline 162 de celui qui s'élève vers Marlet. Enfin, sa présence se traduit, plus au N. E., par la « lèche » de Lias à silex plongeant au S.E., sur laquelle le chemin de S^t-Pierre au Fontanier décrit ses lacets, et par les affleurements d'Hettangien qui séparent la crête rhétienne dont il vient d'être question du premier anticlinal à noyau triasique qu'entame la route du Revest, immédiatement à l'ouest du décrochement de la Salvatte.

Les deux anticlinaux à noyau triasique de la région de Fontanier font suite au nord au synclinal du Nest, mais leur direction est W.—E., ainsi que je l'ai montré plus haut. Si par la pensée on prolonge leurs axes vers l'ouest, on passe sous la crête de Marlet, formée, on s'en souvient, d'Hettangien et de Lias à silex, en partie masqués par des brèches quaternaires. Sur l'autre versant de la crête, on voit apparaître sous l'Hettangien des calcaires rhétiens, dessinant, en face des Pomets, une voûte surbaissée (fig. 32 a). Il n'y a plus ici, dans le prolongement des deux anticlinaux de Fontanier, qu'un anticlinal unique. Je le désignerai sous le nom d'*anticlinal du hameau des Pomets*. Plus à l'ouest, il manifeste sa présence par un plongement périclinal, grâce auquel le Lias de la butte 383,9 s'enfonce au sud et à l'ouest sous le Bajocien et le Bathonien mar-

neux. Celui-ci est également replié en anticlinal, car on voit ses couches s'enfoncer au sud sous l'Urgonien du cap Gros et plonger au nord vers le col du Corps de Garde. On peut donc suivre l'anticlinal du hameau des Pomets vers l'ouest, jusque dans le vallon qui mène au Broussan, mais, dans cette direction, on en perd bientôt la trace. Son axe est dirigé, entre le col et les Pomets, W.N.W.—E.S.E.

Les deux anticlinaux de Fontanier ne tardent pas à se fondre en un seul, à l'est du décrochement de la Salvatte. J'ai montré plus haut (p. 237) que celui-ci est déversé au nord et que l'érosion fait affleurer, au S.E. de la Salvatte, son noyau mésotriasique. Plus en amont, on ne retrouve plus aucune trace de l'accident, et les deux versants du vallon sont constitués par le Lias à silex, auquel fait suite, plus haut encore, le Bajocien et le Bathonien marneux.

Jusqu'ici nous avons eu affaire à une succession d'anticlinaux et de synclinaux, droits ou déversés au nord ou au N. W., exceptionnellement au S.E. Les flancs de ces plis ne sont que localement ou partiellement étirés. C'est ainsi que le Rhétien manque presque toujours dans le flanc inverse. Plus au nord nous rencontrons maintenant un accident d'une autre nature. C'est une ligne de contact anormal, ligne d'affleurement d'une surface de charriage ou de chevauchement, suivant laquelle un terme du flanc inverse de l'anticlinal de Fontanier, généralement l'Hettangien, plus rarement le Trias supérieur, repose en superposition anormale sur des terrains plus récents, allant du Lias à silex aux Dolomies néojurassiques.

Au nord de Fontanier, l'Hettangien du flanc inverse de l'anticlinal est refoulé sur une série normale et repose soit sur le Bathonien marneux, soit sur le Bathonien calcaire, qui forme la crête cotée 291,1, soit sur les Dolomies néojurassiques. A l'ouest, les brèches quaternaires de Marlet masquent la continuité de la ligne de contact anormal. Au delà, l'Hettangien est refoulé, non plus sur une série normale, mais sur une série renversée, qui comprend le Bathonien calcaire, les Dolomies néojurassiques et l'Urgonien. Au pont des Pomets, il s'appuie directement sur le flanc sud de la voûte de calcaires mésotriasiques, décrite et figurée plus haut (p. 229, fig. 32 a). En amont, la ligne de contact anormal traverse obliquement le vallon, puis se perd dans le Bathonien marneux, avant d'atteindre le col du Corps de Garde. Nous reviendrons sur cette particularité.

A l'est de Fontanier, sur la route du Revest, c'est le Trias supérieur qui chevauche sur le Bathonien marneux, et l'on a vu plus haut que le décroche-

ment de la Salvatte reporte le prolongement de la ligne de contact anormal 200 m. plus au sud. Au N.W. des moulins de Dardenne, le flanc inverse de l'anticlinal se complète par la réapparition de l'Hettangien, et ce terme repose d'abord sur le Bathonien marneux et, plus à l'est, sur le Lias à silex. A l'est du vallon de Dardenne, on ne retrouve, dans le vallon de la Ripèle, aucune trace de la surface de charriage que nous venons de suivre sur une longueur d'environ 3 km.

Le Bathonien marneux sur lequel, de Marlet à la Salvatte, est refoulé l'Hettangien ou le Trias supérieur appartient à une série normale, car il supporte le Bathonien calcaire de la colline cotée 291,1 et des Dolomies néojurassiques et s'appuie lui-même sur une bande de Lias à silex, que l'on suit depuis le chemin menant du pont des Pomets au Revest jusqu'aux moulins de Dardenne. On a vu plus haut que cet affleurement correspond à un anticlinal déversé au nord et que le Bathonien marneux qui lui fait suite au nord est renversé. D'ailleurs il s'appuie au nord sur du Bathonien calcaire, sur des Dolomies néojurassiques ou sur de l'Urgonien, termes qui se succèdent eux-mêmes en série renversée et qui plongent, comme le Bathonien marneux et le Lias, régulièrement au sud.

A Boudevigne, la bande de Lias à silex s'élargit brusquement. L'anticlinal, que j'appellerai *anticlinal de Boudevigne* (fig. 36), se dédouble et laisse apparaître, plus à l'est (fig. 36 a), deux noyaux hettangiens. L'anticlinal septentrional est entamé plus profondément encore par le vallon de Dardenne, où le Rhétien forme, sur les deux versants, une intercalation isoclinale dans les dolomies hettangiennes. Celles-ci s'enfoncent à l'est sous le Lias à silex de la Ripèle et avec elles disparaissent les dernières traces de l'anticlinal septentrional. Quant à l'anticlinal méridional, il ne dépasse pas à l'est le vallon de Dardenne.

La bande de Lias qui constitue le flanc inverse de l'anticlinal septentrional s'appuie directement, sur la rive gauche du vallon, sur l'Aptien. La ligne de contact anormal qui sépare les affleurements des deux terrains se poursuit sur la rive droite, mais elle passe entre les Dolomies néojurassiques et l'Aptien, puis, à Costebelle et au nord de Marlet, entre le Bathonien et l'Urgonien. A deux reprises et sur une faible longueur, des lames de Dolomies néojurassiques s'intercalent entre les deux termes. La ligne de discontinuité correspond à l'affleurement d'une surface d'étirement dans une série renversée, qui va du Rhétien au Néocrétacé et sur laquelle je reviendrai dans le chapitre suivant.

Sur la berge ouest du ravin de Pardiguières (fig. 33 a), le Bathonien est lui-même supprimé et la surface d'étirement sépare d'abord un petit lambeau de Lias à silex, puis une lame d'Hettangien d'une masse importante de Dolomies néojurassiques. Mais bientôt la série renversée se complète de nouveau (fig. 33 b), les Dolomies supportent une lame de Bathonien calcaire, puis une masse de Bathonien marneux, qui reparaît sous l'Hettangien. Celui-ci enveloppe la voûte de calcaires mésotriasiques du pont des Pomets et se termine en pointe à l'ouest par suite de la rencontre des deux surfaces de discontinuité, qui ne sont autres que la surface de charriage de l'Hettangien décrite plus haut, et, au nord, la surface d'étirement dans la série renversée. Il semble que ces deux surfaces se coupent en profondeur, car, à l'ouest de la terminaison en pointe de l'Hettangien, le Bathonien marneux de la série renversée est en contact direct avec le Lias à silex de l'anticlinal du hameau des Pomets. Mais, à une centaine de mètres en amont de la pointe d'Hettangien, nous tombons sur un lambeau décrit plus haut (p. 229), qui est constitué par du Trias supérieur, du Rhétien et de l'Hettangien et qui s'intercale entre le Bathonien marneux de la série renversée et le Lias à silex de l'anticlinal du hameau des Pomets. Il occupe exactement la même situation par rapport à ces deux unités tectoniques que le lambeau du pont des Pomets et présente, comme celui-ci, des parties repliées en voûte. Les deux lambeaux n'en formaient certainement qu'un seul, avant d'avoir été séparés par l'érosion, qui a fait apparaître leur substratum bathonien.

Le lambeau d'amont se termine à l'ouest par une pointe de Trias supérieur coincée entre le Bathonien renversé et du Lias à silex horizontal, qui ne tarde pas à s'enfoncer sous le Bathonien en série normale de l'anticlinal du hameau des Pomets. Au col du Corps de Garde, les deux Bathoniens se confondent, et rien n'indique plus le passage des deux surfaces de contact anormal, que nous avons suivies jusqu'à leur intersection.

Cependant, un peu plus au nord, sur la route du Caoumé, nous avons vu surgir, au milieu du Bathonien, un nouveau pointement d'Hettangien, recouvert par du Lias à silex, auquel fait suite normalement le Bajocien et le Bathonien marneux. Ce dernier est en continuité avec celui de l'anticlinal du fort des Pomets. Cette série normale s'appuie au nord sur les Dolomies et sur le Bathonien de la série renversée. Elle est, par rapport à cette série renversée, exactement dans la même situation que les deux lambeaux de la route du col du Corps de Garde, qui sont également constitués par une série normale.

Elle en est certainement l'homologue et, si elle est en place, ce qui est de toute évidence, les deux lambeaux en question doivent l'être également. Ils sont donc originaires de la profondeur et ont été séparés de leur racine par une sorte de cisaillement.

Cette solution est de la plus grande importance, car elle est en contradiction formelle avec l'interprétation de Marcel Bertrand [36, p. 409], que j'avais également adoptée autrefois [5] et d'après laquelle les pointements de Trias, de Rhétien et d'Hettangien ne seraient autre chose que des lambeaux de recouvrement découpés par l'érosion dans une nappe superposée au Bathonien autochtone. Les apparences sont en faveur de cette manière de voir, de sorte que j'ai longtemps hésité à l'abandonner, mais l'argument tiré de l'homologie parfaite avec la lame d'Hettangien au nord du col m'a définitivement amené à conclure en faveur de l'enracinement primitif des deux lambeaux.

Reste à expliquer le pointement du Broussan, qui correspond, on s'en souvient, à une série renversée allant du Lias à silex au Trias moyen. On a vu que celle-ci s'appuie au nord sur l'Aptien du bord renversé du bassin du Beausset et qu'elle s'enfonce au sud sous l'Aptien du Broussan, qui appartient à la série normale du Baou de Quatre Heures, décollée de son soubassement. Son prolongement vers l'est est masqué par la dalle de Bathonien calcaire et de Dolomies néojurassiques, qui fait également partie de cette série et qui s'appuie au N. E. à la fois sur l'Aptien renversé et sur l'Hettangien de la base de la série normale Lias-Bajocien-Bathonien du col du Corps de Garde. Nous ne rencontrons, à l'est de la dalle de Dolomies, aucune trace de série renversée. Il est dès lors évident que *la série renversée du Broussan s'intercale en coin entre le bord renversé du bassin crétacé du Beausset et la série jurassique normale du col du Corps de Garde*. Elle est limitée, au nord et au sud, par deux lignes de contact anormal, qui, nécessairement, se rencontrent sous la dalle de Dolomies et ne forment plus, à l'est de cette dalle, qu'un accident unique, séparant la série jurassique normale de la série renversée du bord sud du bassin du Beausset.

Si maintenant nous tentons de résumer sous une forme synthétique les résultats qui se dégagent de l'étude de la zone interne des dépressions à l'est du vallon de Dardenne, nous nous heurtons aux plus grandes difficultés, surtout si nous cherchons à raccorder les accidents tectoniques de la région à l'ouest du vallon de Dardenne avec ceux de la région à l'est. Aucune liaison directe n'existe entre les deux groupes. Tout au plus peut-on homologuer l'anticlinal

très surbaissé, qui fait apparaître le Trias sur la route de la Valette à Dardenne, à l'anticlinal de Fontanier, mais sa direction est N.W.—S.E. et non W.—E. Le synclinal qui lui fait suite au N.E., et qui se manifeste par la présence de deux îlots de calcaires bathoniens épargnés par l'érosion, n'a aucun équivalent dans l'ouest. Il se prolonge vers l'est, avec un axe dirigé W.—E., de part et d'autre duquel le Lias à silex plonge en sens inverse. Au nord de la hauteur Baudouvin, il se traduit par l'existence d'un lambeau de Bathonien marneux, conservé dans sa région axiale. Au delà, son axe est de nouveau dévié au S.E. et se trouve tranché brusquement par la grande faille N.—S., dont il a été question précédemment (p. 237).

Entre Tourris et cet accident transversal, nous avons suivi une ligne de contact anormal, affleurement d'un plan de charriage qui amène une série normale Trias-Lias à chevaucher sur l'Éocrétacé du massif du Coudon. Des lames discontinues de Lias à silex ou de Dolomies néojurassiques s'intercalent par places entre les deux séries. Ce chevauchement n'est pas sans analogies avec celui que nous avons observé, du col du Corps de Garde au Revest, entre deux unités tectoniques différentes, mais il est difficile d'admettre une continuité réelle entre les deux accidents. Je reviendrai d'ailleurs, dans le chapitre suivant, sur la signification de ce chevauchement.

CHAPITRE VI.

L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DU BASSIN DU BEAUSSET ET LE COUDON.

APERÇU GÉNÉRAL.

Un géologue qui, pour se rendre compte de la forme générale du bassin du Beausset, ne consulterait que la feuille de Marseille de la Carte géologique au 1/80 000^e arriverait sans doute à la conclusion que la terminaison orientale du bassin est à peu près symétrique par rapport à sa terminaison occidentale et que la disposition périclinale des couches s'y retrouve. Mais, s'il juxtaposait à la feuille de Marseille la feuille de Toulon, il s'apercevrait aussitôt que le contour qui, à l'est, forme la limite des affleurements sénoniens et turoniens passe assez brusquement d'une direction sensiblement N.-S., jalonnée par les Sambles, l'Hauberte et la Vignasse, à une direction W.-E. et qu'on la suit avec cette direction, sur le versant nord du Caoumé, sur une longueur d'environ 5 km., de la Vignasse au pied nord-est du Caoumé.

Le SÉNONIEN, qui occupe le centre du bassin du Beausset, forme un vaste témoin elliptique épargné par l'érosion, dont la largeur, de 8 km., qu'elle atteint sur le petit axe de l'ellipse, passe graduellement à 5 km., pour se réduire brusquement à 2 km. dans le chaînon du Caoumé, qui prolonge le grand axe du bassin en dehors des ellipses concentriques que dessinent les lignes d'affleurement des terrains successifs. Le point culminant du Caoumé est à la cote 806. Le versant nord du chaînon est très boisé, le versant sud l'était également, avant d'avoir été ravagé par plusieurs incendies. Une belle route militaire, partant du col du Corps de Garde, conduit à deux ouvrages fortifiés, construits sur la crête (pl. C, 3).

Le TURONIEN, qui constitue le soubassement du témoin sénonien du Caoumé, s'étend largement au nord et à l'est de ce témoin, tandis qu'il forme, au pied sud, une bande étroite. Ses affleurements occupent une zone très large, mesurant du nord au sud 3 puis 2 km. Brusquement, sur une

ligne grossièrement N.-S., qui va du col conduisant de la fontaine d'Orvès à Fiéraquet et au village du Revest, ils se rétrécissent et ne forment plus, à l'est du Revest, qu'une bande étroite, dont la largeur ne dépasse pas 200 m. et qui prend fin un peu à l'est de la retenue du barrage de Dardenne.

La bande de CÉNOMANIEN qui, sur le bord septentrional du bassin du Beausset, s'intercale entre le Turonien et l'Urgonien — l'Aptien disparaissant un peu à l'est du Camp — décrit, comme le Turonien, une brusque inflexion de la direction N. W.-S E. à une direction presque N.-S. Mais sa largeur est très variable, entre le col de Fiéraquet et le Revest, en raison des failles qui la coupent en plusieurs tronçons. A l'est du Revest, les deux bandes cénomaniennes qui accompagnent le synclinal turonien deviennent sensiblement parallèles. Entre le vallon de Dardenne et les Olivières, elles se rejoignent et il n'existe plus, jusqu'à Tourris, qu'une bande cénomaniennne unique, qui forme le versant nord du chaînon des Bouisses (460,3) et s'arrête brusquement un peu à l'est du château, pour reparaitre une dernière fois entre Tourris et la Chaberte.

L'APTIEN, qui manque sur le bord nord du bassin, forme sur le bord sud une bande essentiellement discontinue. A l'est du vallon de Pardiguières et jusqu'à Tourris elle reprend toutefois son importance. Elle prend fin au château de Tourris, en même temps que la bande cénomaniennne.

Contrairement à ce qui a lieu pour l'Aptien, l'URGONIEN forme, sur le bord septentrional du bassin du Beausset, une bande ininterrompue, qui, à l'est de Fiéraquet, s'élargit considérablement au détriment des termes supérieurs du Crétacé et mesure, au nord des Olivières, plus de 3 km. Il constitue une vaste croupe, en grande partie déboisée, qui culmine au Grand Cap à l'altitude de 785 m. Au nord de Tourris, la largeur de la bande urgoniennne se réduit de nouveau brusquement à environ 1 km., et elle va ensuite en diminuant jusqu'aux carrières de Tourris, où elle atteint à peine une centaine de mètres. Ici la bande septentrionale rejoint la bande méridionale, réduite souvent par laminage à des lambeaux tels que le mont Combe, Costebelle et les lames qui flanquent le Caoumé. La ceinture d'Urgonien qui entoure le bassin du Beausset se termine à l'est par une dalle triangulaire, qui plonge à l'ouest et culmine à la cote 397,6. Elle repose sur les couches de l'HAUTERIVIEN qui forment une demi-cuvette synclinale superposée aux Dolomies néojurassiques de la Mort de Gautier et de la plaine des Selves. Les affleurements d'Hauterivien peuvent être envisagés comme la véritable termi-

naison orientale du bassin crétacé du Beausset. Il existe cependant, plus à l'est, encore un dernier lambeau d'Urgonien, mais il est situé bien au sud du grand axe du bassin et n'est plus en connexion immédiate avec la ceinture urgonienne. C'est le Coudon, dont le sommet oriental atteint 680 m. d'altitude et qui domine de sa masse la dépression permienne de Cuers et la plaine de la Garde. Il confine au nord à la plaine des Selves, vaste dépression creusée dans les DOLOMIES NÉOJURASSIQUES, qui forment, jusque bien au nord de la Mort de Gautier, le substratum des terrains crétacés du bassin du Beausset.

Les Dolomies de la plaine des Selves font suite régulièrement à l'est à une série normale de terrains concordants, allant du Bathonien supérieur au Permien. Les affleurements de ces terrains successifs forment des bandes que l'on suit sans aucune discontinuité depuis le pied est du Coudon jusqu'à Solliès-Ville. Ici, un accident dirigé W.—E. les fait buter contre des couches plus récentes, allant du Trias moyen à l'Hettangien. Aux Baous Rouges, il s'infléchit brusquement vers le N. W. et met les Dolomies en contact successivement avec l'Hettangien, le Lias moyen et supérieur, le Bajocien, le Bathonien marneux et le Bathonien calcaire. La série est de nouveau continue au nord de la Mort de Gautier, où les Dolomies reposent normalement sur le Bathonien calcaire, qui forme le grand escarpement dominant Valaury.

La cuvette dessinée par les Dolomies de la plaine des Selves, limitée au sud et au nord par une ligne de contact anormal, est située dans l'axe du bassin crétacé du Beausset. On peut se demander si elle n'en constitue pas le prolongement.

L'étude tectonique détaillée du synclinal par quoi se continue vers l'est le bassin du Beausset va nous permettre de préciser ces homologues.

DESCRIPTION DÉTAILLÉE.

BORD MÉRIDIONAL. — On a vu, dans un chapitre précédent (p. 183), que les terrains mésocrétacés constituant le bord méridional du bassin du Beausset présentent, entre le val d'Aren et la vallée de la Reppe, des plongements uniformes au nord ou au nord-ouest et qu'ils n'accusent nulle part une tendance au renversement. Les deux bords du synclinal, dans lequel est conservé le lambeau de recouvrement du Vieux-Beausset, sont ici presque symétriques. Il n'en est plus de même à l'est de la vallée de la Reppe. Si, entre Évenos et Sainte-Anne, l'Aptien plonge encore régulièrement au N. W., il devient

vertical dans le vallon Deprat et il en est de même du Cénomaniens et des grès turoniens, qui conservent leur verticalité jusqu'à la traversée du vallon du Broussan. Au N. E. des grès turoniens, dans lesquels est creusé le vallon de Cimay, les calcaires à Rudistes du Turonien supérieur se dressent en bancs verticaux et forment la barre des Aiguilles, dont la largeur, immédiatement à l'est de Sainte-Anne, ne dépasse guère une cinquantaine de mètres. Sur une longueur d'environ 700 m., ils sont en contact direct avec les grès sénoniens, mais on ne tarde pas à voir s'intercaler entre les deux formations une bande de calcaires à Hippurites plongeant au S. E. et, par conséquent, renversés. Elle atteint son maximum de largeur près de la Bérenguière et se poursuit vers l'est, avec une direction sensiblement W.-E., jusqu'au vallon du Broussan, où elle se raccorde à angle droit avec une barre calcaire, intercalée entre deux séries de grès et de calcaires spathiques attribuées au Sénonien, en raison de leur continuité avec les terrains qui constituent le sommet du Caoumé. Cette bande de calcaires à Hippurites est donc incontestablement sénonienne, et seul un examen superficiel pourrait la faire envisager comme la continuation de la barre des Aiguilles, qui est turonienne. D'ailleurs, à l'est de la Bérenguière, une bande de grès et de calcaires spathiques, à peine large de 50 m., s'intercale entre les deux barres calcaires. Elle se termine en biseau vers l'ouest et se raccorde à l'est avec les grès et calcaires du Sénonien inférieur.

Dans le haut du vallon de Cimay, les calcaires à Rudistes du Turonien supérieur cessent d'être verticaux; ils sont déversés au nord sur les grès du Sénonien inférieur et s'enfoncent au sud sous les grès du Turonien inférieur et moyen. Vers l'est, ils se terminent en biseau et n'atteignent pas le col qui relie le vallon de Cimay au vallon de Broussan. A partir de cette terminaison, les grès turoniens et les grès du Sénonien inférieur se trouvent en contact direct. Leurs caractères lithologiques permettent du reste de les distinguer aisément. Il est peu probable que la disparition des calcaires à Rudistes turoniens soit due à un étirement et il semble plus rationnel d'admettre que le faciès sableux a envahi ici tout l'étage. Cette interprétation est d'autant plus vraisemblable que l'on peut observer, sur le versant nord du vallon de Cimay, sur une longueur d'environ 300 m., une barre calcaire peu épaisse, qui s'intercale dans les grès et se termine en biseau à ses deux extrémités. Ces faits sont actuellement bien visibles, grâce à un incendie qui a détruit les bois de cette région, très couverte encore il y a quelques années.

Au sud du col, l'Aptien, le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien inférieur s'enfoncent sous l'extrémité nord-est du lambeau basaltique du Destrier et leurs couches verticales reparaissent au delà, sur le versant ouest du vallon du Broussan. Les calcaires à Hippurites sénoniens sont, par contre, déversés, à l'ouest du col, sur les grès sénoniens supérieurs, tandis que, à l'est, ils deviennent horizontaux. Plus au nord, leur base s'élève insensiblement à une altitude de plus en plus grande. La barre calcaire sénonienne dessine ainsi un synclinal dissymétrique, sur lequel il y aura lieu de revenir. Je renvoie également aux pages suivantes la description de sa continuation sur le versant opposé du vallon du Broussan.

On a vu précédemment (p. 224) qu'au nord du hameau du Broussan le Trias et le Lias renversés sont en contact direct avec une série comprenant l'Aptien, le Cénomaniens, les grès turoniens et les grès et calcaires du Sénonien inférieur. Ces termes, à l'exception des grès turoniens, qui ne tardent pas à disparaître par étirement, peuvent être suivis vers l'est, sur une longueur d'environ 1800 m. Ils sont renversés et plongent au sud, sous les terrains jurassiques dont il a été question au chapitre V. Au nord du col du Corps de Garde, l'Aptien s'enfonce sous l'Hettangien, qui fait ici partie d'une série liasique normale. Puis brusquement, une lame d'Urgonien et une lame de Jurassique renversé s'intercalent entre la série crétacée renversée, au nord, et l'Hettangien, au sud. L'Urgonien repose en discordance mécanique successivement sur l'Aptien, le Cénomaniens et les grès et calcaires du Sénonien inférieur (fig. 33 a). Le haut de la lame atteint la cote 763,1 et s'appuie sur les calcaires à Hippurites sénoniens et, d'après M. Maury, sur un lambeau de grès supérieurs à *Lima marticensis*, sur lequel est construit l'ouvrage occidental du Caoumé. Cette discordance est due à un décollement dans la série renversée, par suite de quoi l'Urgonien est moins incliné sur l'horizon que les termes stratigraphiquement plus élevés.

Au pied de l'escarpement qui marque le bord oriental de la grande « lèche » urgonienne, on voit reparaître, du sud au nord : 1° le Cénomaniens, représenté par des calcaires noduleux, avec bancs de calcaire à Orbitolines; 2° les calcaires turoniens à Rudistes, renfermant, à la base, de gros silex cariés; 3° les grès et les calcaires spathiques du Sénonien inférieur. Ces termes, que traverse la route militaire du Caoumé, se succèdent dans l'ordre inverse de l'ordre stratigraphique et plongent régulièrement au sud. Nulle part on ne voit apparaître l'Aptien entre l'Urgonien et le Cénomaniens, et, sur la route, les

grès turoniens font encore défaut. Mais, si l'on descend au fond du vallon de Pardiguières, on voit ce terme de la série mésocrétacée renversée reparaitre sous la forme de sables siliceux jaunes, autrefois exploités d'une manière assez active (fig. 33 c).

Les sables turoniens s'élèvent, sur le versant oriental du vallon, exactement à la même hauteur que sur le versant occidental. Ils se terminent en biseau sur les deux berges, près de la cote 500. Au puits Charlois (fig. 34 c), les calcaires cénomaniens s'appuient directement sur les calcaires turoniens, exactement comme sur la route du Caoumé. Plus à l'est, sur le versant oriental de la croupe qui sépare le vallon de Pardiguières du Mal Vallon, l'Aptien inférieur à silex reparait et s'intercale, dans la série renversée, entre une lame d'Urgonien, culminant à la cote 505, et une lame de calcaires cénomaniens que l'on suit, d'une manière presque continue, jusqu'au Revest. L'Aptien forme lui aussi une bande ininterrompue, de largeur variable (fig. 34 a, b), tandis que l'Urgonien est, à deux reprises, entièrement étiré. La lame de calcaires turoniens se dirige brusquement vers le nord et forme la barre inférieure du Caoumé. Quant aux grès turoniens, supprimés par étirement au puits Charlois, ils reparaisent plus bas et prennent un énorme développement entre le Revest et le pied est du Caoumé. A leur contact avec le Cénomalien, où leurs sables font l'objet d'une exploitation assez intense, ils sont par places parfaitement verticaux. Le hameau du Revest est bâti sur une colline de forme conique, dont le versant sud et le sommet sont constitués par une lame de calcaires aptiens, qui s'enfonce au sud sous une lame de Dolomies de la série jurassique renversée (p. 238). Une lame de Cénomalien peu épaisse, plongeant au sud sous l'Aptien, affleure sur le versant nord, un peu au-dessous du sommet et s'appuie sur des grès turoniens, visibles dans la partie nord du village. Toute cette série renversée traverse le vallon de Dardenne un peu en amont du barrage et se retrouve sur le versant opposé (pl. D, 1), où elle est toutefois recouverte partiellement par une brèche quaternaire (fig. 36).

L'Aptien, plongeant encore au sud, affleure sur une largeur de près de 400 m. sur la croupe qui, entre la Dardillone et les Olivières, s'élève jusqu'à la cote 421,2. Il s'enfonce au sud, sous le flanc inverse de l'anticlinal à noyau rhétien dont il a été question dans un chapitre précédent (p. 241). Le chemin qui conduit de la Dardillone aux Bouisses, traverse une lame d'Urgonien fortement laminé, qui sépare l'Aptien renversé de l'Hettangien du flanc normal de l'anticlinal. Après un coude très brusque, ce chemin se

dirige à l'est et suit les calcaires à *Parahoplites Deshayesi* de l'Aptien inférieur, puis, au col qui passe au nord du mont Combe, l'Aptien inférieur marneux.

Mais ici le régime tectonique change subitement. La série renversée se redresse et les termes qui la constituaient se succèdent maintenant du sud au nord en série normale. L'Urgonien du mont Combe (pl. C, 4) plonge au nord et il en est de même de l'Aptien et du Cénomaniens⁽¹⁾. L'Aptien, toujours normalement superposé à l'Urgonien, peut être suivi à l'est jusqu'au château de Tourris (p. 269, fig. 40). Par contre, la terminaison orientale de la bande cénomaniens et la jonction du bord sud et du bord nord du synclinal du Beausset sont cachées sous les dépôts quaternaires de la petite plaine de Tourris.

RÉGION AXIALE DU SYNCLINAL. — Jusqu'au vallon du Broussan, à l'est, les différents termes du Sénonien forment autant d'auréoles concentriques, conformément à la disposition en cuvette synclinale des couches du bassin du Beausset. Mais, ainsi que je l'ai exposé plus haut, cette cuvette elliptique se continue vers l'est par un synclinal étroit, dont l'axe prolonge le grand axe des ellipses concentriques. Il importe de préciser la position exacte de cet axe et de décrire d'une manière détaillée l'allure des couches qui dessinent le synclinal.

Les calcaires à Hippurites du Sénonien inférieur ($c_m^1 h$), presque verticaux ou plongeant au sud et, par conséquent, renversés, peuvent être suivis, avec une direction W.-E., jusqu'au col qui conduit du vallon de Cimay dans le vallon du Broussan. Ici, on s'en souvient, ils s'infléchissent brusquement au nord, deviennent horizontaux et prennent ensuite une très faible inclinaison. Ils forment, au-dessus des grès et calcaires de la base du Sénonien (c_m^1), un abrupt, dont on peut suivre le pied, à flanc de coteau, sur le versant occidental du vallon qui descend des Sambles et de l'Hauberte vers le Broussan. Leur limite inférieure s'élève insensiblement à mesure qu'on la suit vers le nord. Sur le bord nord de la feuille de Toulon au 1/50 000^e, elle atteint la cote 440. Son point le plus bas est à la cote 320, à quelques mètres seulement au-dessus du thalweg du vallon, environ à 1 km. à vol d'oiseau du hameau du Broussan. C'est évidemment en ce point même que passe l'axe du syn-

⁽¹⁾ C'est dans ce Cénomaniens que se trouvent intercalées les couches saumâtres, dont la faune a été étudiée en dernier lieu par M. Repelin.

clinal dissymétrique à flanc sud vertical, ou déversé au nord, et à flanc nord très peu incliné.

Sur le versant opposé du vallon, on retrouve les mêmes calcaires à Hippurites. Leurs bancs se correspondent sur les deux rives. Ils forment toute la partie rocheuse de la colline 427, dont les grès et calcaires du Sénonien inférieur constituent le soubassement. La limite des deux formations peut être facilement suivie, aussi bien sur le versant nord que sur le versant sud. En partant du thalweg du vallon, on la voit s'élever graduellement jusqu'à la cote 760. Les calcaires à Hippurites forment un plateau de plus en plus étroit, aboutissant au sud et au nord à un escarpement presque vertical, qui atteint par endroits jusqu'à 40 m. de hauteur. Ils portent un témoin de grès et de calcaires du Santonien moyen, sur lesquels est construit l'ouvrage occidental du Caoumé, tandis que l'ouvrage oriental est bâti sur les calcaires à Hippurites, qui s'arrêtent brusquement ici par un à pic faisant face à l'est, sur une longueur d'environ 200 m. (pl. C, 3).

Les grès et calcaires spathiques du Coniacien inférieur du soubassement ont échappé à la dénudation sur une largeur bien plus considérable que celle du témoin de calcaires à Hippurites. Sous le sommet oriental du Caoumé, cette largeur atteint à peu près 1200 m. au lieu de 200. La limite inférieure des grès et calcaires s'élève insensiblement, sur le versant nord du massif, de la cote minimum 350, un peu au nord de la ferme de la Vignasse, à la cote 720, qu'elle atteint au N. E. du sommet oriental. De là, elle redescend rapidement, avec une direction N.-S., à la cote 440, dans les ravins dont la réunion donne naissance au Mal Vallon. Elle se relève ensuite de nouveau très rapidement, sur le versant méridional, jusqu'à la cote 660, immédiatement au sud de l'ouvrage occidental du Caoumé. Mais ici la surface de contact des couches de base du Sénonien et des calcaires à Hippurites turoniens est renversée et plonge au sud, tandis qu'à l'est la succession est normale.

Les calcaires à Hippurites turoniens occupent, au nord du Caoumé, une grande largeur. Leurs couches supérieures forment encore, au pied est du sommet oriental, un petit plateau incliné au sud, large d'environ 300 m., limité à l'est par une magnifique falaise en surplomb, d'une hauteur de près de 100 m. (pl. C, 3). C'est la barre inférieure du Caoumé. Au sud du Baou du Midi, elle est immédiatement couronnée par le Sénonien inférieur. Son pied, qui correspond à la limite des grès et des calcaires turoniens, descend gra-

duellement de la cote 660 à la cote 400, qu'elle suit jusqu'au Mal Vallon, pour remonter ensuite rapidement jusqu'au puits Charlois, à la cote 500, où le Cénomaniens est renversé sur les calcaires à Hippurites turoniens, les grès turoniens étant ici entièrement étirés, comme on l'a vu plus haut (fig. 34 c).

C'est donc à la cote 400 que les calcaires à Hippurites du Turonien supérieur atteignent le niveau le plus bas et c'est donc nécessairement là, par conséquent, à environ 1 km. au S.S.E. du sommet oriental du Caoumé, que passe l'axe du synclinal.

Au pied de la barre inférieure du Caoumé, les grès turoniens (c^3_g) affleurent sur une grande surface jusqu'au village du Revest, qui occupe à peu près le sommet de l'affleurement triangulaire. Ils sont repliés en synclinal, exactement comme les termes plus élevés de la série, et ce synclinal est, ici aussi, dissymétrique, les couches de grès étant sensiblement verticales dans le flanc sud du pli (pl. B, 4), tandis que dans le flanc nord elles présentent une faible inclinaison vers le sud. Le point le plus bas où affleurent les grès turoniens est situé à peu près à l'entrée du village et c'est ici que viennent converger les eaux qui circulent dans les grès et qui sont retenues par les marnes imperméables du Turonien inférieur (c^3_m) sous-jacent (Ligérien des auteurs, ou mieux Salmurien).

Ces marnes n'existent pas partout entre les grès turoniens et les calcaires cénomaniens. Ainsi le contact direct de ces deux formations peut être observé à l'origine du dernier lacet que décrit la petite route du Revest à Fieraquet. Mais les marnes apparaissent immédiatement au-dessous et sont très développées aux abords du cimetière du Revest, où se trouve le gisement classique de *Periaster Verneuili*. On les suit entre deux lames de calcaires cénomaniens jusqu'à la retenue du barrage de Dardenne et on les retrouve sur la rive opposée (fig. 36 a, b). Ici elles s'élèvent jusqu'à la cote 200, où les deux lames de Cénomaniens se réunissent.

Il est manifeste que l'affleurement des marnes de la base du Turonien, à peine large de 200 m., marque le passage de l'axe du synclinal, ou plus exactement celui de l'intersection du plan axial avec la surface topographique.

On a vu plus haut qu'à partir du mont Combe, en se dirigeant vers l'est, toute trace de renversement, sur le bord méridional du synclinal, disparaît et que les termes inférieurs du Crétacé se succèdent maintenant dans l'ordre normal, en plongeant régulièrement au nord. Mais, tandis que l'Urgonien du

mont Combe supporte normalement une épaisse série aptienne, constituant, grâce à la présence des marnes, un important niveau d'eau, cette série est directement recouverte par des calcaires à Rudistes cénomaniens, formant plusieurs buttes cotées, sur le Plan Directeur, de l'ouest à l'est : 421,2; 439,4; 460,3; 380. On n'observe, au contact des deux formations⁽¹⁾, aucune trace des calcaires marneux noduleux qui constituent en général le Cénomaniens inférieur, et les couches saumâtres, si développées sur le bord septentrional du synclinal, font également défaut ici. On doit conclure de cette lacune à un étirement des couches inférieures du Cénomaniens et il semble même que les calcaires à Rudistes des quatre buttes forment un lambeau décollé, posé en contact anormal sur la série continue de la région axiale du synclinal (p. 269, fig. 40). Ces calcaires plongent au nord et supportent, sur le versant nord de la butte des Bouisses (460,3), un lambeau de grès et de sables jaunes, que l'on doit sans doute attribuer plutôt au Cénomaniens qu'au Turonien.

A l'est des Bouisses, une seconde surface de contact anormal paraît exister à la base de l'Aptien inférieur et séparer ce terme des calcaires marneux cénomaniens qui s'enfoncent sous lui et plongent comme lui vers l'ouest.

BORD SEPTENTRIONAL. — Le bord septentrional du bassin du Beausset se trouve en dehors des limites des feuilles de la Ciotat et de Toulon et, par conséquent, en dehors de la région étudiée dans le présent mémoire. Il n'en est pas de même du bord septentrional du synclinal qui fait suite à l'est au bassin du Beausset. Il est constitué par des terrains turoniens, cénomaniens et urgoniens, occupant, au nord de la zone axiale, des surfaces très étendues, qui se relaient en quelque sorte, ainsi qu'on l'a vu au début de ce chapitre.

Les calcaires turoniens (c^3c) occupent, au nord de la chaîne du Caomé, une surface limitée à l'ouest et au sud par deux contours presque rectilignes et à angle droit, le long desquels ils s'enfoncent, avec de faibles plongements au S.W. et au S., sous les grès sénoniens inférieurs (c^1g). Leur partie supérieure est continue à l'est avec la barre inférieure du Caomé. On n'y rencontre aucune intercalation marneuse. Une faille, orientée W.N.W.—E.S.E., sépare, sur plus de 1 km., la masse du Caomé Est d'un compartiment affaissé d'une trentaine de mètres, où les calcaires turoniens s'élèvent en pente

⁽¹⁾ Aux Bouisses les calcaires à Rudistes du Cénomaniens supérieur reposent directement sur les calcaires marneux à silex de l'Aptien inférieur (Bédoulien).

douce jusqu'à la cote 684,8. Elle fait buter, d'après les observations de M. Maury, sur la moitié de sa longueur, ces calcaires contre les grès jaunes du Turonien moyen.

La partie inférieure des calcaires turoniens présente encore, autour de la plaine quaternaire de Robœuf, la même homogénéité que la partie supérieure. Mais, à l'est de la fontaine d'Orvès, des intercalations gréseuses ou marneuses plus ou moins puissantes la divisent en un certain nombre de barres distinctes. M. Maury a levé avec un soin tout particulier les contours des bandes alternantes de calcaires à Rudistes et de grès. Il a reconnu que ces deux formations s'engrenaient littéralement, les grès se terminant en biseau à l'ouest dans la masse des calcaires et les barres calcaires finissant en pointe à l'est au milieu des grès qui forment le substratum de la barre inférieure du Caoumé (fig. 39 d).

Les barres de calcaires à Rudistes turoniens qui s'intercalent ainsi dans les grès du Turonien moyen sont au nombre de cinq. La plus inférieure repose sur une lame continue de marnes à *Periaster Verneuili* du Turonien inférieur et celle-ci s'appuie sur le Cénomaniens, incliné au S.W. et comprenant un niveau supérieur de calcaires à Rudistes et un niveau inférieur marneux et gréseux (fig. 39 c). Ces deux termes, qui, sur le bord nord de la feuille de Toulon, butent par faille contre l'Urgonien, peuvent être suivis jusqu'à la vallée de Dardenne, en amont du barrage, mais leurs affleurements ne forment pas des bandes continues, car ils sont sectionnés par des failles transversales, qui intéressent également l'Urgonien sous-jacent. Il existe, en effet, entre le Revest, au sud, et la grande dalle urgonienne du Grand Cap, au nord, un champ de fractures tout à fait remarquable, que M. Maury et moi avons étudié en collaboration. Pour la commodité de l'exposé, j'en ferai la description du sud au nord, suivant une coupe transversale (fig. 39 b), que le lecteur pourra facilement vérifier en montant à Fiéraquet par les lacets de la petite route.

Immédiatement au nord du cimetière du Revest, qui est établi sur les marnes à *Periaster Verneuili* du Turonien inférieur, on observe une barre de calcaires à Caprines cénomaniens, que nous avons déjà rencontrée sur le premier lacet de la route. Elle s'appuie sur le Cénomaniens inférieur marin et saumâtre, dans lequel est creusé un ravin. Sur la berge nord de ce ravin, une faille de faible rejet, dont nous retrouverons la continuation plus à l'est, fait buter le Cénomaniens inférieur contre l'Urgonien, qui forme un abrupt assez marqué faisant face au sud. Déjà sur la route, on n'observe plus aucune trace

de cette faille et l'Urgonien s'enfonce sous le Cénomaniens inférieur avec une terminaison périclinale.

Le contact des deux terrains est remarquable par l'absence complète de l'Aptien et par la présence d'une intercalation de bauxite, atteignant par places 2 à 3 m. d'épaisseur, mais souvent réduite à zéro. L'Urgonien, dont la surface est parsemée de poches de bauxite, supporte en outre, à l'est des Baumettes, un lambeau de Cénomaniens inférieur, qui a permis l'établissement de cultures, contrastant d'une manière frappante avec la brousse qui couvre l'Urgonien. Ce lambeau bute au nord par faille contre une nouvelle bande d'Urgonien plongeant au S.W., et cette faille, dont le trajet décrit d'ailleurs une ligne brisée, se continue vers le N.W., mettant le Cénomaniens inférieur du compartiment précédent en contact successivement avec l'Urgonien et avec tous les termes qui lui font suite, jusqu'aux grès turoniens. L'Urgonien de ce 3^{me} compartiment bute au nord par une nouvelle faille, dirigée W.N.W.-E.S.E., contre trois larges bandes de Cénomaniens inférieur, de Cénomaniens moyen et de marnes du Turonien inférieur. On voit s'enfoncer sous la première une petite croupe d'Urgonien, flanquée de deux lambeaux de bauxite et traversée par une petite faille de faible rejet, qui n'affecte pas les termes plus élevés. Une 4^{me} faille, d'abord parallèle à la précédente, formant ensuite avec elle un angle très aigu, ouvert au N.W., limite au S.W. un 4^{me} compartiment, beaucoup plus large que les premiers. Elle rejette de nouveau vers le N.W. les bandes successives, qui, en plan, ne possèdent plus la même largeur que dans le compartiment précédent. C'est ainsi que la largeur de la bande de Cénomaniens inférieur atteint maintenant 300 m., au lieu de 50 à 100, et que la barre de calcaires à Rudistes du Cénomaniens supérieur se trouve relevée au niveau du Turonien inférieur. Le 5^{me} compartiment est beaucoup plus large que les précédents; la faille qui le limite au N.E. est séparée de la 4^{me} par un intervalle qui atteint près de 700 m. de large. Elle correspond à un abrupt d'Urgonien, que l'on suit sur une longueur de près de 2 km. et qui limite au S.W. la grande dalle urgonienne du Grand Cap. Entre la 4^{me} faille et la 5^{me}, on rencontre d'abord, en suivant la route, une croupe d'Urgonien, qui reproduit en plus grand celles du 2^{me} et du 4^{me} compartiment et qui s'enfonce, comme elles, sous le Cénomaniens inférieur, avec, par places, de la bauxite au contact. On arrive ensuite, au nord de la bergerie de Fieraquet, à un affleurement de Cénomaniens marneux à *Exogyra columba*, très fossilifère par endroits, qui atteint 400 m. de largeur et s'étend jusqu'au

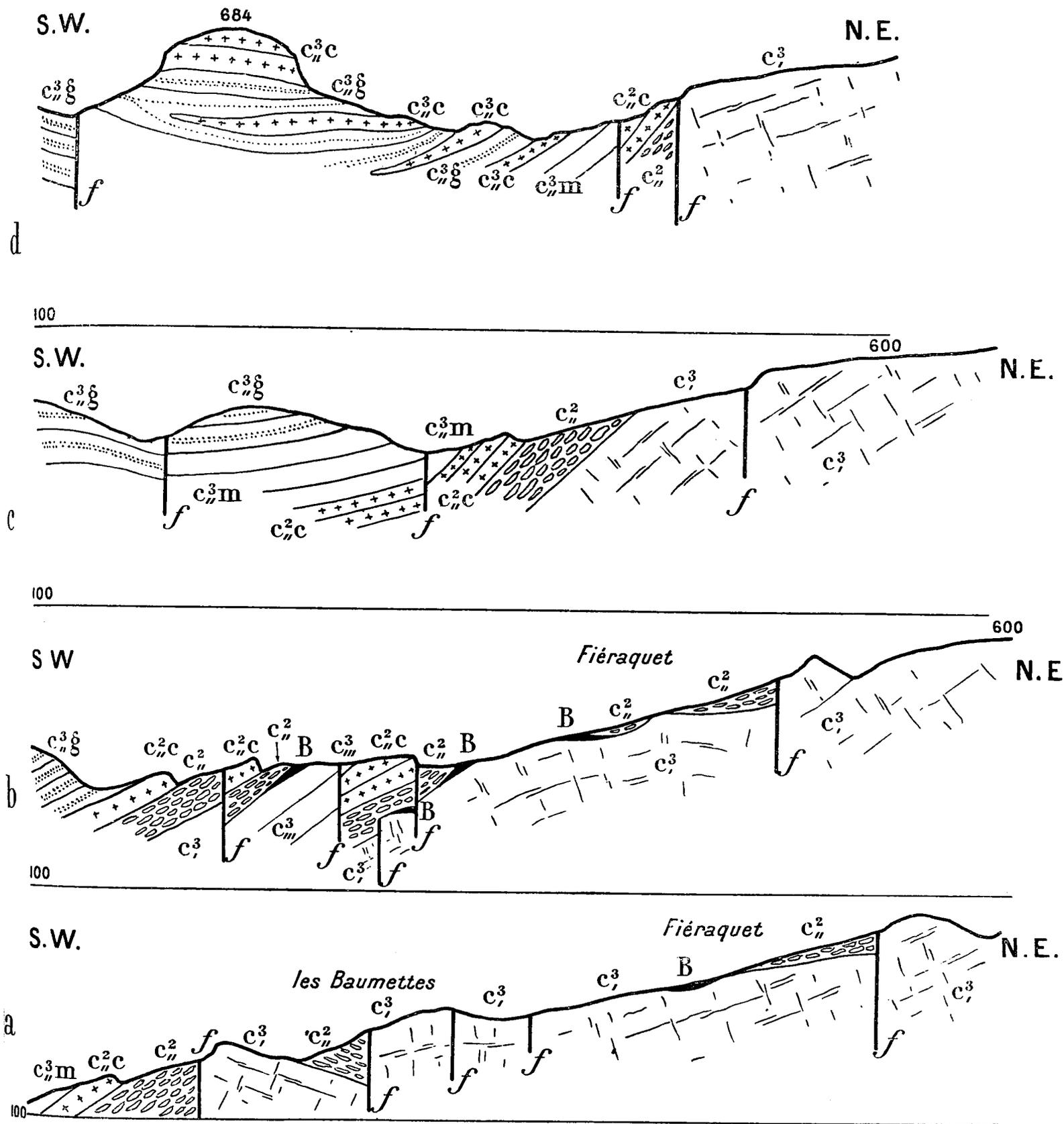


Fig. 39. — Coupes du bord nord-est du synclinal du Restif.

(Échelle : 1/10 000^e.)

c^3 , Urgonien; B, Bauxite; c^3_m , Cénomaniens marneux; c^2_c , Cénomaniens à Rudistes; c^3_m , marnes turoniennes; c^3_g , grès turoniens; c^3_c , calcaires turoniens à Rudistes.

pieu de l'abrupt urgonien. Ce Cénomanienu empieue considérablement sur l'espace qui normalement devrait revenir à l'Urgonien et s'étend bien plus loin à l'est que dans les compartiments précédents. Il forme d'ailleurs une mince pellicule, car l'Urgonien apparaît en plusieurs boutonnières au milieu de ses affleurements. Le plus élevé de ces affleurements urgoniens est coupé au nord par la grande faille.

Jusqu'ici nous n'avons rencontré qu'un seul système de failles, grossièrement parallèles et orientées N.W.-S.E. La limite des deux communes d'Évenos et du Revest coïncide à 20 m. près avec un accident transversal, presque perpendiculaire à la grande faille et orienté S.W.-N.E. Sur le chemin qui mène de Fiéraquet au col, il met en contact le Cénomanienu calcaire et le Turonien inférieur marneux assez fossilifère, avec *Periaster Verneuili*, *Mammites Revellieri* et Gastéropodes.

Au delà, la continuation de la barre de calcaires à Rudistes se trouve reportée à 400 m. plus au nord, mais c'est grâce à un second accident transversal, dirigé presque E.-W. et raccordant la grande faille à une faille qui lui est rigoureusement parallèle et qui en est distante de 200 m. Le compartiment inférieur est constitué par un affleurement d'Urgonien, avec poches de bauxite, auquel font suite, plongeant au S.E., les deux termes du Cénomanienu, coupés obliquement par la faille E.-W. J'ignore comment se poursuit ce compartiment en dehors des limites de la feuille de Toulon au 1/50 000^e. Au sud, il est en contact avec le Cénomanienu marneux et avec le Cénomanienu calcaire, qui plongent sous le Turonien inférieur de la base du Caoumé.

Quoi qu'il en soit de la continuation de la grande faille au nord-ouest, au delà des limites de la feuille, il est manifeste qu'on peut en constater l'existence sur une longueur au moins triple ou quadruple de la longueur des failles que l'on rencontre en suivant la route de Fiéraquet. Celles ci se perdent vers le S.E. dans l'Urgonien; vers le N.W. elles intéressent le Cénomanienu et le Turonien inférieur, chacune d'elles donnant lieu à un rejet assez important. Sauf dans le 5^{me} compartiment, moins affaissé que les autres, le prolongement de chaque bande est reporté, au nord de la faille, à un niveau plus bas de 40 ou 50 m. Mais aucune de ces failles ne pénètre dans le Turonien supérieur, sauf peut-être la seconde, qui semble se raccorder, sous un angle très ouvert, avec la faille qui coupe la barre inférieure du Caoumé, accident dont il a été question plus haut.

La 1^{re} faille, qui délimite au sud le compartiment des Baumettes, n'intéresse pas, vers le N.W., le Cénomaniens calcaire et les grès turoniens. Par contre, elle se poursuit beaucoup plus loin vers le S.E. que les trois failles situées plus au nord. Elle est à peu près rectiligne sur une longueur de 1 km. et fait buter le Cénomaniens marneux contre un grand escarpement par lequel se terminent au sud les pentes rocheuses urgoniennes d'où jaillissent les sources du Ragas.

Cependant, au sud de la faille, l'Urgonien forme encore deux lambeaux sur lesquels s'appuie le Cénomaniens et qui sont séparés par un accident transversal, presque perpendiculaire à la faille et se traduisant par un abrupt. A son extrémité est, la faille rencontre à angle droit une faille transversale, dont la lèvre orientale est affaissée. C'est, comme le montrent les poches de bauxite qui parsèment sa surface, l'Urgonien terminal, qui s'enfonce au sud sous le Cénomaniens inférieur. La lèvre occidentale est, par contre, exclusivement urgonienne.

Plus à l'est, les chemins qui montent aux Olivières sont toujours établis sur la surface terminale de l'Urgonien, qui est caractérisée par ses poches de bauxite et plonge au sud sous le Cénomaniens. Nulle part, sur tout ce bord septentrional du synclinal du Revest, on n'observe la moindre trace d'Aptien intercalé entre l'Urgonien et le Cénomaniens. Par contre, la bauxite, qui manque totalement sur le bord méridional, forme, au nord du château de Tourris, une bande continue sur une longueur d'environ 500 m.

L'Urgonien, sur lequel s'appuie au sud le Cénomaniens du synclinal du Revest, plonge très uniformément au S.S.W. Il s'élève en pente douce au nord jusqu'au Grand Cap, formant une vaste dalle, entaillée par plusieurs ravins (pl. C, 4). A l'est on voit apparaître brusquement, le long d'une ligne brisée formant un angle d'à peu près 100°, le substratum de l'Urgonien, qui est constitué ici par des dolomies du Jurassique supérieur, tandis que plus au sud, sur le chemin qui mène de Tourris à la Mort de Gautier, une large bande d'Hauterivien s'intercale entre les deux formations.

Au nord du château de Tourris et vers le Goudron, la largeur de la bande d'Urgonien va graduellement en diminuant; au nord du col, elle atteint à peine 200 m. Les alluvions de la plaine de Tourris empêchent de suivre la continuité entre l'Urgonien du flanc nord du synclinal et celui du flanc sud, mais le raccord ne fait point de doute, et la dalle urgonienne qui s'élève du col à la cote 397,6 constitue incontestablement, en ce qui concerne l'Urgo-

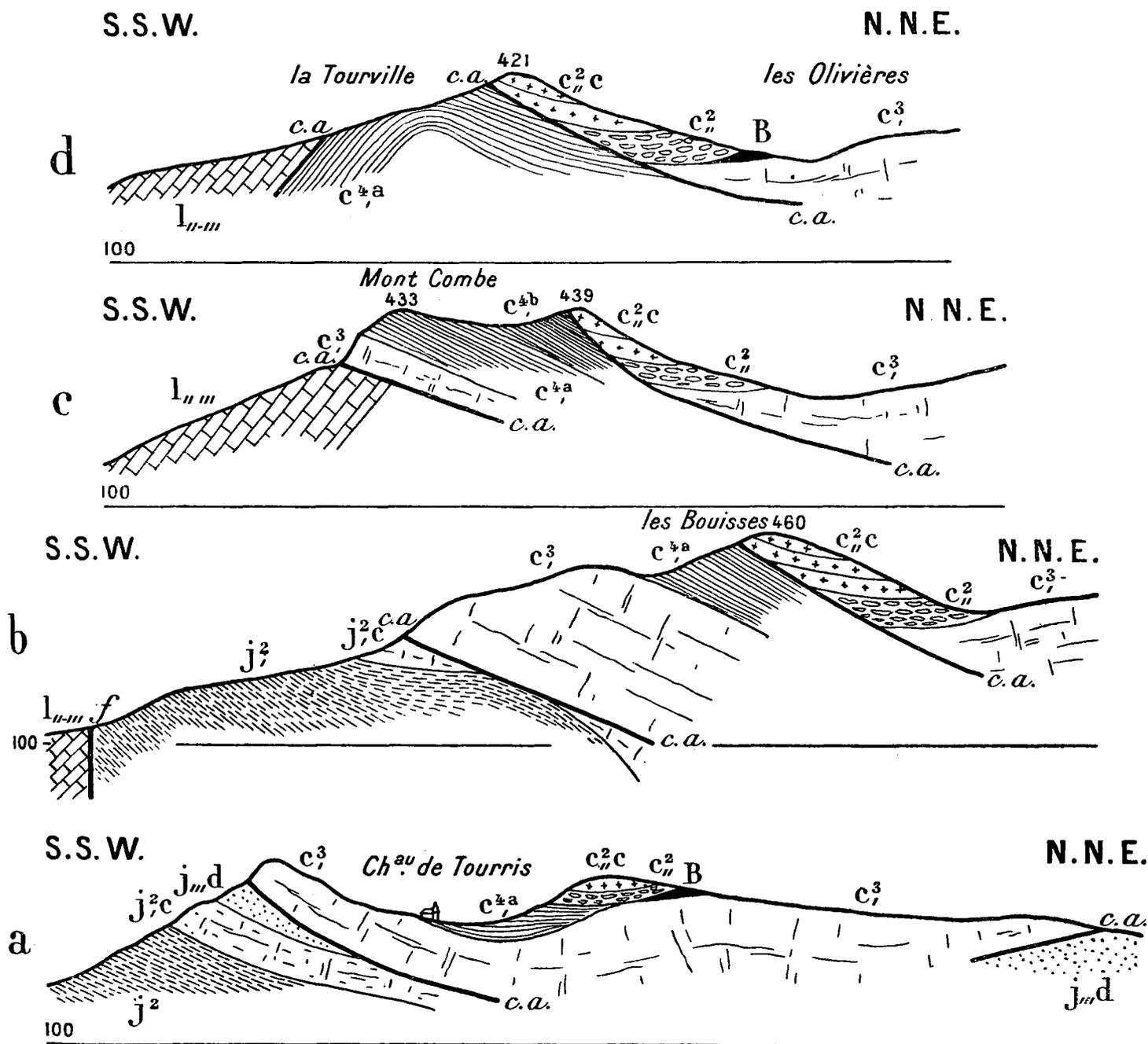
nien, la terminaison périclinale du synclinal par lequel se continue le bassin du Beausset.

A l'ouest du col, on voit apparaître immédiatement sous l'Urgonien du rocher de la Vieille Valette (471,6) soit les Dolomies néojurassiques (pl. II, fig. 2), soit le Bathonien calcaire ou marneux. L'Urgonien est décollé de son substratum, ainsi qu'on l'a vu plus haut (p. 241). Le Bathonien repose, par contre, normalement sur une série comprenant le Bajocien, le Lias à silex, l'Hettangien, le Rhétien et le Trias supérieur.

Tous ces termes sont coupés en biseau à l'est par une surface de chevauchement qui les met en contact, entre Tourris et la Chaberte, avec la dalle urgonienne inclinée à l'ouest, dont il a déjà été question plus haut, et, plus au sud, avec des calcaires noduleux gris foncé à Huîtres et autres Lamelli-branches, incontestablement cénomaniens. Plus au sud encore, une lame de Dolomies néojurassiques s'intercale entre le Trias supérieur et des marnes turoniennes superposées au Cénomaniens.

On est au premier abord assez déconcerté par l'apparition du Cénomaniens à 400 m. au sud du col de Tourris, au pied de l'escarpement par lequel se termine au S.E. la lame d'Urgonien qui s'élève du col à la cote 397,6, d'autant plus que, sous cet escarpement, se montre, un peu plus haut, le substratum normal de l'Urgonien, l'Hauterivien, formant une bande étroite, en continuité au N.E. avec les affleurements très étendus de la partie occidentale de la plaine des Selves.

Cette bande est limitée au S.E. par une croupe d'Urgonien; elle en est séparée par une faille verticale orientée W.S.W.-E.N.E. L'Urgonien s'enfonce à l'ouest et au sud sous les calcaires noduleux du Cénomaniens et ce terme supporte à son tour un lambeau de marnes du Turonien inférieur. Une 2^{me} faille, grossièrement parallèle à la 1^{re}, met le Turonien et le Cénomaniens en contact au sud avec l'Urgonien. Elle se prolonge à l'est par la grande faille du Coudon, dont il sera encore question plus loin. La croupe urgonienne qui s'enfonce sous le Cénomaniens s'est affaissée entre les deux failles. Il est évident qu'elle faisait primitivement corps avec la dalle d'Urgonien culminant à la cote 397,6 et avec l'Urgonien du Coudon. Il est non moins évident que ces trois Urgoniens constituent le prolongement de celui du Goudron, qui appartient au bord septentrional du synclinal de Tourris. Or on vient de voir qu'ils s'enfoncent à l'ouest sous une série Trias-Bathonien, qui est elle-même recouverte par l'Urgonien de la Vieille-Valette, décollé de son substratum.



l_{II-III} , Lias moyen et sup^r; j^2 , Bathonien marneux; j^3c , Bathonien calcaire; $j_{III}d$, Dolomies néo-jurassiques; c^3 , Urgonien; c^{4a} , Aptien inf^r; c^{4b} , Aptien sup^r; c_{II}^2 , Cénomaniens inf^r; c_{II}^3c , calcaires à Rudistes cénomaniens.

c. a., contact anormal; *f*, faille.

tum et continu avec le bord méridional du synclinal de Tourris. L'intercalation de cette série Trias-Bathonien entre deux Urgoniens représentant les deux flancs d'un même synclinal est tout à fait paradoxale. Elle serait incompréhensible si on ne faisait pas entrer en ligne de compte le chevauchement de l'Aptien sur le Cénomaniens au nord du château de Tourris et si l'on n'envisageait pas cet accident comme le prolongement de celui qui, plus au sud, fait chevaucher la série Trias-Bathonien sur les trois Urgoniens.

LE COUDON. — Au nord de la Valette se dresse l'énorme masse urgonienne du Coudon, entièrement isolée, grâce à ses parois presque verticales, qui, au nord, à l'est et au sud, tout au moins, dominant les collines jurassiques environnantes (pl. D, 3). A l'ouest, par contre, l'Urgonien descend insensiblement de hauteurs voisines de 500 m. à la cote 260, et s'enfonce, sur une longueur de 250 m. environ, sous le Trias supérieur de la Chaberte (pl. D, 2). J'ai montré précédemment (p. 242) que, plus au nord, une lame de Dolomies néojurassiques s'intercale entre cet Urgonien et le Trias supérieur, tandis que, plus au sud, c'est une lame de Lias à silex qui sépare l'Urgonien des termes inférieurs (Trias supérieur, Rhétien, Hettangien) de la série normale.

Sur le bord méridional du Coudon, l'Urgonien plonge au sud et s'enfonce, ici aussi, sous des couches plus anciennes : sous une série renversée, comprenant les Dolomies, le Bathonien marneux et les divers termes du Lias, traversée par le premier grand lacet de la route du fort; sous une série normale, comprenant le Trias supérieur, le Rhétien, l'Hettangien et le Lias à silex, plus à l'est.

Au nord de la colline de Baudouvin, les parois méridionales du Coudon, au lieu d'être entièrement constituées par de l'Urgonien, comme plus à l'ouest, laissent apparaître maintenant, entre deux escarpements urgoniens, des Dolomies néojurassiques, dont les affleurements, d'un accès facile, étaient couverts de broussailles, aujourd'hui incendiées. Un sentier très raide, mais nullement dangereux, s'élève du col de Baudouvin, par les pentes liasiques, traverse la première barre urgonienne, décrit des lacets dans les Dolomies et atteint la deuxième barre et la route de voitures à un petit ensellement, situé au pied de la hauteur culminante qui porte l'ouvrage principal du Coudon. En suivant ce sentier, nous avons pu constater, M^{lle} Pfender et moi, que toutes les couches traversées plongent régulièrement au S.S.W. L'Urgonien de la barre inférieure s'enfonce sous le Lias, les Dolomies s'enfoncent

sous cet Urgonien, mais elles s'enfoncent également sous l'Urgonien du sommet (pl. D, 3).

On est donc ici en présence d'un simple pli monoclinale, d'une véritable flexure. L'affleurement de Dolomies correspond au noyau du pli. Il va en s'amincissant vers l'ouest et, à 400 m. environ du sentier, les deux barres d'Urgonien se réunissent et se soudent.

On ne constate nulle part, sur tout le pourtour de l'affleurement de Dolomies, au contact de celles-ci et de l'Urgonien, la moindre trace de Calcaires Blancs (j c) et d'Hauterivien, termes qui normalement devraient se trouver intercalés entre les deux formations. Il en est de même sur le pourtour d'un petit affleurement de Dolomies que traverse l'avant-dernier lacet de la route, au pied des deux sommets cotés 612 et 625,7 sur le Plan Directeur. Ce pointement montre bien que le pli monoclinale se poursuit vers le N.W. dans une région où l'érosion l'a à peine entamé.

Vers l'est, au sud du sommet principal du Coudon, l'affleurement de Dolomies atteint son maximum de largeur, tandis que l'Urgonien du flanc sud s'étire peu à peu en s'effilant en pointe, si bien que les Dolomies se trouvent finalement en contact direct avec le Trias moyen de la zone des imbrications. Elles-mêmes affleurent sur environ 250 m. de hauteur, en conservant leur plongement au S.W. Elles occupent encore le côté ouest d'un grand ravin qui s'étend jusqu'au pied du grand escarpement urgonien. Sur la berge opposée, elles font place brusquement à une succession qui comprend les termes suivants, formant autant de bandes que l'on peut suivre vers le N.E. jusqu'à Solliès-Ville : 1° Trias supérieur ; 2° Rhétien ; 3° Hettangien ; 4° Lias moyen et supérieur ; 5° Bathonien marneux⁽¹⁾ ; 6° Bathonien calcaire. Ces couches plongent au N.W., comme leur soubassement triasique et permien. Il est évident que le ravin correspond à une faille verticale dirigée S.W.-N.E. Cet accident se raccorde au sud avec la faille N.-S. dont il a été question plus haut. Au nord il conserve sa direction et passe au pied est de la grande falaise urgonienne du Coudon, mettant l'Urgonien en contact avec le Bathonien calcaire (pl. D, 4).

Au delà de l'éperon nord-est du Coudon, le front de l'escarpement urgonien est dirigé W.N.W.-E.S.E. sur une longueur d'environ 600 m. et, sur

⁽¹⁾ Je n'ai pu reconnaître ici la présence du Bajocien, que M. Lanquine a rencontré plus au nord.

toute cette longueur, l'Urgonien est superposé directement au Bathonien calcaire.

Le bord septentrional de la masse du Coudon est marqué par un abrupt d'Urgonien, dont le pied s'appuie directement sur des Dolomies néojurassiques très boisées, appartenant à la vaste dépression connue sous le nom de plaine des Selves. Le contact des deux formations est vraisemblablement une faille oblique plongeant au sud, car, loin d'être rectiligne, son tracé est assez sinueux. Vers l'ouest cependant, elle semble devenir verticale et met l'Urgonien en contact d'abord avec l'Hauterivien, ensuite avec le Cénomaniens.

PLAINE DES SELVES. — Au nord de la masse urgonienne du Coudon s'étend une vaste surface, où affleurent exclusivement des Dolomies néojurassiques. Le nom de *plaine des Selves*, qui désigne sa partie centrale, peut être appliqué à une unité tectonique indépendante, limitée, au sud, par la ligne de contact anormal du pied nord du Coudon, au nord, par un accident, sur lequel je reviendrai, que l'on suit depuis Solliès-Ville, à l'est, jusqu'à la Mort de Gautier, à l'ouest, ou, plus exactement, au nord-ouest, car il passe, aux Baous Rouges, de la direction E.-W. à la direction N. W.-S. E.

Si, sur leur bord sud, les Dolomies de la plaine des Selves sont séparées de l'Urgonien du Coudon par une faille oblique ou par une surface de contact anormal ou de décollement, il n'en est pas de même à l'ouest, où une série assez épaisse de couches hauteriviennes s'intercale normalement entre ces Dolomies et l'Urgonien du Goudron. Elle est repliée en synclinal, avec terminaison périclinale à l'est. Au nord elle repose sur les Dolomies sur une longueur d'environ 1600 m. et, sur ce bord, pas plus que sur le bord méridional, on n'observe, au contact des Dolomies et de l'Hauterivien, aucune trace de Calcaires Blancs.

A 1200 m. au nord du Goudron, l'Hauterivien s'arrête brusquement et l'on constate de nouveau la superposition directe de l'Urgonien aux Dolomies. L'absence de l'Hauterivien ne peut s'expliquer que par un étirement, qui se traduit par une ligne de contact anormal. Celle-ci est dirigée d'abord S. E.-N. W., puis à peu près S. W.-N. E. et enfin, à partir du bord septentrional de la feuille de Toulon au 1/50 000^e, de nouveau S. E.-N. W.

L'absence des Calcaires Blancs semble, par contre, devoir être attribuée à des causes d'ordre stratigraphique, car il est probable que le faciès dolo-

mitique s'élève, dans cette partie de la région toulonnaise, au moins jusqu'à la base du Valanginien⁽¹⁾. En effet, les bandes de Calcaires Blancs intercalées dans les Dolomies, que l'on observe à l'ouest de la Mort de Gautier, se terminent en biseau vers le S. W., dans la masse des Dolomies, ainsi qu'il ressort des observations de M. Lanquine. Aux abords de la plaine des Selves, les Dolomies ne présentent, ni dans leur partie inférieure, au voisinage du Bathonien, ni dans leur partie supérieure, sous l'Hauterivien, aucune intercalation de Calcaires Blancs. Contrairement à ce qui a lieu à l'ouest de la Mort de Gautier, le Jurassique supérieur est entièrement dolomitique.

Le compartiment constitué par les Dolomies de la plaine des Selves et par le lambeau d'Hauterivien qu'elles supportent est limité, au sud et au nord, par deux lignes de contact anormal, qui présentent, dans certaines parties de leur tracé, un parallélisme remarquable et qui décrivent chacune, ainsi que je l'ai exposé plus haut, un coude très prononcé. A l'est, par contre, les Dolomies reposent normalement sur une barre de Bathonien calcaire, que l'on suit depuis le pied oriental du Coudon jusqu'au Matheron. Sous ce Bathonien calcaire, on rencontre, en succession régulière, tous les termes énumérés précédemment, jusqu'au Permien. Leurs couches se relèvent toutes, comme les Dolomies des Selves et l'Hauterivien, vers l'est. Ceci résulte avec évidence de l'altitude de leurs intersections avec les courbes de niveau. Ainsi, la base du Bathonien calcaire, qui, au Matheron, se trouve à la cote 480, descend, au col des Selves, à la cote 350 et remonte de nouveau, au pied est du Coudon, à la cote 480. De même, le sommet du Lias, que le chemin menant de Solliès-Ville au Matheron traverse à la cote 380, descend, sur le chemin qui va des Selves aux Laures, à la cote 240, pour remonter, à l'est du Coudon, à la cote 380.

Les termes inférieurs de la série, le Rhétien, le Trias supérieur, le Trias moyen, affleurent eux-mêmes dans les vallons qui viennent de l'ouest, et convergent au-dessus des Laures, à des cotes moins élevées que plus au sud ou plus au nord.

A l'est du Matheron, l'accident qui limite au nord le compartiment des Selves se continue en ligne droite, en passant par Solliès-Ville et en conservant sa direction à peu près W.-E. jusqu'à la plaine du Gapeau. C'est main-

⁽¹⁾ Je connais des variations de faciès tout à fait semblables dans le socle de la Sainte-Baume, au sud de Nans et de Rougiers.

tenant une faille presque verticale. Les affleurements des couches triasiques et liasiques se retrouvent au nord et forment à flanc de coteau des bandes semblables à celles que l'on suit du pied du Coudon jusqu'à Solliès-Ville, mais, tandis qu'à l'ouest de ce village, les couches du compartiment méridional sont toujours en contact avec des termes plus anciens, il n'en est pas de même à l'est, où le compartiment sud est, au contraire, affaissé légèrement par rapport au compartiment nord.

Au nord de l'accident de Solliès-Ville et de la Mort de Gautier s'étend la région de Belgentier, constituée par les mêmes terrains, peu disloqués, que le compartiment des Selves. Sa partie tout à fait méridionale se trouve seule sur la feuille de Toulon au 1/50 000^e. Elle est, dans son ensemble, située en dehors des limites de la région étudiée dans le présent fascicule. J'en réserve la description pour un mémoire ultérieur.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

La cuvette synclinale du Beausset se prolonge à l'est des Gours par un synclinal que l'on peut suivre, vers l'est, sur une longueur de près de 10 km., et qui, dans cette direction, va se rétrécissant graduellement. Les observations de détail exposées dans les pages précédentes permettent de mettre en relief un certain nombre de particularités, qui font de ce synclinal un des accidents tectoniques les plus singuliers de la Basse-Provence.

Le bord méridional du synclinal n'est autre chose que la continuation du bord méridional du bassin du Beausset. Comme celui-ci, il est constitué par des terrains tantôt peu inclinés et en succession normale, tantôt redressés à la verticale, tantôt même renversés. La série stratigraphique, qui va du Jurassique supérieur au Sénonien inférieur, est presque toujours incomplète, mais les lacunes résultent d'étirements, qui portent principalement sur les couches marneuses ou sableuses, en particulier sur l'Hauterivien, l'Aptien ou le Turonien inférieur. Mais l'Urgonien lui-même est souvent entièrement étiré, et n'est représenté que par des lambeaux sans continuité. La seule lacune stratigraphique s'observe entre l'Aptien supérieur et le Cénomaniens inférieur. Elle correspond à l'Albien, dont l'absence est générale dans toute la région toulonnaise. Elle n'est marquée nulle part, sur tout ce bord méridional, par la présence d'un niveau de bauxite, contrairement à ce qui a lieu sur le bord septentrional du synclinal.

L'absence constante de l'Hauterivien peut être attribuée au décollement qui s'est produit à la base de l'Urgonien. L'existence de ce décollement est certaine sur le bord sud du massif du mont Combe, où l'Urgonien repose indifféremment sur le Lias, le Bathonien marneux ou calcaire, ou sur les Dolomies néojurassiques. Ses couches plongent uniformément vers le nord et supportent normalement les couches aptiennes de la région axiale du synclinal. On n'observe plus ici la moindre trace de renversement, mais on peut très bien s'expliquer cette particularité en supposant que la charnière du synclinal déversé, qui existait sans doute au sud du mont Combe, a disparu par érosion.

La région axiale du synclinal qui prolonge à l'est le bassin du Beausset est occupée, dans la partie occidentale, par les calcaires à Hippurites et les grès inférieurs du Sénonien; dans la partie moyenne, par le Turonien inférieur; dans la partie orientale, par le Cénomaniens. Il est facile de s'assurer que ces différents termes de la série crétacée sont non seulement concordants, mais que leurs couches ont subi un plissement *harmonique*. La surface qui passe par l'axe synclinal de chacune d'elles est donc un plan, le *plan axial*. Pour déterminer d'une façon rigoureuse la position de ce plan, il faudrait pouvoir reconstituer l'axe de chacun des termes de la série, d'un bout du synclinal à l'autre. Mais, comme l'allure géométrique d'aucun d'eux ne peut être observée sur toute cette longueur, nous devons nous contenter de joindre par une ligne un certain nombre de points où la surface inférieure ou supérieure de plusieurs couches choisies comme repère atteint son point le plus bas.

La surface supérieure des calcaires à Hippurites du Sénonien inférieur atteint à l'affleurement son minimum d'altitude à l'extrémité orientale du bassin du Beausset, non loin de la cote 380, au sud du témoin basaltique du Marou. La surface inférieure des mêmes calcaires est entamée par le torrent qui descend de la Vignasse sur le Broussan; elle atteint son point le plus bas à la cote 320, à quelques mètres seulement au-dessus du thalweg du vallon. La surface de contact des grès inférieurs du Sénonien et des calcaires à Rudistes sous-jacents s'abaisse, sur le versant sud du Caoumé, jusqu'à la cote 440, dans le haut du Mal Vallon. La base des grès turoniens descend, au village même du Revest, à une cote légèrement supérieure à 200.

Le Turonien est représenté, à l'est du Revest, exclusivement par une bande étroite de marnes à *Periaster Verneuli*, qui correspond à la traversée

du vallon de Dardenne par la région axiale du synclinal. L'axe est situé à une certaine profondeur au-dessous de l'ancien thalweg, recouvert aujourd'hui par la masse d'eau retenue par le barrage. Les deux bandes de Cénomaniens qui accompagnent le Turonien au sud et au nord se réunissent à l'est, aux environs de la cote 180, et leur jonction donne naissance à une bande unique, qui forme jusqu'à Tourris la région axiale du synclinal. L'axe lui-même vient à l'affleurement au N. E. du Château, à peu près à la cote 360.

Réunissant maintenant par une ligne tous ces points cotés qui marquent le passage de l'axe du synclinal, nous constatons que, du Marou à Tourris, sur une longueur de près de 8 km., cette ligne est à peu de chose près une droite orientée W. N. W.-E. S. E. Comme elle traverse des sommets et des vallons en conservant sa direction, nous pouvons conclure que *le plan axial du synclinal est vertical*. Et cependant le synclinal est fortement dissymétrique. Le flanc sud occupe une largeur bien moindre que le flanc nord. Dans le flanc sud, les couches sont fortement inclinées et quelquefois déversées vers l'axe; dans le flanc nord, elles se relèvent vers le nord en pente presque toujours très douce.

Au début de ce chapitre, j'ai attiré l'attention sur les brusques rétrécissements que subissent successivement, de l'ouest vers l'est, les affleurements des divers termes de la série crétacée, sur le bord septentrional du synclinal. Les terrains se relaient en quelque sorte. Ce fait, assez insolite au premier abord, s'explique aisément si on le rapproche d'une autre particularité que présentent ces mêmes termes dans la région axiale. On a vu qu'ils s'y relaient également et que, de l'ouest vers l'est, ce sont des terrains de plus en plus anciens qui occupent cette région. Dès lors, il est évident que ces relaitements sont dus à une *élévation graduelle de l'axe du synclinal de l'ouest vers l'est* (pl. II, fig. 1). Il est nécessaire de donner quelques précisions à l'appui de cette conclusion.

Les grès supérieurs aux calcaires à Hippurites sénoniens, qui occupent, dans le bassin du Beausset, des surfaces si considérables, ont été, à l'est du vallon du Broussan, presque entièrement enlevés par l'érosion. Il n'en subsiste plus qu'un petit lambeau, conservé au sommet ouest du Caoumé, où M. Maury en a reconnu la présence sur environ 200 m. de longueur et 100 m. de largeur. Mais, tandis que, près du Marou, la base de ces grès a son point le plus bas à la cote 380, au Caoumé ouest elle se trouve à 760 m. d'altitude. C'est un relèvement de 380 m. sur une distance d'un peu plus de 2 km.

La base des calcaires à Hippurites s'élève de la cote minimum 320, qu'elle atteint dans le vallon du Broussan, à la cote 740, au pied de l'abrupt couronné par l'ouvrage Est du Caoumé. La distance des deux points étant d'à peu près 3 km., le relèvement est du même ordre de grandeur que dans le cas précédent. A l'est du Caoumé, on ne rencontre aucun vestige de ces calcaires.

Sur le versant nord, la limite des grès inférieurs du Sénonien et des calcaires à Rudistes du sommet du Turonien passe de la cote 340, à la Vignasse, à la cote 720, au pied nord-est du sommet est du Caoumé.

Il est difficile d'indiquer exactement à quelle cote se trouve l'axe du synclinal dessiné par la base du Cénomaniens à la traversée du vallon de Dardenne, mais cette cote est certainement bien inférieure à 150. Au N. E. du château de Tourris, l'axe atteint la cote 340, soit un relèvement d'au moins 200 m., sur une distance d'environ 3 km. Il est donc un peu moindre que celui que subit, plus à l'ouest, l'axe du synclinal formé par les couches plus récentes. On peut l'évaluer en moyenne à 13 ou 15 o/o.

Si le terrain s'élevait, de l'ouest à l'est, avec une pente uniforme accusant le même pourcentage, la région axiale du synclinal serait partout constituée par le même terrain; mais c'est précisément l'inverse qui a lieu. Du sommet du Caoumé la descente vers le vallon de Dardenne est très brusque, aussi les termes inférieurs du Sénonien et les termes supérieurs du Turonien affleurent-ils pour la dernière fois sur cette pente et ont-ils été détruits par l'érosion plus à l'est. La descente est moins rapide du mont Combe dans la vallée du Gapeau, mais elle est suffisante pour que successivement l'Urgonien, l'Hauterivien, les Dolomies néojurassiques, le Bathonien, les divers termes du Lias et du Trias présentent, sur cette pente, leurs derniers affleurements dans la direction de l'est (pl. II, fig. 2).

Si l'axe du synclinal se relève ainsi de l'ouest vers l'est, il est évident que les flancs du pli subissent de même un relèvement dans la même direction. On comprend dès lors pourquoi, du Sénonien au Jurassique supérieur, les affleurements de tous les terrains constituant le flanc nord du synclinal se rétrécissent brusquement, les uns après les autres, de manière à se relayer. Le flanc nord n'a, semble-t-il, pas pu se relever sans subir un certain gauchissement, et c'est ainsi qu'ont pris naissance les failles, dirigées en moyenne W. N. W.-E. S. E., qui accidentent le Turonien, le Cénomaniens et l'Urgonien, dans la région au nord du Revest. *Ces failles sont de vraies failles de torsion.*

La question de la terminaison orientale du synclinal qui constitue le prolongement du bassin du Beausset n'est pas facile à résoudre, précisément en raison de l'érosion intense qu'a subie le pli par suite de la surélévation de son axe. Mais on a vu plus haut que les Dolomies de la plaine des Selves et le témoin de couches hauteriviennes qu'elles supportent accusent une disposition en demi-cuvette et que l'axe de cet accident possède à peu près la même direction que le synclinal du Caoumé et de Tourris. On peut donc affirmer que ce synclinal se poursuit au moins jusqu'au col qui sépare la plaine des Selves des pentes descendant sur les Laures et la Farlède. Au delà, l'érosion en a fait disparaître les dernières traces et c'est l'aire de surélévation des Maures qui vient se placer dans le prolongement de l'accident qui nous occupe.

La cuvette de la plaine des Selves confine au sud au pli monoclinale du Coudon; au nord, elle est limitée par la faille de Solliès-Ville. Dans le massif du Coudon, la superposition directe de l'Urgonien aux Dolomies, aussi bien dans la flexure qu'au pied de la falaise nord, montre l'existence d'une grande surface de décollement, qui a supprimé le Valanginien et l'Hauterivien. De même les Dolomies reposent, sur leur bord septentrional, sur la série des couches allant du Bathonien à l'Hettangien par une surface de contact anormal, qui peut être également assimilée à une surface de décollement.

La cuvette de la plaine des Selves est donc limitée, au sud et au nord, par une surface de décollement. Dans l'intervalle de ces deux accidents, c'est-à-dire dans la région axiale, l'Hauterivien a échappé à l'étirement, et la série, malgré l'absence de Valanginien reconnaissable, paraît continue.

L'homologie entre les deux surfaces de décollement n'est cependant pas complète. Tandis que celle du Coudon est tranchée à l'est par une faille verticale grossièrement N.-S., celle des Baous Rouges se prolonge vers l'est par une faille également verticale, mais orientée W.-E. La raison d'être de cette différence essentielle nous échappe encore.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

La structure de la région toulonnaise s'est révélée à l'étude plus compliquée qu'il n'avait semblé au premier abord. Il a fallu six longs chapitres pour la décrire dans tous ses détails. Le moment est venu de résumer les grandes lignes qui se dégagent de cette minutieuse analyse. Je le ferai à peu près dans les mêmes termes que dans deux notes ayant ce même objet, et publiées en 1921 dans les Comptes rendus de l'Académie des Sciences [14, 15]. Il sera nécessaire, ensuite, de grouper les dislocations observées suivant un ordre logique, dans les cadres de la classification assez généralement en usage aujourd'hui. Il est de ces accidents qui jouent dans la contrée un rôle capital, qu'il conviendra d'autant plus de mettre en pleine lumière que leur importance semble souvent avoir été méconnue. Par contre, la question de l'âge des dislocations, celle des conditions de leur genèse, celle des causes premières qui sont entrées en jeu dans leur formation ne pourront qu'être effleurées dans ce dernier chapitre; il y aura lieu d'y revenir d'une façon plus approfondie après la publication des fascicules consacrés aux autres régions de la Basse-Provence.

RÉSUMÉ.

Si l'on entreprend d'exécuter un schéma structural de la région toulonnaise (carte II) où se trouvent figurées les zones tectoniques, on se heurte aux plus grandes difficultés. La principale réside dans les différences profondes qui existent dans la structure des pays situés à l'ouest et à l'est du méridien de Toulon.

Le trait dominant dans la tectonique de la région occidentale est la présence de deux grandes cuvettes synclinales d'inégale importance, celle de Bandol, la moins étendue, au sud, et celle du Beausset, de dimensions beaucoup plus considérables, plus au nord. Presque toute la largeur de la région orientale est, par contre, occupée par l'extrémité occidentale de l'aire anticlinale des Maures et par son manteau permien. Cette importante unité tec-

tonique est située dans le prolongement des deux cuvettes synclinales, elle les relaie en quelque sorte, d'où la profonde dissemblance des deux régions.

A côté de ces éléments structuraux, dont le développement en largeur est du même ordre de grandeur que leur développement en longueur, il en existe d'autres, qui présentent plutôt une allure linéaire et qui sont, les uns, localisés à l'ouest, tandis que d'autres peuvent être suivis facilement à l'est du méridien de Toulon.

Cette disparité de la région occidentale et de la région orientale étant posée, l'énumération des éléments tectoniques et leur groupement en zones offriront moins de difficultés. Je procéderai, dans cette énumération, du sud au nord.

I. La zone tectonique la plus méridionale est la *zone du cap Sicié*. Le trait dominant de sa tectonique est la présence d'une nappe de Phyllades antécarbonifères superposée, ainsi que l'ont établi Marcel Bertrand et Ph. Zürcher, à une série autochtone, comprenant le Permien et les trois termes du Trias en série normale, avec quelques rares lambeaux de terrains renversés ou non au contact.

Par suite d'un plissement postérieur au charriage, la nappe a été inégalement entamée par l'érosion, de sorte qu'elle se trouve séparée en deux bandes de Phyllades :

1° une bande méridionale, comprenant les îles des Embiez, le cap Sicié, la presqu'île de Giens et la partie occidentale des îles d'Hyères, voisine de la racine;

2° une bande septentrionale, entièrement en recouvrement, conservée à l'état de lambeaux dans un synclinal secondaire, et comprenant les collines au sud de la Seyne, les lambeaux de la Malgue, de Sainte-Marguerite et du Pradet.

Ces deux bandes se rejoignent à l'ouest, au sud de Six-Fours, de manière à encadrer la fenêtre permienne et triasique du Pas-du-Loup, dont font partie également la presqu'île de Saint-Mandrier et la Colle Noire de Carqueiranne, jalonnant un anticlinal secondaire.

La racine de la nappe des Phyllades ou nappe de Sicié est en mer, à une distance du cap Sicié qu'il est impossible de préciser.

Il est difficile également de dire exactement jusqu'où vers le nord s'éten-

daît le recouvrement. Le petit massif des Playes, celui de Six-Fours, bien que constitués en tout ou en partie par des Phyllades, sont indubitablement autochtones, mais on observe, au nord et à l'ouest des Playes, des lambeaux charriés, appartenant probablement à la région frontale de la nappe. La tectonique des massifs d'Alon, à l'ouest, du Paradis et du mont des Oiseaux, à l'est, montre que cette nappe s'étendait certainement sur ces massifs avant leur démantèlement.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il est impossible de se faire une idée de la manière dont se continuait vers l'ouest la nappe de Sicié. Les arguments tirés par Vasseur et Fournier [2] des éléments du poudingue de la Pointe Rouge, au sud de Marseille, n'ont aucune valeur démonstrative, ainsi que l'ont montré les recherches encore inédites de M^{lle} J. Pfender.

II. Pour ne pas préjuger d'une continuité qui n'est rien moins que démontrée, je laisse au terme de « zone des dépressions », que j'ai employé aussi bien à l'est qu'à l'ouest de Toulon, son sens purement morphologique et je désigne sous la dénomination de *dépression de Bandol-Sanary* une région de collines très basses, située entre la zone de Sicié et les crêtes urgoniennes méridionales. La voie ferrée la traverse entre Saint-Cyr et Toulon. Elle ne s'étend pas à l'est de cette ville et comprend, du sud au nord, un certain nombre d'unités tectoniques :

1° Le *massif des Playes*, groupe de collines situé au nord de Six-Fours, est formé d'un noyau de Phyllades, sur lequel s'appuient en succession normale, au nord et à l'ouest, le Houiller et le Permien, débutant par un conglomérat de base; puis, à la chapelle de Pépiole, en concordance parfaite, le Trias inférieur et moyen. Cette série est certainement autochtone et se retrouve d'ailleurs plus à l'est, dans les collines de Léry et de la Millone, ainsi qu'en profondeur, dans le sondage de la gare de la Seyne.

Le contact des Phyllades autochtones des Playes avec les Phyllades charriés de la nappe de Sicié ne peut être déterminé d'une manière précise.

2° Les deux *cuvettes synclinales d'Alon et de Bandol*, jumelles, mais de dimensions inégales, toutes deux fortement entamées par la mer, sont constituées par les différents termes du Trias et du Jurassique; mais, tandis que dans la plus orientale, celle de Bandol, la série est complète et tout à fait régulière, dans celle d'Alon, une surface de glissement coupe obliquement

les couches inférieures et met en contact direct le Bathonien ou le Lias supérieur avec le Trias supérieur ou l'Hettangien. Ce décollement permet de conclure à l'ancienne extension de la nappe de Sicié au-dessus des deux cuvettes. Un socle triasique commun relie en profondeur les affleurements de Sanary et de Pépiole, par-dessous les deux cuvettes, à ceux de l'unité tectonique suivante.

3° La *zone triasique de Saint-Cyr et d'Ollioules*, qui fait suite au nord aux cuvettes d'Alon et de Bandol, peut être suivie depuis la pointe Grenier, à l'ouest, jusqu'à la darse de Missiessy, dans l'arsenal de Toulon, à l'est. Elle comprend des accidents multiples, qui donnent lieu à des répétitions de couches : imbrications (pointe Grenier); plis normaux, droits ou déversés au nord (ouest et est d'Ollioules); et surtout brachyanticlinaux ou petits dômes, faisant surgir les calcaires mésotriasiques, presque toujours boisés, au milieu de bandes cultivées de Trias supérieur (nord de Bandol, est d'Ollioules et banlieue ouest de Toulon). A 2 km. à l'est d'Ollioules, les axes des plis, jusqu'ici à peu près W.-E., s'infléchissent au S. W. et s'abaissent peu à peu, de telle sorte que finalement toute la zone triasique s'ennoie dans la petite rade de Toulon, en se raccordant sans doute en profondeur avec le Trias qui supporte la nappe de Sicié.

Le bord septentrional de la zone présente un intérêt capital. Entre la pointe Grenier et le tunnel de Saint-Cyr, il chevauche sur le bord méridional de la cuvette crétacée du Beausset. A l'est du tunnel, sur près de 2 km., il butte par faille contre des calcaires à Hippurites santoniens. Dans les collines de Maren et du Télégraphe, au sud de la Cadière, il forme une avancée aux contours sinueux, qui correspond à une partie découpée par l'érosion dans une masse triasique en recouvrement. Marcel Bertrand en a décrit en détail les particularités les plus importantes. Il a établi, en outre, que l'ilot triasique du Beausset est un témoin de la même nappe, épargné par l'érosion, et primitivement continu à la fois avec l'avancée du Télégraphe et, à l'est du val d'Aren, avec le bord septentrional de la zone triasique de Saint-Cyr et d'Ollioules. A partir du val d'Aren, ce n'est plus sur le bord méridional du bassin du Beausset qu'est refoulée cette zone triasique, car de nouvelles zones tectoniques s'interposent entre elle et ce bassin.

4° C'est d'abord une *zone de terrains renversés*, comprenant tous les termes du Jurassique, depuis le Rhétien ou l'Hettangien jusqu'aux Dolomies néoju-

rassiques, en succession inverse et plongeant au sud sous le Trias. On la suit sans interruption, mais avec des étirements fréquents, depuis le val d'Aren, à l'ouest, jusqu'au Lançon, à l'est. On peut lui attribuer ensuite un petit lambeau de Lias et de Rhétien, qui, au nord-ouest d'Ollioules, s'intercale entre le Trias et les Dolomies néojurassiques d'une zone plus septentrionale. A l'est d'Ollioules, on n'en retrouve plus la moindre trace, et l'on voit, à mi-chemin des Routes, les calcaires mésotriasiques s'appuyer directement sur le Bathonien marneux de cette même zone.

Cette série renversée correspond manifestement au flanc inverse d'un grand pli couché, dont le flanc normal n'est autre que la zone triasique. Elle n'existe que dans la région profonde du pli, au voisinage de sa racine, d'où les interruptions et les étirements qu'elle subit. Plus haut et plus en avant, le Jurassique manque dans le flanc inverse, qui, dans le lambeau de recouvrement du Vieux-Beausset, est constitué par l'Hettangien, le Rhétien et le Trias supérieur.

Il bis. A l'est du méridien de Toulon, on ne retrouve aucun des éléments tectoniques de la dépression de Bandol-Sanary, et la structure est ici généralement beaucoup plus simple. Au quartier des Ameniers, un affleurement de Permien est entouré, au nord, à l'ouest et au sud, par une bande de poudingues du Trias inférieur. Les plongements de ce Trias montrent qu'il s'agit de la terminaison périclinale d'un anticlinal, dont le noyau permien va s'élargissant indéfiniment vers l'est. C'est l'*anticlinal des Ameniers*. Son flanc nord-ouest, accompagné de Trias, se prolonge très loin vers le N. E. et constitue la dépression permienne de Cuers. Son flanc méridional est en partie masqué par les lambeaux de recouvrement de la nappe de Sicié. La plaine quaternaire de la Garde et de la Crau masque sur une grande étendue la région axiale de l'anticlinal. Plus à l'est se dressent les collines du Fenouillet, des Maquettes et du château d'Hyères, formées de Phyllades. Avec le mont Redon et les collines de Saint-Jean et de l'Estagnol, de même composition, elles constituent la terminaison occidentale du *massif des Maures*. Les Phyllades s'enfoncent, au nord et au sud, sous le Permien de l'anticlinal des Ameniers et sont enserrés entre ses deux branches divergentes. La terminaison occidentale du massif des Maures peut donc être assimilée à la terminaison en pointe des « massifs amygdaloides » des Alpes occidentales. L'hypothèse que les Maures sont en recouvrement doit être définitivement rejetée

et il est désormais certain que ce grand massif n'a rien de commun avec la zone de Sicié, dont il est séparé par une large bande de Permien. L'anticlinal des Ameniers fait face, à l'est de Toulon, à la dépression permienne qui, à l'ouest, s'étend entre Sanary et la gare de la Seyne et au milieu de laquelle surgissent les collines des Playes et de Six-Fours. Celles-ci, également constituées par des Phyllades, peuvent être homologuées au massif des Maures, dont elles sont en quelque sorte une réplique en miniature.

La bande de Permien qui borde au sud la terminaison occidentale des Maures sert de support à un vaste témoin de Trias, presque horizontal, qui forme lui-même le socle des deux collines liasiques et jurassiques situées au sud-ouest d'Hyères, le Paradis et le mont des Oiseaux. Leur situation est analogue à celle qu'occupent, par rapport au Permien, les deux cuvettes d'Alon et de Bandol, mais elles se trouvent au sud du massif ancien, tandis que l'axe commun aux deux cuvettes jumelles passe au nord du petit massif des Playes. La tectonique des massifs jurassiques d'Hyères présente en outre une assez grande analogie avec celle de la cuvette d'Alon. Dans les deux cas, les terrains liasiques et jurassiques sont décollés de leur substratum naturel. Ainsi, dans la colline du Paradis, le Rhétien repose, au sud de la Moutonne, directement sur le Permien, et l'Hettangien supporte, plus au sud, une lame de Bathonien marneux, recouverte elle-même soit par l'Hettangien, soit par les Dolomies néojurassiques. Sur le versant nord du mont des Oiseaux, le Bathonien fait suite immédiatement à l'Hettangien, et les Dolomies du sommet s'appuient soit sur le Bathonien marneux, soit sur l'Hettangien. Sur le versant ouest du Paradis et sur le versant sud du mont des Oiseaux, le Lias supérieur supporte directement le Bathonien calcaire ou les Dolomies.

Je reviendrai plus loin sur la signification de ces accidents et sur l'absence de toute trace de terrains liasiques et jurassiques entre la cuvette de Bandol et les collines d'Hyères.

III. Au nord des unités tectoniques dont il a été question jusqu'ici s'étend une zone de véritables montagnes qui dominent le site de Toulon et qui sont en partie constituées par les termes inférieurs du système Crétacé, entièrement absents dans les zones plus méridionales. L'Urgonien en forme toutes les crêtes et cette *zone urgonienne méridionale* comprend les chaînes du Gros Cerveau, du Croupatier et du Faron, tandis que le Coudon appartient à une zone plus septentrionale.

Elle apparaît, à l'ouest, dans le val d'Aren, sous le Trias charrié qui s'élève vers le Télégraphe de la Cadière, et elle s'intercale entre la zone triasique, au sud, et le bassin du Beausset, au nord, sous la forme d'un double anticlinal d'Aptien, dont l'axe se relève rapidement vers l'est, de manière à laisser voir l'Urgonien, puis, plus loin, les Dolomies néojurassiques, qui constituent le noyau du pli. Celui-ci, accidenté de deux anticlinaux secondaires, est d'abord droit et presque symétrique; mais, à l'est du ravin qui descend de la pointe du Cerveau, l'Urgonien et l'Aptien du flanc méridional disparaissent, et les Dolomies, plongeant au sud, s'enfoncent directement sous le Bathonien de la zone de terrains renversés. Au sud du Gros Cerveau, les Dolomies de cette zone recouvrent même entièrement les Dolomies autochtones et viennent en contact avec l'Urgonien.

A l'est du Lançon, il n'existe plus aucune trace de la moitié sud du pli, et la zone triasique s'appuie directement sur des Dolomies plongeant au nord et appartenant donc au flanc septentrional. A l'est d'Ollioules, on voit apparaître sous les Dolomies, leur substratum normal, le Bathonien calcaire, le Bathonien marneux et même le Lias. Mais, en outre, une large bande de Calcaires Blancs, portlandiens ou valanginiens, s'intercale dans les Dolomies et plonge comme elles, au N. W. C'est manifestement le noyau d'un synclinal déversé au S. E.

Il y aura lieu de revenir plus loin sur les causes de la disparition du flanc sud de l'anticlinal du Gros Cerveau et du déversement au S. E. d'un synclinal et de l'anticlinal qui l'accompagne.

L'Urgonien du Gros Cerveau est séparé normalement des Dolomies du noyau par une bande étroite d'Hauterivien et de Calcaires Blancs, mais cette bande est localement étirée, l'Urgonien reposant alors directement sur les Dolomies. A l'est des gorges d'Ollioules, dans le chaînon du Croupatier, qui constitue le prolongement du Gros Cerveau, l'étirement paraît se produire plus fréquemment, mais la bande de Calcaires Blancs et d'Hauterivien présente encore son développement normal au sud et à l'est du cap Gros, où elle est coupée par une faille verticale, orientée N.-S.

L'Urgonien du Croupatier forme une grande dalle, inclinée au N. W., qui, dans cette direction, s'enfonce sous l'Aptien. Mais la dépression du Broussan et celle du col du Corps de Garde ont profondément entamé son soubassement et permettent de constater, sur une longueur de près de 2 km., la superposition directe de l'Urgonien au Bathonien marneux. En deux endroits, une lame de Dolomies s'intercale entre les deux terrains, ce qui montre

avec évidence que leur surface de contact correspond à un accident tectonique et ne saurait en aucune façon être interprétée comme un contact normal, avec lacune stratigraphique.

Sur le pourtour de la dépression du Broussan, on voit même l'Urgonien ou l'Aptien reposer directement sur des calcaires mésotriasiques à *Encrinus liliiformis* ou sur l'Hettangien. Il existe donc, dans la partie septentrionale du Croupatier, à la base de l'Urgonien, une importante *surface de décollement*, qui a détaché ce terrain de son substratum normal et qui a tranché obliquement plusieurs termes du soubassement.

Un décollement tout à fait semblable existe plus à l'est, au delà du vallon du Las, à la base du Faron, où il a été signalé depuis longtemps par Marcel Bertrand. Sur le versant méridional, on observe, sous l'Urgonien, toute la série normale des terrains, depuis le Bathonien jusqu'à l'Hauterivien, sans aucune trace d'étirement. La surface de décollement sépare le Bathonien des calcaires mésotriasiques, qui forment le socle de la montagne. Vers l'extrémité orientale du chaînon, elle se relève et coupe en biseau les différents termes de la masse décollée, de sorte que le Bathonien calcaire, les Dolomies, les Calcaires Blancs, l'Hauterivien et, finalement, au sud du fort de la Croix Faron, l'Urgonien se trouvent successivement en contact direct avec les calcaires mésotriasiques, qui plongent régulièrement au N. E., comme la surface de décollement elle-même.

Sur le versant nord du Faron, le substratum normal de l'Urgonien n'est visible nulle part. Une cassure très importante, à peu près verticale et dirigée sensiblement W.-E., puis N. N. W.-S. S. E., fait buter l'Urgonien contre une série jurassique presque horizontale, allant du Bathonien marneux aux Dolomies néojurassiques. Il est difficile d'admettre que l'on est en présence d'une simple faille verticale, due à un tassement postérieur au plissement, car l'accident ne se prolonge ni à l'ouest, sur la rive droite du Las, ni à l'est, dans le soubassement triasique. A l'extrémité orientale du chaînon, on le voit même contourner l'Urgonien du fort de la Croix Faron et se raccorder avec la ligne de contact anormal qui correspond au décollement du versant sud. A l'ouest le raccordement est plus hypothétique, mais il semble bien que l'on doive envisager, avec Marcel Bertrand, la cassure verticale du versant nord et la surface de décollement du versant sud comme se raccordant en profondeur et constituant un seul et même accident. Contrairement au Croupatier, le Faron est entièrement décollé de son soubassement.

IV. La zone urgonienne méridionale est séparée d'une zone urgonienne septentrionale — qui fait partie du bord méridional et de l'extrémité orientale du bassin du Beausset — par une zone interne de dépressions, que j'ai appelée la *zone des imbrications*, en raison des répétitions de couches et des chevauchements qui sont le trait dominant de sa tectonique.

Cette zone des imbrications n'existe d'ailleurs pas à l'ouest de la hauteur du Destrier, principal témoin d'une grande coulée basaltique postoligocène, discordante sur divers termes du Crétacé. Dans cette région, l'anticlinal urgonien du Gros Cerveau confine, en effet, directement à la cuvette synclinale du Beausset. A l'est du basalte, sur le versant ouest du vallon du Broussan, l'Urgonien du Croupatier est en continuité stratigraphique avec l'Urgonien et l'Aptien du bord méridional du bassin du Beausset. Mais, en même temps, il repose directement sur les terrains beaucoup plus anciens qui affleurent aux abords du village, sur l'Hettangien et sur le Trias moyen. Il forme une voûte très surbaissée par-dessus ces terrains.

A l'est du vallon, l'Urgonien du Croupatier et celui du bord méridional du bassin du Beausset sont séparés par une dépression, creusée par l'érosion, qui a mis à nu, sur les deux versants du col du Corps de Garde, la zone de terrains jurassiques très disloqués qui nous occupe. Mais, au nord de cette dépression, l'Urgonien, réduit à l'état de lambeaux, et l'Aptien qui l'accompagne sont renversés et s'enfoncent au sud sous les terrains jurassiques. Il est incontestable que, antérieurement à l'action de l'érosion, le bord libre de l'Urgonien renversé et le bord nord-est de celui du Croupatier se raccordaient par une courbure harmonieuse, dessinant un vaste anticlinal déversé au nord, par-dessus les terrains jurassiques, et non plus, comme à l'ouest du Broussan, une voûte surbaissée.

Ce régime se poursuit vers l'ouest, jusqu'aux environs du Revest, mais, ici, c'est naturellement avec l'Urgonien du Faron que s'opérait le raccord du bord libre des lambeaux urgoniens.

Plus à l'est encore, au mont Combe et au sud du château de Tourris, en raison d'une surélévation axiale, l'Urgonien de la charnière synclinale et du flanc inverse a disparu par dénudation. Il ne subsiste plus qu'une lame d'Urgonien plongeant régulièrement au nord, dont le bord libre devait se raccorder, ici encore, avec l'Urgonien du Faron.

Partout où il est possible d'observer le substratum de l'Urgonien, on constate, lorsque ce terrain n'est pas renversé, qu'il repose par contact mécanique

sur des termes quelconques de la série jurassique. Nulle part il ne fait suite normalement à l'Hauterivien, qui manque partout sur les bords de la dépression jurassique. On est de nouveau en présence d'un décollement à la base de l'Urgonien. Le soubassement jurassique présente par contre des dislocations autrement nombreuses, autrement compliquées que l'anticlinal à grand rayon de courbure qui a affecté l'Urgonien.

Au nord et à l'est de la région peu disloquée, mais fortement dénudée avant les grands mouvements orogéniques, qui constitue le soubassement du Croupatier et du Faron, on pénètre dans une zone relativement étroite où les plis se succèdent en grand nombre. C'est la dépression de Dardenne. On y observe, du sud au nord, les accidents tectoniques suivants :

- 1° l'anticlinal de Saint-Pierre;
- 2° le synclinal de la colline liasique cotée 162 m.;
- 3° l'anticlinal du fort des Pomets;
- 4° le synclinal du Nest;
- 5° l'anticlinal du hameau des Pomets;
- 6° un chevauchement de l'Hettangien sur le Bathonien ou sur les Dolomies;
- 7° l'anticlinal de Boudevigne;
- 8° le chevauchement du Bathonien ou des Dolomies sur l'Urgonien ou sur l'Aptien renversés du bord méridional du bassin du Beausset.

Les anticlinaux se traduisent en général par des affleurements du Trias supérieur ou du Rhétien, les synclinaux, par des bandes de Lias supérieur, de Bathonien ou de Dolomies.

Les plus méridionaux de ces plis sont dirigés S. W.-N. E., les plus septentrionaux, W.-E. Ces derniers peuvent être suivis vers l'ouest jusqu'au col du Corps de Garde. Deux pointements de Trias, que traverse la route du Broussan, avaient été envisagés par Marcel Bertrand comme des lambeaux de recouvrement. En réalité, ils correspondent à un anticlinal (n° 7) séparé de sa racine par l'intersection de deux surfaces de chevauchement inégalement inclinées sur l'horizon (nos 6 et 8). Au nord du col, un lambeau plus étendu, constitué par les divers termes du Lias, occupe une situation analogue, mais est manifestement enraciné.

Dans la dépression beaucoup plus étroite du Broussan, une lame constituée par une série renversée, allant du Trias moyen au Lias moyen, s'intercale

entre l'Aptien et l'Urgonien de la dalle du Croupatier et l'Aptien renversé du bord méridional du bassin du Beausset. C'est sans doute le flanc inverse d'un anticlinal déversé au nord, dont le flanc normal est constitué par la série du col du Corps de Garde.

Dans la dépression qui sépare le Faron du mont Combe et du Coudon, on observe également quelques imbrications, mais elles sont d'un ordre plus simple que celles de la dépression de Dardenne, avec lesquelles il est d'ailleurs difficile de les raccorder.

V. L'unité tectonique la plus septentrionale de la région toulonnaise est la *cuvette synclinale du Beausset*, mais seuls son bord méridional et son extrémité orientale se trouvent compris dans le territoire qui fait l'objet du présent mémoire.

Une étude de l'ensemble du bassin n'offrirait guère qu'un intérêt stratigraphique, car la tectonique — au moins en ce qui concerne la partie située sur la feuille de Marseille au 1/80000^e — est fort simple. Toute la série crétacée, depuis la base jusqu'au Fuvélien inclus, entre dans la composition de la cuvette, et les termes successifs de cette série forment *grosso modo* autant d'auréoles concentriques, sensiblement elliptiques. Les terrains oligocènes, dont des restes sont conservés dans la cuvette de Bandol, font totalement défaut dans celle du Beausset.

1^o Entre Cassis et Saint-Cyr, le *bord méridional* est échancré par la mer, qui a entamé les auréoles urgonienne, aptienne et cénomaniennne à l'est de Cassis, l'auréole turonienne, à l'est de la Ciotat et qui atteint le Sénonien inférieur entre la Ciotat et Saint-Cyr.

De la pointe Grenier au val d'Aren, la zone triasique, racine de la nappe du Vieux-Beausset, recouvre entièrement les terrains antérieurs au Santonien du bord méridional. Entre la pointe Grenier et le tunnel de Saint-Cyr, les grès santoniens du bassin plongent au sud et s'enfoncent sous la zone triasique. A l'est du tunnel, le contact a lieu, sur une longueur de près de 2 km., par une faille verticale. Les collines triasiques de Maren sont en recouvrement sur le flanc inverse d'un synclinal couché à noyau fuvélien.

A partir du val d'Aren, les terrains néo- et mésocrétacés du bord méridional du bassin s'appuient régulièrement sur les terrains éocrétacés du versant septentrional de l'anticlinal du Gros Cerveau. Aucun accident tecto-

nique ne sépare les deux unités. Dans chacune on observe exclusivement des plongements au nord ou des strates verticales. Ce régime se poursuit à l'est jusqu'aux abords du vallon du Broussan. A partir d'ici, le bord méridional du bassin du Beausset prend une structure plus compliquée, par suite de l'apparition d'un synclinal en forme de \triangleleft , dont le flanc sud est vertical ou plus souvent assez fortement renversé vers le nord, tandis que le flanc nord est légèrement incliné au sud. Le bord septentrional de la zone des imbrications est refoulé sur le flanc inverse de ce synclinal et le contact entre les deux unités tectoniques correspond à une surface le long de laquelle de nombreux termes, aussi bien de l'une des unités que de l'autre, peuvent être étirés. Les Calcaires Blancs et l'Hauterivien manquent partout ; le Bathonien calcaire, les Dolomies, l'Urgonien, l'Aptien, le Cénomaniens, les sables turoniens sont réduits à des lambeaux discontinus, généralement étirés en coin soit vers la profondeur, dans le fond des vallons, soit vers l'ancienne surface, sur les crêtes intermédiaires.

A l'est du vallon de Dardenne, les caractères tectoniques du bord méridional du bassin du Beausset se modifient à nouveau. Toute trace du synclinal en \triangleleft a disparu : l'Aptien ou l'Urgonien du bord méridional plongent régulièrement au nord et reposent en discordance au sud sur les divers termes d'une série jurassique non renversée. C'est le décollement de la dalle du mont Combe, déjà signalé tout à l'heure.

2° On peut qualifier de *terminaison orientale* de la cuvette synclinale du Beausset la partie rétrécie de ce bassin située à l'est du bord oriental de la feuille de Marseille au 1/80 000^e. A n'envisager que le Sénonien, cette terminaison est un synclinal étroit, à bords parallèles, comme greffé à l'est sur la cuvette elliptique, et le Sénonien s'arrête brusquement, à l'est du sommet du Caoumé, en une falaise abrupte, orientée presque N.-S. Mais les terrains plus anciens subissent, les uns après les autres, un rétrécissement analogue, dû à une surélévation graduelle, de l'ouest vers l'est, du fond du synclinal (pl. II, fig. 1, 2). Et, pour la même cause, les affleurements de chaque terrain sur le bord nord viennent rejoindre ceux du même terrain sur le bord sud, donnant lieu, pour chacun, à une terminaison périclinale.

Si sur le bord sud du synclinal, l'Urgonien, renversé ou non, est étiré et réduit en lambeaux disposés en chapelet, sur le bord nord, ses affleurements forment une bande à peu près continue, quoique de largeur variable, et

accidentée de deux groupes de failles verticales, plus ou moins parallèles entre elles : le premier, situé au nord du Revest, comprend des fractures sensiblement dirigées W. N. W.-E. S. E.; le second est constitué par deux cassures, orientées W. S. W.-E. N. E., grâce auxquelles le Coudon est reporté bien au sud de l'emplacement qu'il devrait normalement occuper dans le prolongement de la bande urgonienne du bord septentrional du synclinal.

Au sud et à l'est de Tourris, il n'existe plus, en surface, la moindre trace du bord méridional du synclinal. Des lames de terrains en succession normale ou renversés, constituées par le Trias supérieur, les divers termes du Lias, le Bathonien marneux ou calcaire et les Dolomies chevauchent sur le bord occidental et méridional du Coudon et plongent, comme l'Urgonien de cette montagne, au S.W. ou au S.

Une faille orientée S. S. W.-N. N. E. tranche l'extrémité orientale du Coudon et marque la fin de tout élément tectonique que l'on puisse mettre en relation avec la cuvette synclinale du Beausset. Plus à l'est, une série tranquille, comprenant le Permien, le Trias, les terrains liasiques et jurassiques, fait suite à la région extrêmement disloquée dont on vient de résumer les caractères. C'est la *dépression permienne* avec sa bordure. Le massif des Maures y prend naissance de la manière qui a été indiquée plus haut. En raison d'une très forte surélévation axiale (pl. II, fig. 4), il va en s'élargissant graduellement vers l'est et vient se placer dans le prolongement de la cuvette synclinale du Beausset, accentuant ainsi les profondes différences de structure qui existent entre la région à l'ouest de Toulon et celle qui est située à l'est.

CLASSIFICATION DES DISLOCATIONS.

Il peut y avoir quelque intérêt, après avoir résumé les rapports de position qui unissent les unités tectoniques de la région étudiée, à grouper par catégories les dislocations qui confèrent à celle-ci son caractère particulier.

Il y a lieu de passer en revue successivement les dislocations dues à des mouvements tangentiels, c'est-à-dire les plissements, et les mouvements verticaux, c'est-à-dire les failles.

Les plissements eux-mêmes peuvent se grouper rationnellement en plissements sans étirement, sans rupture et en plissements accompagnés d'étirement ou de rupture.

Les plissements de la première catégorie ne se rencontrent en général dans la région que sous une forme très spéciale. Les *plis droits*, à développement normal dans le sens longitudinal, si fréquents dans les chaînes du type jurassien, sont très rares dans la partie de la Basse-Provence qui nous occupe. Il n'y a guère à mentionner que le double anticlinal de calcaires mésotriasiques, avec le synclinal néotriasique intermédiaire, qui s'étend à l'est d'Ollioules, sur une longueur de 3,5 km., avec une direction sensiblement W.-E. Par contre, les plis peu développés dans le sens de la longueur, *brachyanticlinaux* et *brachysynclinaux*, dômes et cuvettes y jouent un rôle très important.

Les cuvettes sont au nombre de deux seulement, mais elles sont remarquables par leurs dimensions. Ce sont celle de Bandol et celle, incomparablement plus vaste, du Beausset, qui est plus connue sous le nom de bassin du Beausset. Elles répondent tout à fait à la définition des cuvettes synclinales et présentent de nombreux traits communs avec celles des Basses-Alpes, des Hautes-Alpes et de la Drôme, que W. Kilian, V. Paquier et l'auteur ont fait connaître, et aussi avec celles de la Tunisie, si bien décrites par Perinquinère.

Les dômes de calcaires mésotriasiques sont particulièrement fréquents dans la partie orientale de la zone triasique de Saint-Cyr et d'Ollioules, principalement entre cette dernière localité et la rade de Toulon. Rarement circulaires, ils sont presque toujours elliptiques et se groupent souvent deux par deux, auquel cas ils sont séparés par une demi-cuvette de cargneules du Trias supérieur. Ils sont quelquefois disposés bout à bout, mais il arrive aussi que les grands axes de deux dômes voisins ne sont pas placés dans le prolongement l'un de l'autre.

La structure de la zone tectonique où est localisé ce régime de brachyanticlinaux rappelle à tous égards celle que j'ai décrite en détail [8] dans la vallée de l'Huveaune et que Marcel Bertrand avait d'ailleurs fait connaître depuis longtemps aux environs de Cuers et de Rougiers.

Il existe, dans la région qui fait l'objet de ce premier mémoire, un certain nombre de *plis déversés*, avec ou sans amincissement du flanc inverse, mais sans étirement complet de ce flanc. Je citerai l'anticlinal à noyau mésotriasique du vallon de Rampal, à l'ouest du tunnel de Saint-Cyr, et l'anticlinal de Boudevigne, à noyau liasique; puis le synclinal déversé au S. E., à noyau de calcaires valanginiens, du versant méridional du Croupatier et aussi le synclinal du bord sud du bassin du Beausset.

Les *plis avec flanc inverse étiré ou rompu*, les vrais *plis-failles* sont parmi les accidents tectoniques les plus fréquents dans la région. Il y a d'ailleurs tous les passages entre ces deux catégories de plis, l'étirement pouvant porter sur un ou plusieurs des termes constituant le flanc inverse. Le Rhétien est étiré dans le flanc inverse de l'anticlinal à noyau triasique de Fontanieu. Dans le flanc renversé du synclinal, qui accidente sur une grande longueur le bord méridional du bassin du Beausset, certains termes manquent toujours, d'autres sont déchiquetés en lambeaux (p. 257). Le flanc inverse est très souvent complètement supprimé et il semble qu'alors il y a eu rupture plutôt qu'étirement. C'est le régime qui domine dans la zone des imbrications, mais il existe également dans la région plusieurs accidents de grande envergure, qui rentrent dans la catégorie des *plis-failles*. Je citerai la ligne de contact anormal qui sépare de la série renversée le flanc méridional de l'anticlinal du Gros Cerveau; celle qui marque l'affleurement de la surface de chevauchement de la zone triasique d'Ollioules sur le soubassement jurassique de l'Urgonien du Croupatier; celle le long de quoi les terrains triasiques et jurassiques sont refoulés, entre Tourris et la Valette, sur la retombée méridionale de l'Urgonien du Coudon.

Il n'y a qu'une différence quantitative entre de pareilles surfaces de chevauchement et les surfaces de charriage sur lesquelles ont cheminé les *nappes*. A proprement parler, il n'existe que deux nappes dans la région qui nous occupe, celle de Sicié et celle du Vieux-Beausset. Elles sont parmi les toutes premières qui aient été décrites et sont depuis longtemps classiques. Celle du Vieux-Beausset, en particulier, fournit des exemples remarquables de lambeaux de recouvrement, de fenêtres, de pli frontal, de replis secondaires, de retroussement de la série autochtone sous-jacente, de lambeaux de poussée. La nappe de Sicié a subi, elle aussi, des replis secondaires, grâce auxquels, l'érosion agissant, des lambeaux de recouvrement sont conservés dans un synclinal du substratum, tandis que le Permien et le Trias de ce substratum apparaissent, par suite de la présence d'un anticlinal, dans une fenêtre, que la mer recouvre d'ailleurs en grande partie. Le pli frontal de la nappe de Sicié est inconnu, mais les décollements qui se sont produits dans la cuvette d'Alon et dans les collines jurassiques d'Hyères montrent avec évidence qu'il était situé sensiblement en avant du bord nord des lambeaux actuellement conservés.

Les véritables *racines*, ce que l'on a souvent appelé les racines droites, des

deux nappes sont inconnues. Par contre, on peut envisager comme les racines apparentes les parties de chacune des deux nappes situées au sud de la ligne le long de laquelle la surface de charriage s'enfonce au-dessous du niveau de la mer, pour la nappe de Sicié, au-dessous du thalweg des vallées transversales, pour la nappe du Vieux-Beausset. La presqu'île de Sicié et la zone triasique de Saint-Cyr et d'Ollioules seraient, dans cette conception, les racines apparentes des deux nappes.

Les surfaces de charriage ne sont pas, dans la région, les seules surfaces sur lesquelles des déplacements plus ou moins horizontaux ont donné lieu à des contacts anormaux. Tandis que, dans le cas des charriages, ce sont des terrains relativement anciens qui ont été refoulés sur des terrains plus récents, on observe fréquemment des contacts mécaniques entre terrains en succession normale, mais avec suppression des termes intermédiaires. Dans bien des cas, on peut même se demander si on n'est pas en présence de lacunes stratigraphiques, dues soit à l'interruption de la sédimentation, soit à une émerision temporaire, suivie d'un retour de la mer. Mais les discordances mécaniques se distinguent aisément des discordances stratigraphiques par l'absence de tout conglomérat à la base du terme supérieur, ainsi que par la diversité des terrains en contact au-dessous et au-dessus de la surface de discontinuité. Celle-ci doit donc être envisagée comme un *décollement* séparant une série supérieure de son substratum primitif. Il s'est produit, entre les deux séries en contact, des mouvements différentiels.

Quant à la cause du décollement, elle n'est pas toujours la même.

Lorsque le substratum est tranquille et que des décollements se produisent entre ce substratum et une série supérieure plus ou moins disloquée, il est légitime de conclure à une poussée agissant en surface et exercée par une nappe supérieure cheminant par-dessus cette série supérieure, à la manière d'un coup de rabot détachant des copeaux. C'est ce qui a dû se produire dans le bassin de Bandol, où la moitié occidentale est décollée de son substratum et constitue une petite cuvette indépendante, celle d'Alon. C'est ce qui, de toute évidence, a eu lieu dans les collines d'Hyères, où le Paradis et le mont des Oiseaux sont constitués par des lames empilées, détachées chacune de son substratum naturel, et reposent sur un soubassement parfaitement tranquille. Dans l'un et l'autre cas, les décollements sont causés par la progression de la partie frontale de la nappe de Sicié, aujourd'hui détruite par l'érosion.

Le décollement doit être attribué à une autre cause, lorsque c'est au contraire la série située sous la surface de discontinuité qui présente les dislocations les plus intenses, la série supérieure se comportant comme une dalle rigide. Ces conditions sont réalisées sur une vaste étendue dans la partie de la région toulonnaise située au nord de la zone triasique d'Ollioules et au nord de l'anticlinal des Ameniers. Les masses urgoniennes rigides du Croupatier, du Faron et du mont Combe flottent en quelque sorte sur un soubassement de terrains triasiques et jurassiques fortement plissés ou imbriqués. Le décollement est alors dû simplement à la différence de plasticité des termes inférieurs et des termes supérieurs. Il y a là un exemple remarquable de *plissement dysharmonique*, qui mérite de devenir classique.

Quant au sens du déversement des plis, il est assez uniforme dans la région toulonnaise.

Les plis qui sont simplement déjetés ont leur flanc le plus abrupt tourné au N. ou au N.E.; les plis déversés le sont dans la même direction; dans le cas des imbrications, les surfaces de chevauchement sont généralement inclinées au S. ou au S.W.; et c'est aussi vers le N. que sont poussées les nappes. Il y a cependant à cette règle deux exceptions importantes qui méritent de retenir un instant notre attention.

La première de ces exceptions est constituée par le soubassement sud-est de la dalle urgonienne du Croupatier. Ici l'on observe, sur une longueur de plusieurs kilomètres, au milieu des Dolomies néojurassiques, une intercalation de calcaires valanginiens (j_{m-c}^1), correspondant à un synclinal ouvert au S.E. et dont le plan axial est incliné au N.W. Il est évident, dès lors, que les Dolomies situées au-dessous de ce synclinal sont doublées et qu'elles forment un anticlinal déversé au S.E. J'ai attribué plus haut aux dénudations antérieures au plissement ce déversement s'effectuant en sens inverse du déversement général des plis de la région. Je reviendrai plus loin sur l'importance qu'il convient d'attacher aux dénudations.

La seconde exception est d'un ordre tout différent. On l'observe sur le bord méridional d'une colline située au nord du mont Combe, entre les Oliviers et les Bouisses. Ici, sur un front d'environ 1600 m., les calcaires à Rudistes du Cénomaniens supérieur, plongeant au N.N.E., reposent directement sur les marno-calcaires de l'Aptien inférieur, et cette même superposition anormale est visible à l'extrémité orientale de la colline, au nord du château de Tourris. Sur le versant septentrional de la colline, par contre,

le Cénomaniens supérieur repose sur son substratum normal, le Cénomaniens inférieur, avec intercalation de couches saumâtres, et ce terme fait suite directement, avec ou sans intercalation de bauxite, à l'Urgonien des Olivières. Il semble qu'on est ici en présence d'un accident de nature toute particulière et assez insolite. Le flanc nord d'un synclinal, à peu près symétrique et largement ouvert, est refoulé vers le sud, sur les terrains constituant la région axiale et le flanc sud. Le fait est d'autant plus curieux que l'Aptien, si bien développé dans le flanc sud du synclinal, où il fait suite normalement à l'Urgonien, manque totalement dans le flanc nord, où il existe une lacune stratigraphique entre l'Urgonien et le Cénomaniens, attestée par l'intercalation, au contact, d'une lame discontinue de bauxite. Le refoulement des calcaires cénomaniens vers le sud est encore un décollement, mais il paraît ici plutôt imputable à un glissement sur l'énorme plan incliné constitué par la dalle urgonienne qui s'élève des Olivières jusqu'au Grand Cap.

Pour compléter cette récapitulation des dislocations dues à des mouvements tangentiels, il me reste à résumer en quelques mots la part qui revient aux *oscillations longitudinales* (pl. II) de quelques-uns des plissements principaux de la région. Je ne reviendrai pas sur les ondulations à ondes très courtes et relativement élevées qu'ont subies les axes des dômes disposés en chapelet, si ce n'est pour rappeler que la zone caractérisée par cette tectonique spéciale finit par s'envoyer dans la petite rade de Toulon.

Autrement important est l'*ennoyage* que subit, à son extrémité occidentale, le pli du Gros Cerveau (pl. II, fig. 3). On a vu qu'il se divise en deux anticlinaux secondaires, dont les axes s'abaissent très rapidement vers l'ouest, de sorte que leur noyau urgonien disparaît sous l'Aptien, qui lui-même s'enfonce sur le versant opposé du val d'Aren, sous la nappe triasique, pour ne plus reparaitre. C'est un ennoyage analogue qu'accuse vers l'ouest la racine apparente de la nappe de Sicié, qui se poursuit en affleurements jusqu'à l'île du Grand Rouveau et forme ensuite une crête sous-marine, dont l'existence est attestée par la bathymétrie, sur une longueur d'au moins 3 km.

Inversement, la cuvette synclinale du Beausset subit une *surélévation axiale* vers l'est (pl. II, fig. 1), en raison de quoi sa largeur diminue graduellement dans cette direction, en même temps que les termes du Crétacé qui prennent part à sa constitution sont devenus, les uns après les autres, la proie de l'érosion. Au delà de l'extrémité orientale du Coudon, il n'existe plus, dans les terrains épargnés par la dénudation, aucune trace de cet accident si important

dans la partie occidentale de la région. Par contre, la surélévation axiale de l'anticlinal des Ameniers amène à l'affleurement les Phyllades et donne lieu à l'élargissement progressif de l'aire anticlinale des Maures.

Quoique jouant un rôle beaucoup plus effacé que les mouvements tangentiels, les *dislocations verticales* sont loin de faire entièrement défaut dans la région. On y observe, en assez grand nombre, des failles de tassement et des failles de torsion, auxquelles il convient d'ajouter quelques décrochements.

Les *failles de tassement* donnent rarement lieu à un rejet considérable entre les deux lèvres. Elles sont plus ou moins rectilignes, et leur direction, assez variable, permet, à la rigueur, de les grouper en plusieurs systèmes.

Un premier groupe comprend des failles orientées sensiblement W.-E. : celle de l'oratoire Saint-Jean, entre le tunnel de Saint-Cyr et le col qui conduit du quartier Saint-Côme au quartier de Maren, avec lèvre nord affaissée; celle qui sépare le témoin de basalte de la Courtine en deux lambeaux dénivelés, dont le plus méridional est affaissé par rapport à l'autre; celle des Pomets, avec lèvre sud affaissée; celle de Solliès-Ville, également avec lèvre sud descendue; enfin, celle moins importante des Moulins, au sud de Fontanieu.

Je range dans un second groupe les failles méridiennes : celle du Défend, à l'ouest de la Cadière; celle du Baou de Quatre Heures; celle du vallon au sud du fort Est du Coudon.

Enfin d'autres failles accusent des directions variables, soit S. S. W., comme celle des Trois Fours, au N. W. de la pointe de ce nom; celle qui met en contact la série Trias supérieur — Rhétien — Hettangien avec le Bathonien marneux, au S. E. du château de Rampal; celle du col que franchit le chemin de Sanary aux Playes; soit N. N. E. ou N. E., comme celles qui, en avant du pont d'Aren, coupent obliquement la vallée; celles qui accidentent les collines à l'est de Sainte-Ternide.

On peut se demander si ces fractures ne rentrent pas déjà dans la catégorie des *failles de torsion*, si fréquentes dans le flanc nord du synclinal du Beausset, en particulier au nord du Revest. Je les ai décrites en détail. Elles se composent de tronçons épousant deux ou trois directions, mais dont l'orientation moyenne est W. N. W.-E. S. E. Plus à l'est, on observe, au nord de la Charberte, une faille dirigée W. S. W.-E. N. E., qui met en contact l'Hauterivien et le Cénomaniens.

Les rares décrochements que l'on observe dans la zone des imbrications, en particulier dans le vallon de Dardenne, n'ont évidemment aucun rapport avec les failles de tassement, bien que, en raison de leur direction N.-S., on puisse être tenté de les assimiler au 2^e groupe.

Il y a lieu, enfin, de mentionner encore une fracture W.-E., qui, bien qu'elle ne soit pas marquée par une dénivellation des deux lèvres l'une par rapport à l'autre, est sans doute également imputable à un tassement. C'est l'accident, accompagné d'une *éjection* de gypse triasique, que traverse la route du Faron un peu à l'est du fort Saint-Antoine.

Il y a là un phénomène de montée d'une masse plastique dans une fissure des couches supérieures analogue à ceux qui ont fait l'objet, en Allemagne, à propos du sel, de nombreux travaux. Dans les régions où les mouvements tangentiels prédominent, on ne saurait attribuer à ce genre de dislocations l'importance que lui donnent certains géologues.

SUCCESSION DES PHÉNOMÈNES.

La détermination de l'ordre dans lequel se sont succédé, dans la région toulonnaise, les phénomènes de diastrophisme offre un grand intérêt, car elle nous permet de serrer de près la question de l'âge des mouvements orogéniques de la Basse-Provence.

Malgré la grande extension des Phyllades au nord du cap Sicié, les environs immédiats de Toulon nous apprennent peu de chose sur l'histoire des plissements aux temps primaires. La découverte si importante de phanites à Radiolaires à Gaumén, due à M^{lle} Pfender [2], laisse indéterminé l'âge des Phyllades. La discordance du Houiller sur cette formation est peu accentuée et le Stéphanien semble avoir subi les mêmes mouvements que son substratum. Il nous faut aller plus à l'est, dans la partie orientale du massif des Maures, pour obtenir des précisions sur la direction des plissements post-houillers. On consultera à cet effet les feuilles de Toulon (1^{re} édition) et d'Antibes (2^e édition) de la Carte géologique au 1/80 000^e.

Deux grands synclinaux traversent le massif. Le plus occidental passe à l'ouest du Plan de la Tour, sa direction est presque N.-S., elle est jalonnée par les localités de Cogolin et du Muy. On y trouve du Stéphanien, avec houille et empreintes végétales, et des amphibolites, qui présentent la même direction. Plus à l'est, un synclinal houiller traverse les gneiss granitiques avec une di-

rection qui s'infléchit un peu plus à l'est que la précédente. Son axe correspond à une ligne allant de Fréjus au Tignet, à l'ouest de Grasse.

La direction des plissements immédiatement poststéphanien est donc méridienne et fait par conséquent un angle droit avec celle des plissements dits provençaux.

Les seuls mouvements orogéniques des temps primaires sur lesquels nous possédions, pour la région, des précisions relatives à leur âge sont poststéphanien. Ils sont antépermien, car le Permien repose en discordance très accentuée sur les terrains antérieurs et débute souvent par un conglomérat de base, dont les éléments sont empruntés soit aux Phyllades soit au Houiller. Il est impossible toutefois de savoir si la puissante série détritique que nous appelons « Permien » représente la totalité de ce sous-système, ou si nous avons affaire seulement à l'étage moyen et supérieur ou à l'étage supérieur seul. Quoi qu'il en soit, les couches supérieures supportent en concordance parfaite une nouvelle série détritique, avec intercalation d'un niveau assez constant de poudingues à éléments quartzeux bien roulés, qui semble l'indice d'un régime torrentiel ou fluvial.

Les trois termes du Trias, le Rhétien et l'Hettangien sont parfaitement concordants, et la lacune stratigraphique qui existe certainement entre l'Hettangien et le Domérien ne se traduit par aucune discordance et il en est de même de celle que l'on est bien obligé d'admettre entre le Bathonien et les Dolomies néojurassiques. Sauf dans les cas de décollement, la continuité des termes est ensuite parfaite jusqu'à l'Urgonien inclusivement.

On sait depuis longtemps que l'Aptien est représenté, sur le bord méridional du bassin du Beausset, par ses deux sous-étages Bédoulien et Gargasien, affectant tous deux le type bathyal, et que, par contre, l'étage tout entier manque sur le bord septentrional. On sait aussi que l'Albien manque sur les deux bords, qu'il est représenté sur le bord septentrional par la Bauxite et que la série marine reprend dans tout le bassin avec le Cénomani. La lacune que l'on constate ainsi, dans le nord de la région toulonnaise, correspond donc, ainsi que Collot [7] l'a fort bien établi, à une émergence temporaire. Mais cette émergence, due vraisemblablement à un mouvement épirogénique, n'a donné lieu à aucune discordance.

Les termes supérieurs du Crétacé, là où ils sont conservés, sont eux aussi parfaitement concordants, mais le plus élevé, le Fuvélien, qui semble être tout au plus d'âge campanien supérieur, est lacustre.

Contrairement à ce qui a lieu dans le bassin de Fuveau, on ne connaît, dans le bassin du Beausset et, à plus forte raison, dans le reste de la région toulonnaise, aucune trace des termes les plus élevés du Crétacé et des termes inférieurs de la série Nummulitique. Les premiers dépôts tertiaires doivent être attribués, par analogie avec les environs de Marseille, au Sannoisien. Ils sont surmontés par les sables et argiles avec lits de graviers quartzeux, rangés provisoirement dans le Rupélien; les deux termes de l'Oligocène sont concordants entre eux, mais le Rupélien est transgressif. Ils sont d'ailleurs localisés, sous la forme de lambeaux de dimensions variées, épargnés par l'érosion, dans la cuvette de Bandol et dans les environs d'Ollioules. S'ils n'avaient pas été conservés, nous n'aurions aucun moyen de dater toute une série d'événements qui se sont produits dans la région.

Dans le bassin de Bandol, les poudingues sannoisiens se sont déposés soit sur le Bathonien marneux, soit sur le Bathonien calcaire, soit encore sur les Dolomies néojurassiques. A l'ouest d'Ollioules, des calcaires lacustres de même âge se trouvent à l'état de témoins soit sur le Trias moyen ou supérieur soit sur le Lias. A l'est d'Ollioules, ce même Sannoisien repose, au sud, sur le Trias, au nord, sur le Bathonien marneux ou calcaire, ou sur les calcaires valanginiens. Il empiète donc à la fois sur la zone triasique de Saint-Cyr-Ollioules et sur le soubassement du Croupatier, qui en est séparé par une surface de chevauchement.

Un premier résultat découle avec certitude de ces observations sur la situation stratigraphique des lambeaux oligocènes de la région toulonnaise, c'est l'existence de la cuvette de Bandol antérieurement à la transgression limnique du Sannoisien. En effet, ainsi que je l'ai dit plus haut, les poudingues lacustres de Bandol reposent, dans le centre de la cuvette, sur des couches plus récentes que sur sa périphérie et les graviers rupéliens débordent au nord au delà des limites des poudingues et calcaires lacustres.

La transgression sannoisienne s'étant étendue à la fois sur la zone triasique d'Ollioules et sur le soubassement du Croupatier, il est certain, en outre, qu'au moment de la transgression, la première de ces unités tectoniques était déjà refoulée sur la deuxième. Et l'on peut même aller plus loin et affirmer que les plis déversés au S. E., dont on constate l'existence au pied du Croupatier, présentaient déjà ce déversement, car les poudingues sannoisiens reposent sur les calcaires valanginiens qui occupent le fond du synclinal.

Par contre, nous ne connaissons malheureusement aucun témoin oligocène ni sur la zone des terrains renversés, ni sur la nappe du Vieux-Beausset, ni dans le bassin du Beausset, ni, dans l'est de la région, sur la zone des imbrications, et la transgression ne nous fournit ici aucune donnée permettant de préciser l'âge de la mise en place des nappes. C'est donc uniquement par analogie avec d'autres régions de la Basse-Provence que l'on peut assigner aux charriages de la région toulonnaise un âge postlutétien et antésannoisien. Il est possible cependant que ces importants phénomènes de diastrophisme soient un peu plus récents que les mouvements orogéniques datés par la transgression sannoisienne, car la région a certainement subi quelques dislocations postérieurement au Rupélien. En effet, l'altitude qu'occupent actuellement les terrains oligocènes varie de la cote 0 à la cote 200, dénivellation qui ne peut être attribuée sans discussion à des mouvements épirogéniques.

La transgression sannoisienne permet aussi de fixer l'âge maximum d'une partie des dénudations dont la région a été le théâtre. Ainsi il est certain que, dans la cuvette de Bandol, il n'existait plus, au moment où les lacs sannoisiens s'y sont établis, aucune trace de terrains créacés, si tant est que ceux-ci s'y fussent jamais déposés. Et il est non moins certain que la zone triasique d'Ollioules était déjà débarrassée de la couverture de terrains plus récents qui recouvrait le Trias supérieur. Mais il est difficile d'admettre que d'aussi importantes dénudations se soient produites dans le laps de temps géologiquement très court qui s'est écoulé entre les mouvements orogéniques immédiatement postlutétiens et la transgression sannoisienne. Lors du plissement de la zone triasique d'Ollioules, il est infiniment probable que les terrains jurassiques avaient déjà été enlevés et c'est peut-être ce qui explique le singulier régime de brachyanticlinaux qui caractérise cette unité tectonique.

D'ailleurs nous possédons la preuve que d'importantes dénudations se sont produites bien avant l'époque Nummulitique, lors de la période d'émersion qui sépare l'Éocrétacé du Mésocrétacé. Comment, en effet, admettre que l'Aptien bathyal, qui est si bien développé sur le bord méridional du bassin du Beausset, ne s'est pas également déposé sur le bord septentrional, en particulier au nord de Tourris, d'où il aurait disparu au cours de la période continentale attestée par la présence de dépôts de bauxite! Nul ne peut dire quels sont les terrains que la dénudation a enlevés au cours de cette période, et il est tout à fait impossible de préciser le moment où les Phyllades et

le Permien ont commencé à affleurer. On sait cependant que les poudingues turoniens de la Ciotat renferment des galets permien et que les poudingues stampiens des environs de Marseille contiennent aussi des éléments empruntés aux Phyllades ou aux innombrables filons de quartz qui les traversent ⁽¹⁾. Mais nous n'avons pas le moyen de savoir, dans l'état actuel de nos connaissances, si ces éléments proviennent des Phyllades autochtones ou de ceux de la nappe de Sicié. Nous ignorons également encore à partir de quel moment le massif des Maures a été débarrassé de sa couverture de terrains permien et secondaires. Nous savons seulement que la nappe de Sicié s'est avancée sur un territoire où le Jurassique n'était plus représenté que par des lambeaux, sur l'emplacement actuel du bassin de Bandol, à l'ouest, sur celui des collines d'Hyères, à l'est, alors que dans l'espace intermédiaire il avait déjà été enlevé, puisqu'on n'en trouve pas le moindre débris le long de la surface de charriage.

Enfin, les témoins de l'Oligocène transgressif nous renseignent encore sur l'âge des éruptions qui ont donné naissance à la nappe basaltique d'Ollioules, nappe dont les témoins reposent sur une surface qui descend aujourd'hui insensiblement de la cote 550, qu'elle atteint aux rochers de l'Aigle, à l'est du Beausset (en dehors des limites de la feuille de Toulon), au niveau de la mer. En plusieurs endroits, ce basalte repose sur des graviers rupéliens, ainsi au pied de la Courtine, à l'est d'Ollioules, et, en très petits lambeaux, dont M. Albert Michel-Lévy et moi avons reconnu la présence, au pied sud de la hauteur du Destrier, au S.W. du Broussan. La coulée de basalte est donc post-rupélienne. La faille dirigée W.-E., qui a donné lieu à une dénivellation brusque de la coulée et qui a affecté également son substratum oligocène, est évidemment postérieure au Rupélien. C'est l'accident le plus récent que l'on ait pu dater dans la région. Il est possible que l'on doive assigner le même âge aux autres failles de tassement, de même direction ou du système N.-S., dont il a été question plus haut.

CAUSES DES MOUVEMENTS.

La recherche des causes qui ont présidé à la formation des dislocations de la région toulonnaise est évidemment prématurée, car un pareil problème

⁽¹⁾ M^{lle} J. Pfender a même découvert récemment dans les poudingues stampiens de la Bourine, près Auriol, des galets de phtanites à Radiolaires.

ne peut être abordé avec quelques chances d'être résolu qu'après l'étude de toutes les régions de la Basse-Provence.

Il serait souhaitable que l'on pût donner une explication satisfaisante de quelques-unes des particularités les plus importantes de la tectonique de la région qui nous occupe.

Il faudrait pouvoir établir pourquoi les nappes ont pris naissance dans une zone plutôt que dans une autre.

La raison de la poussée de certains plis en sens contraire de la poussée générale devrait pouvoir être indiquée autrement que d'une façon tout à fait hypothétique.

La cause des décollements, si fréquents dans la région, devrait être établie d'une manière certaine.

Le premier de ces trois problèmes trouvera peut-être sa solution dans une constatation de fait concernant la nappe du Vieux-Beausset. La racine de cette nappe se trouve située entre le bassin de Bandol et celui du Beausset et l'on conçoit dès lors qu'une bande anticlinale située entre ces deux cuvettes synclinales soit écrasée par le fait du rapprochement de ces deux unités tectoniques relativement rigides, sous l'action de la contraction, et soit déversée dans le sens de la poussée générale, en se transformant en pli-faille, dont le flanc renversé est partiellement conservé (la zone des terrains renversés), et, plus en avant, en nappe de charriage. Il sera peut-être possible d'appliquer plus tard une explication analogue à la nappe de la Sainte-Baume.

Le second problème, celui du déversement de certains plis vers le sud, est en connexion avec le précédent, et sa solution découle de l'interprétation précédente. En effet, la cuvette de Bandol présente sa terminaison périclinale à l'ouest de la gare de Sanary et ne se continue pas vers l'est, tandis que la cuvette du Beausset se poursuit beaucoup plus loin dans cette direction et opposait une certaine résistance aux poussées dirigées vers le nord, d'où le déversement des plis du soubassement du Croupatier vers le sud, vers une région fortement décapée par l'érosion, qui, par conséquent, ne pouvait guère faire obstacle à ce déversement.

Le troisième problème, celui de la cause des décollements, est un de ceux qui se posent le plus fréquemment dans toutes les régions de la Basse-Provence. Dans le présent mémoire, j'ai attribué le phénomène tantôt à des étirements dans la série normale, résultant de la poussée tangentielle exercée par des masses supérieures, aujourd'hui enlevées par l'érosion, sur un sub-

stratum tranquille (cuvette d'Alon, collines d'Hyères); tantôt à la dysharmonie des plis dans une série de terrains cédant inégalement aux poussées qu'ils ont subies (Croupatier, Faron, zone des imbrications, mont Combe). Dans les études tectoniques que je compte publier ultérieurement sur d'autres parties de la Basse-Provence, j'aurai sans cesse à discuter la question de savoir à laquelle des deux causes sont dus les phénomènes de décollement.

S.W.

N.E.

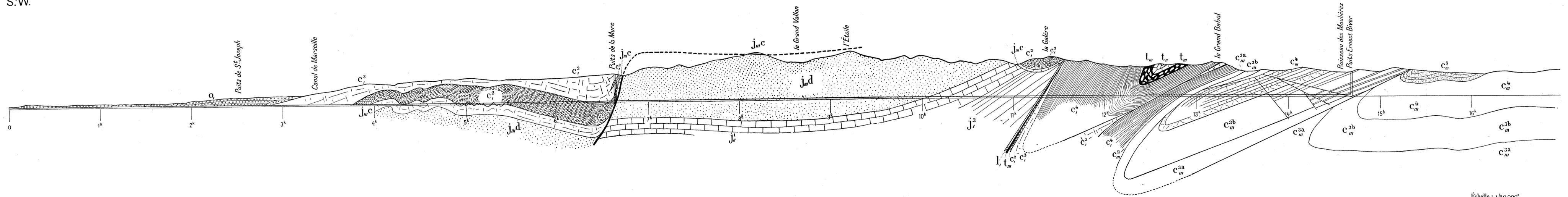


Fig. 1. — Coupe géologique de la galerie souterraine exécutée par la Compagnie des charbonnages des Bouches-du-Rhône et destinée à relier à la mer la concession des Mines de Gardanne, d'après la minute originale de Gaston VASSEUR.

Échelle : 1/20 000.

S.W.

N.E.

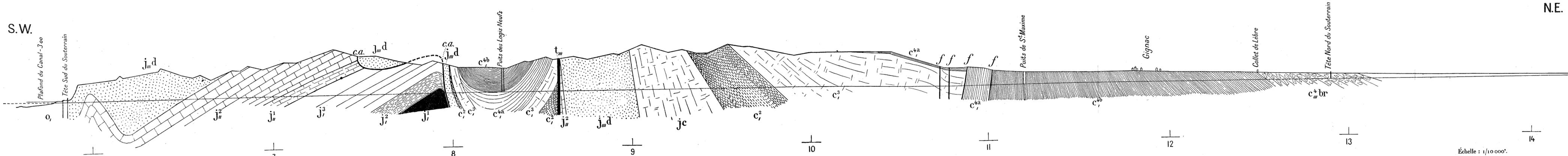


Fig. 2. — Coupe géologique du souterrain du canal de l'étang de Berre à l'Estaque (avant les travaux), d'après la minute originale de Gaston VASSEUR.

Échelle : 1/10 000.

t₁, Trias moyen; t₂, Trias sup^r; l₁, Hettangien; j₁, Bajocien; j₂, Bathonien; j₃, Callovien-Oxfordien; j₄, Argovien; j₅, Séquanien; j_m d, Dolomies néojurassiques; j_m c, calcaires néojurassiques; jc, Jurassique terminal et Valanginien; c₁², Hauterivien; c₁³, Urgonien; c₁⁴, Aptien; c₁^{4a}, Aptien inf^r; c₁^{4b}, Aptien sup^r; c₁⁵, Albien; c_m^{3a}, Santonien; c_m^{3b}, Valdonnien; c_m⁴, Fuvélien; c_m⁵, Bégudien; c_m^{4br}, poudingues bégudiens; o, Oligocène.

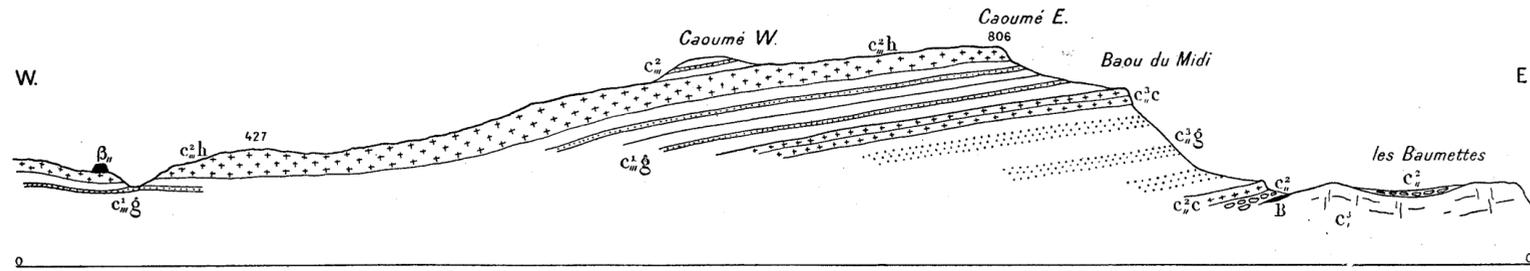


Fig. 1. — Coupe longitudinale du massif du Caoumé.

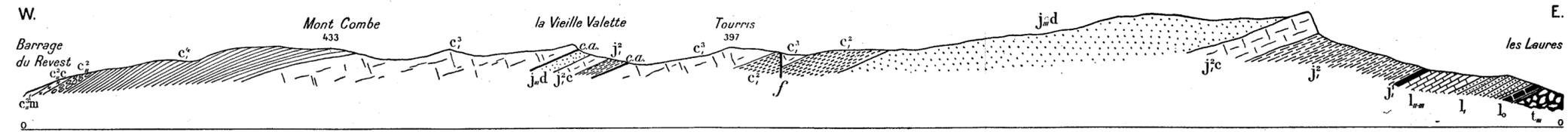


Fig. 2. — Coupe longitudinale du mont Combe et de la plaine des Selves.

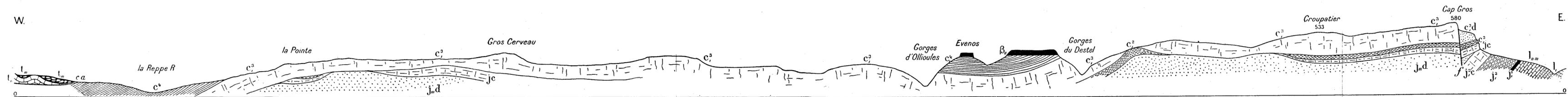


Fig. 3. — Coupe longitudinale du chaînon du Gros Cerveau et du Croupatier.

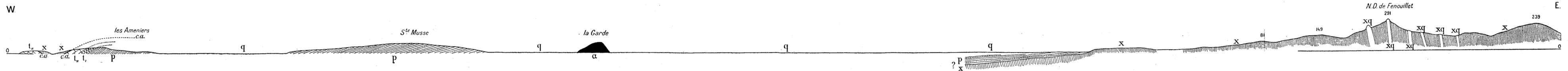


Fig. 4. — Coupe longitudinale de la terminaison occidentale du massif des Maures, de Toulon à Hyères.

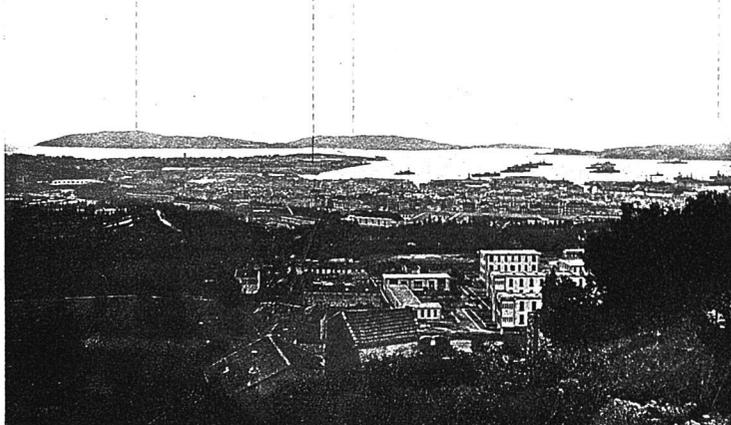
Échelle : 1/10 000.

x, Phyllades; xq, quartzites; p, Permien; t₁, Trias inf^r; t₂, Trias moyen; t₃, Trias sup^r; l₀, Rhétien; l₁, Hettangien; l₂₋₃, Lias moyen et sup^r; j¹, Bajocien; j², Bathonien marneux; j²c, Bathonien calcaire; j²d, Dolomies néojurassiques; jc, Jurassique terminal et Valanginien; c¹, Hauterivien; c², Urgonien; c³, Aptien; B, bauxite; c², Cénomannien; c²c, Cénomannien à Rudistes; c²m, Turonien inf^r marneux; c²g, Turonien gréseux; c²c, Turonien à Rudistes; c¹g, grès coniaciens; c²h, calcaires à Hippurites santoniens; α, andésite; β, basaltes; q, Quaternaire. c. a., contact anormal; f, faille.



Presqu'île de Saint-Mandrier
(Permien)

Mourillon
(Phyllades)



Cap Sicié
(Phyllades)

Calcaires mésotriasiques



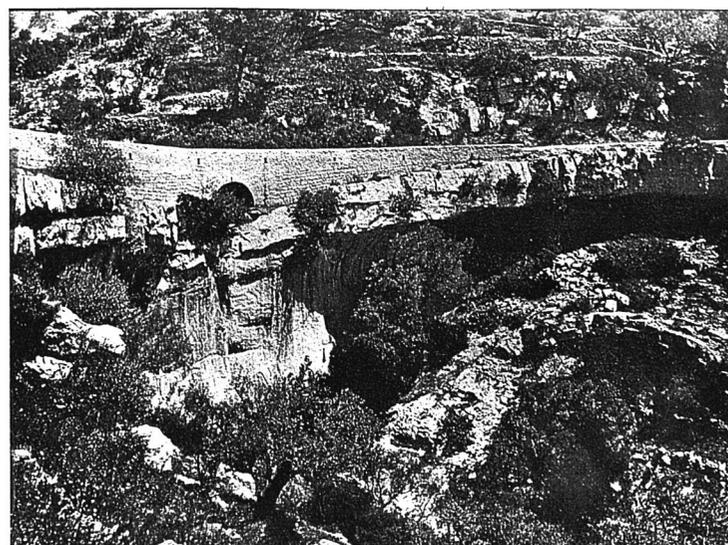
Grès
sénoniens

*Petite rade de Toulon
vue prise de la route du Faron*

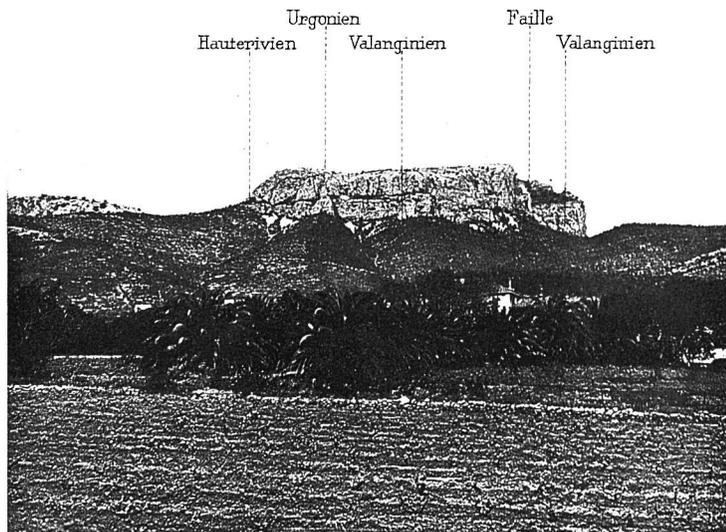


*Poudingues éotriasiques en banes verticaux
Quartier de la Barre, près Toulon*

*Ilot de recouvrement du Vieux Beausset
vu de l'ouest*

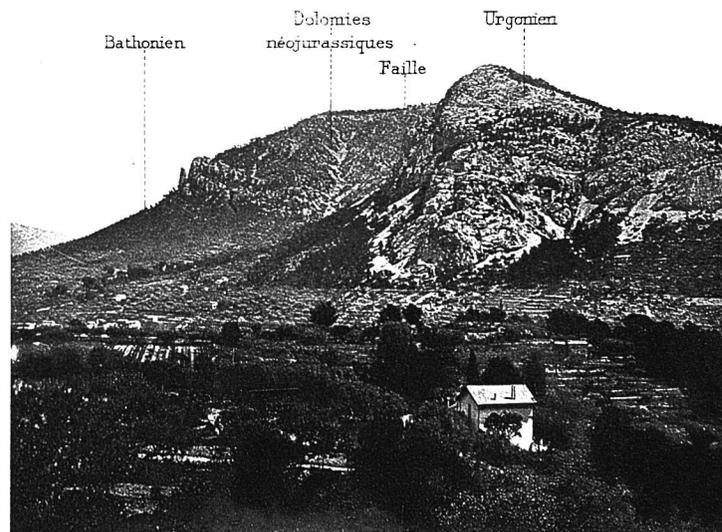


*Voûte dans les calcaires mésotriasiques
Pont des Pomets, près Toulon*



Cl. A. Lanquine

*Baou de 4 heures
vu de la plaine du Las, près Toulon*

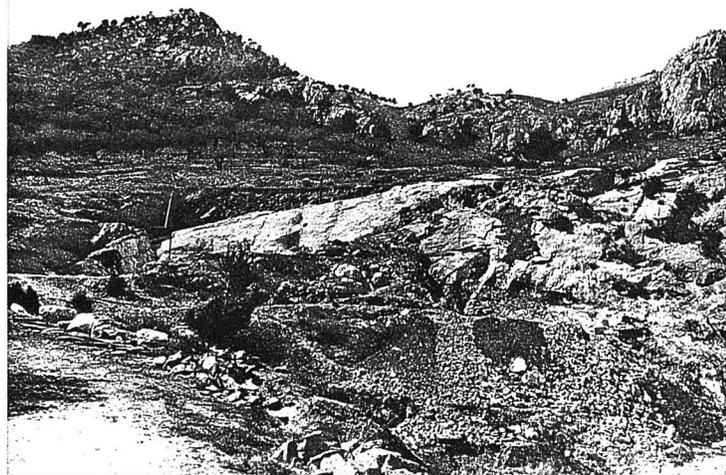


Cl. A. Lanquine

*Faille du Faron
vue prise des Échemins des Routes, près Toulon*

Bathonien calcaire

Bathonien marneux



Cl. E. Haug

*Bathonien marneux refoulé sur l'Urgonien
de la carrière du Mal Vallon, près le Revest*

Calcaires turoniens
Flanc normal Flanc redressé
Grès turoniens

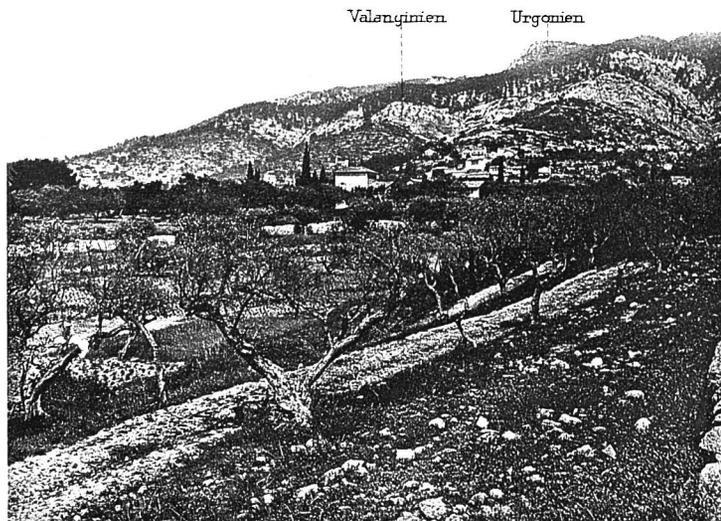
Calcaires cénomaniens



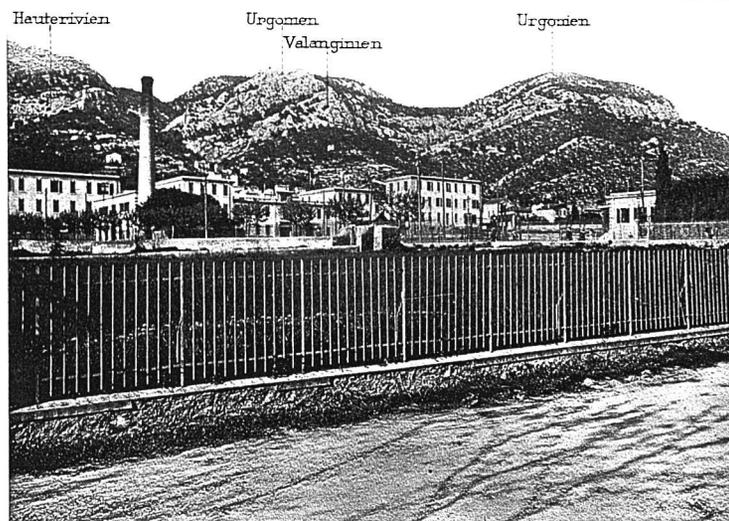
Cl. E. Haug

*Synclinal déversé du flanc sud du Caoumé
Mal Vallon, près le Revest*

Héliog. Schutzenberger Paris.

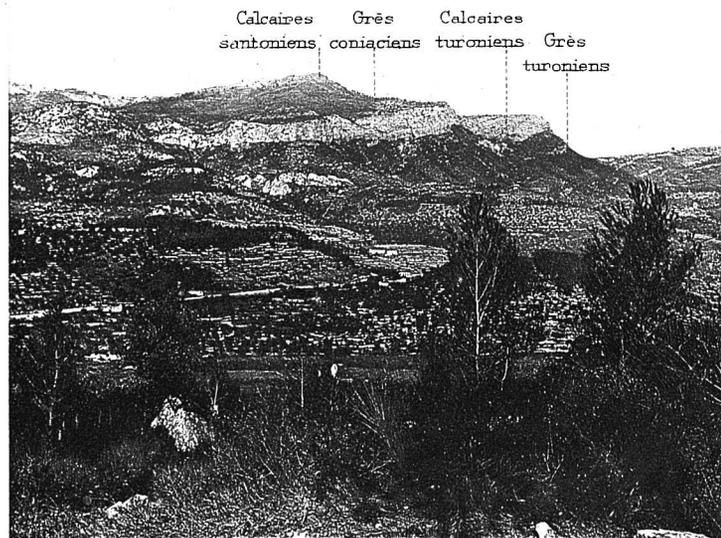


*Partie occidentale du Faron
 vue prise de la plaine du Las, près Toulon*

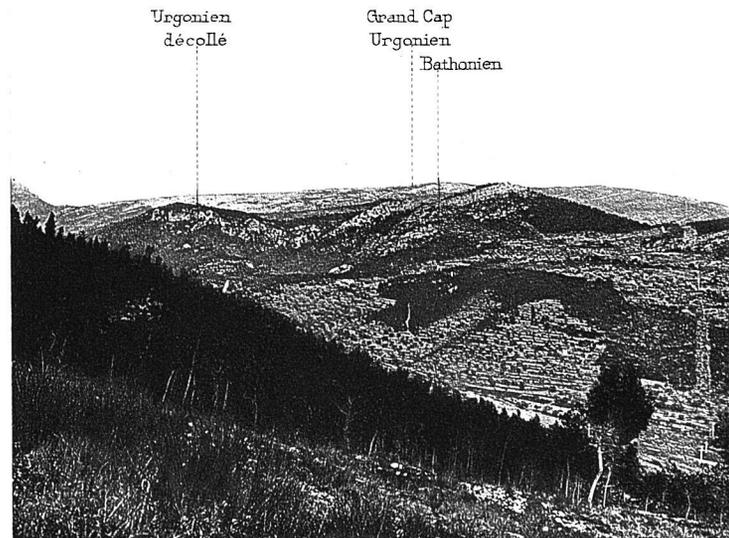


Calcaires
 bathoniens

*Partie orientale du Faron
 vue prise de Sainte-Anne, près Toulon*



*Versant du sud-est du Caoumé
 vu de la route du Revest*



*Urgonien du Mont Combe
 décollé de son soubassement
 vue prise du flanc nord du Faron, près Toulon*

Urgonien
 du flanc
 normal

Cénomannien
 et Aptien
 renversés

Urgonien
 décollé



*Le Revest et le mont Combe
 vu du quartier de la Sable*



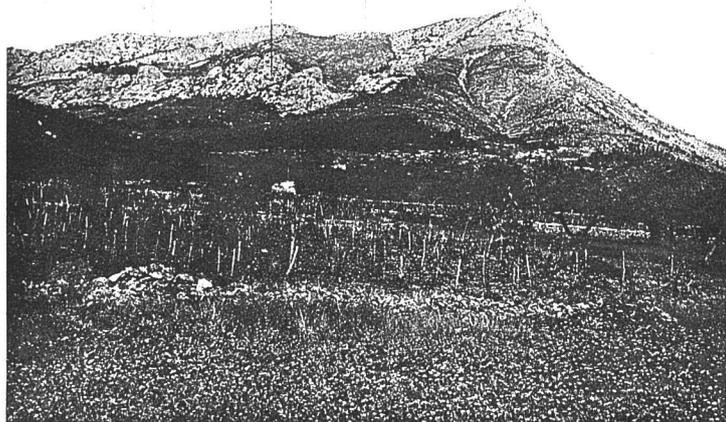
*Urgonien de l'extrémité occidentale du Coudon
 senfonçant sous le Trias supérieur et le Lias. La Chaberte près la Valette*

Urgonien

Urgonien

Dolomies
 néojurassiques

Urgonien



*Face méridionale du Coudon
 vue prise de la Valette*

Urgonien

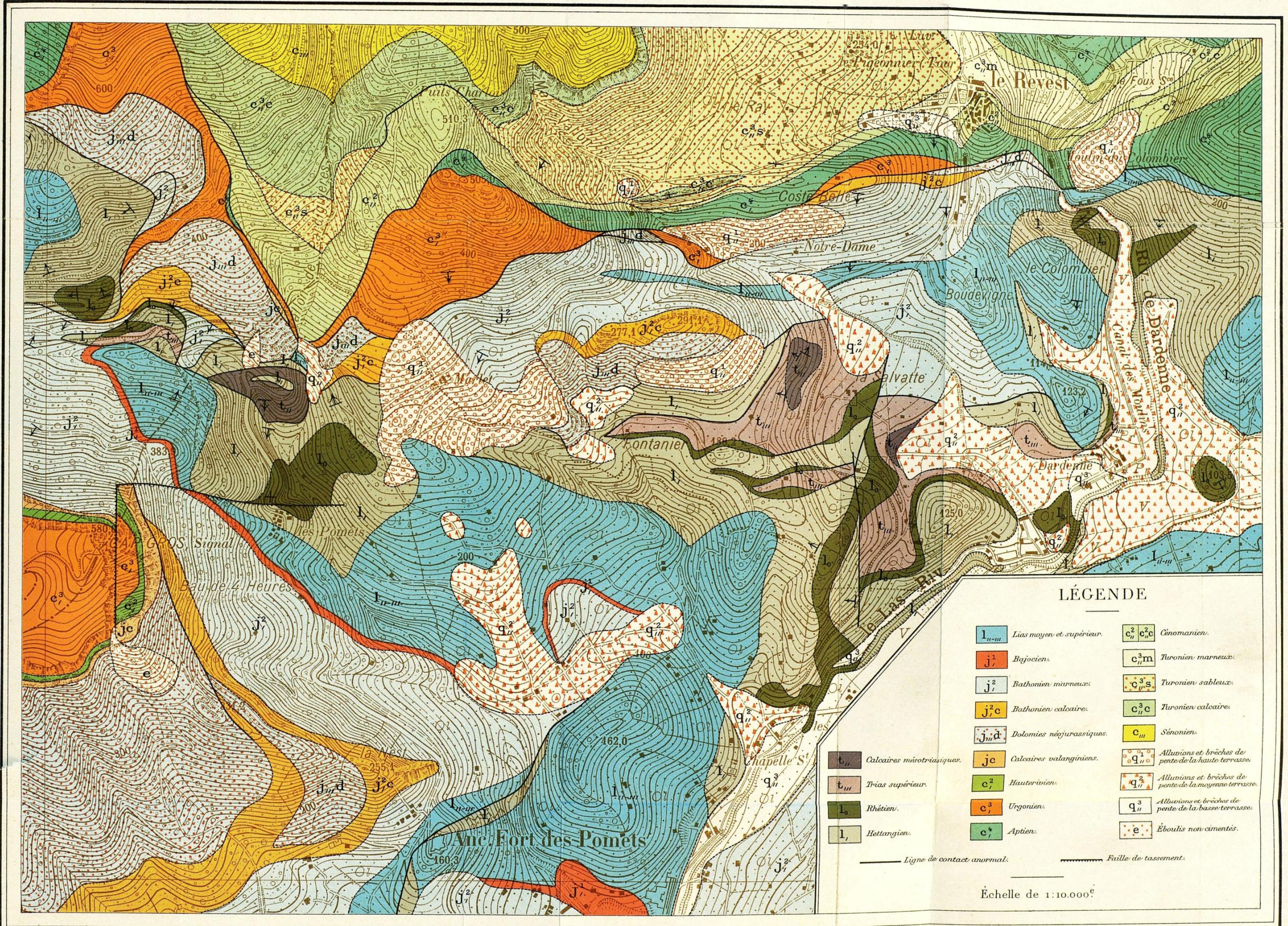
Urgonien

Bathonien



*Extrémité orientale du Coudon
 vue prise de la plaine de la Crau*

CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DU REVEST ET DES POMETS, PRÈS TOULON



LÉGENDE

l_{ii-iii}	Lias moyen et supérieur.	$c_{ii}^2 c_{ii}^2 c$	Cénomarien.
j^1	Bejocien.	$c_{ii}^3 m$	Turonien marneux.
j^2	Bathonien marneux.	$c_{ii}^3 s$	Turonien sableux.
$j^2 c$	Bathonien calcaire.	$c_{ii}^3 e$	Turonien calcaire.
$j_{ii}^1 d$	Dolomies néojurassiques.	c_{iii}	Sénonien.
t_{ii}	Calcaires miocènes.	q_{ii}^1	Alluvions et brèches de pente de la haute terrasse.
t_{iii}	Trias supérieur.	q_{ii}^2	Alluvions et brèches de pente de la moyenne terrasse.
l_o	Rhétien.	q_{ii}^3	Alluvions et brèches de pente de la basse terrasse.
l_i	Hellangien.	e	Éboulis non cimentés.

— Ligne de contact anormal. Faille de tassement.

Échelle de 1:10.000^e

Extrait des Plans Directeurs au 1/10.000^e publiés par le Service Géographique de l'Armée.

Chromolithographié chez P. Monsonglant, 4, rue de l'Abbé de l'Épée, Paris. Imprimé au Service Géographique de l'Armée.

SCHEMA TECTONIQUE DE LA RÉGION TOULONNAISE

ÉMILE HAUG... Les nappes de charriage de la Basse-Provence

CARTE II

