

300.007
Bibliothèque de Philosophie scientifique

— Directeur : Paul GAULTIER, de l'Institut —

LÉON BERTRAND

Membre de l'Institut

Professeur honoraire à la Sorbonne et à l'École Centrale

Histoire géologique du sol français

TOME II

Le plan architectural et l'édification
de nos grandes régions géologiques

57 ILLUSTRATIONS



FLAMMARION

IRIS - LILLIAD - Université Lille 1



**Histoire géologique
du sol français**

II

DU MÊME AUTEUR

Chez le même éditeur, dans la même collection :

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOL FRANÇAIS.
TOME I : LES MATÉRIAUX ET LES TYPES STRUCTURAUX
DU SOUS-SOL. Illustré.

HISTOIRE DE LA FORMATION DU SOUS-SOL DE LA FRANCE :
LES GRANDES RÉGIONS GÉOLOGIQUES DU SOL FRANÇAIS. Illustré.

Chez J. Lamarre :

LA SCIENCE DES ROCHES.
Traduction française, annotée et avec de nombreuses additions,
de l'ouvrage *Gesteinskunde*, de F. Rinne.

L'EMPLOI DU MICROSCOPE POLARISANT (avec M. Roubault).

Bibliothèque de Philosophie scientifique

Directeur: Paul GAULTIER, de l'Institut

LÉON BERTRAND

Membre de l'Institut

Professeur honoraire à la Sorbonne et à l'Ecole Centrale

Histoire géologique du sol français

II

**Le plan architectural et la genèse
de nos grandes
régions géologiques**

Avec 8 planches et 49 figures dans le texte.

FLAMMARION
26, RUE RACINE, PARIS



Droits de traduction, d'adaptation et de reproduction
réservés pour tous pays.

Copyright 1946, by ERNEST FLAMMARION.

Printed in France

Histoire géologique du sol français

AVANT-PROPOS

Le présent volume n'est pas simplement une nouvelle édition, mais une mise au point devenue nécessaire, de mon précédent ouvrage *Les grandes régions géologiques du sol français*, qui, publié en 1935, était déjà épuisé avant la guerre. Depuis sa publication, en effet, nos connaissances sur la constitution et la genèse de beaucoup d'entre elles ont fait d'importants progrès, dont certains postérieurement à la publication du premier tome, qui n'a donc pu les enregistrer, et les chapitres correspondants ont dû subir des modifications considérables, ayant entraîné un accroissement du texte et de l'illustration, pour laquelle le nombre des figures dans le texte a été doublé.

Mais, d'autre part, il m'est permis d'écrire que le nouvel ouvrage en deux volumes présenté aux lecteurs de la *Bibliothèque de Philosophie scientifique* constitue un *ensemble homogène de connaissances*, permettant à un lecteur non spécialiste de la géologie, à un géographe par exemple, de trouver dans le premier volume les notions essentielles relatives aux divers ordres de questions touchant à la géologie, qui lui seront nécessaires pour profiter utilement de la lecture du second volume. Cet ouvrage représente ainsi un véritable corps de doctrine, synthétisant, appliqué au sol français, l'enseignement de géologie structurale que j'ai inauguré en France.

De même que pour mon ancien volume sur les Grandes régions géologiques du sol français, il était matériellement impossible de faire un choix entre les nombreux mémoires ou simples notes dont les résultats ont été cités plus ou moins longuement ou simplement enregistrés, pour en donner une liste bibliographique. Du moins, l'exposé synthétisé de ces

résultats essentiels des recherches des nombreux auteurs dont les noms sont cités a été fait avec le constant souci de résumer fidèlement et impartialement leurs opinions, même quand je n'ai pu leur donner mon adhésion, en indiquant la part que chacun des artisans de la géologie française a prise dans l'œuvre commune.

Septembre 1945.

INTRODUCTION

PRINCIPES DE LA DISTINCTION DES GRANDES RÉGIONS GÉOLOGIQUES

Une région dont l'histoire géologique montre que des conditions semblables, en particulier celles qui lui ont donné son type structural, ont existé simultanément sur toute son étendue et diffèrent de celles des régions avoisinantes constitue une *unité géologique*. On peut d'ailleurs, dans l'appréciation de cette similitude et de ces différences, apporter une précision et un détail plus ou moins grands et ainsi grouper des *unités de détail*, pour lesquelles toutes les conditions géologiques de leur genèse ont été pratiquement identiques, en de *grandes régions géologiques*, unités de premier ordre, qui seront celles faisant l'objet du présent groupement et pour lesquelles cette identité s'appliquera seulement aux *traits principaux* de leur structure et de leur histoire géologiques.

Utilisation des cartes géologiques. — Pour établir cette distinction en France, nous pouvons nous servir des *cartes géologiques*, en particulier de la carte d'ensemble à l'échelle de 1/1.000.000 (3^e édition, 1933) et des feuilles plus détaillées de notre carte géologique à l'échelle de 1/80.000, dont beaucoup sont en 2^e édition et certaines en 3^e édition. Une carte d'une échelle intermédiaire (1/320.000) est en cours de publication, ainsi qu'une carte plus détaillée établie sur la nouvelle base topographique au 1/50.000 pour quelques régions seulement (1).

(1) Le format réduit de cet ouvrage n'a malheureusement pas permis d'y faire figurer les cartes géologiques assez détaillées et coloriées qui, dans bien des cas, seraient nécessaires. Toutefois, les petites cartes (Pl. I-VIII), qui figurent à la fin du volume, établies d'après la carte géologique à 1/1.000.000, pourront donner au lecteur qui ne disposera pas, au moins, de cette dernière une esquisse de la constitution du sous-sol de nos grandes régions géologiques.

La légende reproduisant la gamme des teintes et les notations utilisées indique l'ordre régulier de succession des couches géologiques. Le terrain géologique désigné par une teinte ou une notation en chaque localité est naturellement celui qui y affleure à la surface, abstraction faite du sol végétal et souvent aussi des limons, éboulis et autres formations superficielles, sauf dans les cartes de détail à grande échelle ou en vue d'un but spécial.

Un problème important de la stratigraphie est la traduction, par des *coupes verticales*, de la succession en profondeur et des superpositions des couches ; ces coupes doivent aussi donner l'allure géométrique de ces couches, mais elles ne sont utilisables au point de vue tectonique que sous la condition d'avoir été établies à *une même échelle pour les longueurs et les hauteurs*. Si ces coupes ne peuvent toujours résulter d'observations directes (tranchées, puits, sondages, tunnels, etc...), on peut toutefois chercher à les établir en se servant des cartes géologiques, avec le degré d'approximation que comportent leur échelle et la précision des contours. Dans ce cas, il importe que cette prévision de l'allure tectonique des couches géologiques tienne compte de la structure générale de toute la région avoisinante. En effet, il existe habituellement dans une région *tout une série d'accidents analogues*, voisins les uns des autres, qui dérivent d'une même cause générale et dont l'étude collective éclaire la nature de chacun d'eux en particulier.

Cette prévision structurale revient d'ailleurs à un problème simple de géométrie descriptive, lorsqu'on analyse soigneusement les *contours géologiques* séparant sur la carte, comme sur le terrain, les affleurements des diverses couches distinguées. Ces contours se subdivisent en deux catégories : 1^o les uns, les plus habituels, dits *contours stratigraphiques*, correspondent aux limites des affleurements de couches ayant conservé leurs *relations mutuelles initiales*, même si elles ont été simultanément plus ou moins déformées, redressées ou contournées, voire même renversées ; 2^o les autres, dits *contacts anormaux*, correspondent aux cas où ces relations originelles ont été profondément modifiées ou détruites par un accident tectonique (faille, chevauchement, étirement, décollement, etc.), ayant amené en contact ou en superposition anormale des couches distantes les unes des autres initialement, les accidents de cette sorte pouvant être fort compliqués, comme nous l'avons vu dans le premier volume.

D'autre part, la comparaison des courbes de niveau de la sur-

face topographique aux contours qui représentent les projections des intersections de cette surface et des surfaces séparatives des couches permet de reconnaître l'allure géométrique de ces dernières. Si elles sont restées *horizontales* ou à peu près, en régime *tabulaire*, certaines d'entre elles s'étalent largement sur les plateaux ; quant à celles qui sont entamées par les vallées et qui affleurent sur leurs flancs, leurs contours géologiques sont des *courbes de niveau*. Dans les régions où les couches ont été très redressées, celles-ci affleurent suivant des bandes étroites sensiblement parallèles et la carte géologique prend, au contraire, un *aspect rayé* très caractéristique. Dans les cas intermédiaires, les sinuosités des contours, en particulier les angles qu'ils montrent à la traversée des vallées ou même de simples vallons, permettent de reconnaître la valeur approximative des plongements des couches, s'il s'agit de contours stratigraphiques, ou du contact anormal dans le second cas.

Massifs anciens et aires d'ennoyage. — Un tel contraste entre les cas extrêmes apparaît, au premier coup d'œil jeté sur une carte géologique de la France, entre le *massif armoricain* (Pl. III), constitué par des terrains d'âge primaire fortement plissés, et le *bassin parisien*, occupé par des terrains d'âge secondaire et tertiaire restés sensiblement horizontaux (Pl. I). Si ce contraste traduit une différence très importante au point de vue de la *géologie de surface*, entraînant aussi des caractères géographiques bien distincts pour le « *massif ancien* » et pour l'« *aire d'ennoyage* » *secondaire et tertiaire* en question, nous allons voir toutefois que cette distinction est de moindre valeur au point de vue structural.

Les *massifs anciens* sont des portions d'anciennes chaînes des temps primaires ; en France, nous savons (1) qu'il s'agit surtout de la *chaîne hercynienne*, ayant surgi pendant les dernières périodes de l'ère primaire. Ces portions se montrent actuellement à découvert, mais avec une topographie très érodée et de laquelle tout relief important aurait depuis longtemps disparu, comme dans notre massif armoricain, si certaines causes relativement récentes n'avaient, dans cer-

(1) Dans la présente Introduction, sont rappelées et groupées un certain nombre de notions acquises dans les divers chapitres du premier volume, afin de faciliter au lecteur, par leur récapitulation, la lecture des exposés synthétiques relatifs aux diverses grandes régions.

tains cas (tel celui du Massif Central), redonné un relief rajeuni, où l'érosion des vallées peut reproduire un aspect montagneux (Cévennes), d'ailleurs tout à fait indépendant de la forme initiale. L'érosion a commencé à s'y produire dès le plissement et ces massifs ont pu rester depuis lors à découvert sur une bonne partie de leur surface, ayant cependant subi, en certains points, des incursions marines locales et temporaires.

Ces transgressions sont venues des géosynclinaux ou même d'aires d'ennoyage voisines, où se sont déposées des séries plus ou moins complètes de sédiments ultérieurs, au-dessus d'un substratum plissé semblable à celui qui se montre à découvert dans les massifs anciens. En effet, ces *aires d'ennoyage* ne sont elles-mêmes que des portions de la même chaîne qui ont été immergées d'une façon plus continue, après avoir subi aussi une érosion consécutive au plissement, et où se sont accumulées des épaisseurs de sédiments plus grandes et des séries de couches plus complètes que celles qui ont été déposées par les transgressions sur les massifs anciens.

Il faut d'ailleurs observer que les couches déposées dans les aires d'ennoyage telles que le bassin de Paris, bien qu'étant restées sensiblement horizontales comme lors de leur formation, sont aujourd'hui surélevées au-dessus du niveau des océans. Elles ont donc dû subir une ascension ultérieure, car un abaissement « eustatique » du niveau des mers depuis leur dépôt ne saurait expliquer l'inégalité de leur dénivellation, ni surtout les ondulations secondaires, parfois assez accentuées, qu'elles montrent dans le détail (pays de Bray, dôme de la Mauldre) et qui parfois se transforment en failles (faille de la Seine). Cependant, dans l'ensemble, leur ascension s'est faite sans déformations comparables à celles que produit la formation d'une chaîne plissée, et elle a été expliquée par des mouvements « *épirogéniques* », d'une nature différente des mouvements orogéniques. Mais il semble bien, comme je l'ai admis depuis longtemps dans mon enseignement, qu'il s'agisse plutôt aussi de mouvements orogéniques, mais tardifs et très atténués, ou bien, ainsi que l'a développé Argand dans sa notion des « *plis de fond* », d'une répercussion lointaine de phases orogéniques ultérieures ayant donné, parfois à grande distance, naissance à de nouvelles chaînes plissées (les Pyrénées et les Alpes, en ce qui concerne la France) sur le domaine de géosyn-

clinaux plus récents et en leur bordure immédiate. Les masses anciennes déjà « indurées » et pénéplanées ont pu, à distance de ces chaînes en voie de formation, subir ainsi des ondulations qui ne sont facilement discernables que lorsqu'une couverture discordante, primitivement à peu près horizontale, a été conservée au-dessus d'elles ; alors elle se montre localement affectée de plis peu accusés, à grand rayon de courbure, tels que ceux qu'Aug. Michel-Lévy a, depuis longtemps, mis en évidence pour la couverture de terrains secondaires du Charollais et qui sont une répercussion évidente de la formation des Alpes.

La surface pénéplanée des terrains primaires, due à l'érosion post-hercynienne, a pu aussi être affectée d'ondulations résultant soit des phases ultimes du plissement hercynien, soit de premières phases de déformations de l'ère secondaire. Il a pu se produire, de la sorte, dans les parties les plus déprimées du socle de « matériel hercynien », des ennoyages par des mers secondaires et tertiaires et des géosynclinaux ayant eu des durées et des extensions qui ont été décrites sommairement, pour la France, dans le premier volume du présent ouvrage.

Quoi qu'il en soit et malgré ces oscillations ayant produit des immersions entrecoupées d'émersions, le tréfonds des *aires d'ennoyage*, comme les parties de l'ancien socle hercynien qui n'ont pas été recouvertes par la mer, avait acquis, dès le début de l'ère secondaire, une certaine rigidité, du fait des plissements antérieurs et des intrusions magmatiques corrélatives. Ces aires, où ne s'est manifestée qu'une subsidence assez réduite (I, p. 115) présentaient un contraste marqué avec les *aires géosynclinales* contemporaines, où se sont préparées et ultérieurement formées les chaînes récentes et qui, quoique développées aussi sur certaines parties du domaine hercynien, restaient au contraire des portions relativement souples de l'écorce terrestre, où l'enfoncement subsident a été très marqué.

Sauf l'existence de la couverture de terrains secondaires et tertiaires sub-horizontaux au-dessus des couches primaires plissées, il n'y a donc *pas de différence structurale essentielle entre les aires d'ennoyage et les massifs anciens*. D'ailleurs, des témoins ou même seulement des indices de l'existence initiale d'une couverture sur les terrains primaires se rencontrent fréquemment sur les massifs anciens en dehors de la région où cette couverture est restée continue

et où elle masque entièrement le soubassement paléozoïque plissé. *La limite actuelle des affleurements des terrains secondaires et tertiaires peut donc, dans le détail, n'avoir qu'une relation assez vague avec celle de leur extension primitive.*

Cela sera surtout vrai lorsque les massifs de terrains primaires encadrant une aire d'ennoyage auront acquis, par répercussion des plissements tertiaires, une surélévation ayant corrélativement provoqué une érosion particulièrement intense, qui a fait disparaître une couverture ayant pu, parfois, avoir été très étendue. C'est le cas, par exemple, de certaines parties du Massif Central, où des *chailles*, silex provenant de couches jurassiques disparues, se rencontrent souvent à la surface du socle ancien dénudé. De même, dans le Cotentin, jusque vers son extrémité, des silex de la craie se montrent dans les mêmes conditions, loin de l'affleurement actuel de la craie en Normandie (Pl. I), et témoignent d'une telle disparition sur une large zone.

D'autre part, il existe des preuves directes de la prolongation du socle ancien sous les terrains secondaires du bassin parisien. C'est ainsi que la prolongation du Houiller de la Sarre a été reconnue par des sondages à grande profondeur au-dessous des couches secondaires de la Lorraine et que, de même, en plein bassin parisien, dans le pays de Bray, le sondage de Ferrières-en-Bray a rencontré le substratum primaire, formé de micaschiste, à 1.170 mètres de profondeur environ, en un point où les couches secondaires présentent un relèvement anticlinal amenant à l'affleurement les couches supérieures du Jurassique. En tout cas, si l'on tient compte de la profondeur des puits artésiens de Paris (environ 580 mètres) qui traversent les couches tertiaires et les divers étages du Crétacé supérieur, et aussi de l'épaisseur des couches du Crétacé inférieur, on obtient une épaisseur maximale ne dépassant pas 2.000 mètres pour l'ensemble de la couverture de terrains secondaires et tertiaires en plein bassin parisien, où se montre pourtant un certain degré de « subsidence », c'est-à-dire d'une plus grande épaisseur de ses dépôts en son intérieur que vers ses bords, résultant d'un enfoncement au cours de la sédimentation. Si, d'autre part, on remarque que la flèche de l'arc du géoïde compris entre le bord du massif armoricain et celui du massif vosgien, où le socle ancien se dégage de nouveau de sa couverture, est d'environ 7 kilomètres, on voit avec évidence que, même en tenant compte de l'enfoncement en question, le *fond de l'ennoyage parisien était loin d'être concave* dans son ensemble,

puisque l'épaisseur des terrains secondaires et tertiaires n'y dépasse pas 2 kilomètres et qu'il subsiste donc une *convexité du fond*, correspondant aux $2/3$ environ de celle du géoïde.

Distinction des phases orogéniques. — La distinction actuelle entre les « massifs anciens » encadrant le bassin parisien, secondaire et tertiaire, et ce bassin lui-même, malgré son importance stratigraphique et géographique, n'empêche donc pas qu'il s'agisse d'une même zone structurale, caractérisée par l'achèvement des plissements importants vers la fin de l'ère primaire et par une stabilité relative depuis le début des temps secondaires (en y adjoignant le Permien supérieur). Les mouvements ultérieurs n'y ont eu qu'une importance secondaire, comme contre-coup des plissements plus récents qui se sont produits dans les Alpes et les Pyrénées.

En ces dernières régions, constituant le Sud-Est et le Sud-Ouest de notre sous-sol, nous savons, en effet, que des plissements importants se sont effectués au cours ou à la fin de l'ère tertiaire, mais déjà précédés de mouvements préliminaires pendant le Secondaire. Il y existe bien encore des massifs où affleurent les terrains primaires ; mais ceux-ci s'y montrent alors dans des zones où les couches secondaires et une grande partie, au moins, de celles d'âge tertiaire sont fortement plissées, au lieu d'être restées sensiblement horizontales comme dans le bassin parisien ou dans les témoins isolés ayant subsisté à la surface des massifs anciens qui encadrent ce bassin. Les terrains primaires y apparaissent ainsi suivant des portions de ces zones qui ont été assez surélevées par les plis récents pour que l'érosion ait pu y enlever les terrains secondaires et tertiaires et même entamer plus ou moins le substratum paléozoïque. Mais, si celui-ci a été lui-même affecté par les plis récents, cependant on retrouve toujours, malgré les déformations ultérieures, une discordance de la base de la couverture secondaire sur les terrains primaires, témoignant du fait que ces derniers avaient subi, comme dans les « massifs anciens », une phase hercynienne de plissement. A leur tectonique hercynienne, que l'on peut ainsi souvent analyser, s'y sont superposés les effets de la tectonique récente, toutefois avec une tendance assez fréquente à un décollement de la base de la série discordante sur le substratum ancien, en sorte qu'il peut exister

une certaine indépendance entre le jeu des deux séries superposées.

Nous pouvons ainsi, sans sortir du sol français, vérifier la notion, acquise dans le premier volume, que *plusieurs phases orogéniques, d'âges très différents et parfois marquées par des directions bien distinctes des accidents tectoniques qu'elles ont produits, ont pu se superposer sur un même emplacement*. Lorsqu'une chaîne « neuve » (t. I, p. 325) s'est formée sur une partie d'une zone de plissement antérieure, c'est parce qu'après la première phase orogénique, il s'était reproduit un *nouveau géosynclinal* sur cette partie de l'emplacement de la première chaîne, par exemple le géosynclinal alpin au milieu de l'ancien domaine hercynien, cette nouvelle occupation marine ayant eu alors un caractère très différent de celui des simples aires d'envoyage.

Il faut noter cependant que certains envoiyages, sans avoir évolué ultérieurement de façon à donner naissance à une chaîne plissée, ont pu prendre temporairement, au cours de leur histoire stratigraphique, un caractère plus ou moins voisin de celui des géosynclinaux, en ce qui concerne la nature et l'épaisseur des dépôts. C'est le cas du « détroit des Causses », qui a séparé le Massif Central de la Montagne-Noire à l'époque jurassique, pendant une partie de laquelle il a présenté des caractères analogues à ceux du géosynclinal dauphinois dont il était une dépendance, constituant comme celui-ci une « fosse de subsidence » où la sédimentation a été très épaisse. Il n'y a donc pas de délimitation rigoureuse entre les deux types de bassins de sédimentation, quoique dans la grande majorité des cas les caractères des envoiyages aient été nettement différents de ceux des géosynclinaux.

En ce qui concerne la superposition de phases différentes de plissement, dont nous venons de rappeler des exemples dans les Alpes et les Pyrénées pour les phases hercynienne et alpine (*s. lato*), le sous-sol français en fournit d'autres, d'âges différents. C'est ainsi que, dans la constitution du massif ancien de l'Ardenne, *sous la tectonique hercynienne* qui lui a donné sa structure définitive (abstraction faite de mouvements plus récents de surélévation et d'abaissement), nous savons qu'on trouve aussi la trace d'une *tectonique calédonienne* plus ancienne, marquée par la discordance du Dévonien sur les terrains antérieurs.

Régions plissées et aires non plissées ou tabulaires. — De ce qui précède, on peut conclure que la distinction, semblant au premier abord capitale, entre les *régions plissées* et les *aires non plissées ou tabulaires* doit être entendue, du point de vue structural, de la façon suivante. On peut actuellement admettre comme un fait général qu'au-dessous d'une série de couches restées sensiblement horizontales et dépourvues de plissements de quelque importance (ou bien, s'il en existe, d'un caractère local, comme le bombement du pays de Bray dans le bassin parisien), *il doit se trouver à une certaine profondeur un substratum plissé*, recouvert par cette série discordante plus ou moins épaisse. C'est ainsi que nous savons déjà que, même pour les régions du globe où les terrains non plissés sont d'âge très ancien (Plateforme russe, Sibérie orientale, Canada, Brésil, etc...) et remontent jusqu'au Cambrien ou même à des formations précambriennes, il est démontré que les séries horizontales de ces « boucliers », stabilisés depuis une époque très lointaine (abstraction faite de déformations ultérieures dont il va être question plus loin), reposent en discordance sur un soubassement de terrains cristallins encore plus anciens (Archéen) et fortement plissés, qui apparaissent çà et là.

Il semble donc permis de penser, *au point de vue structural*, qu'en réalité *il n'existe, sur toute la surface du globe, que des régions plus ou moins anciennement plissées*. L'âge de ce plissement peut être précisé lorsque, sur le bord des terrains plissés ou bien en témoins isolés à leur surface, on trouve des *couches discordantes*, d'âge nécessairement postérieur, qui sont restées sensiblement horizontales malgré une ascension ultérieure ; l'âge des plus anciens dépôts de cette série discordante donne évidemment une notion précise, ou tout au moins une limite chronologique supérieure, de l'époque géologique à laquelle s'est faite la stabilisation relative de la région. Si une érosion locale ou un sondage permet de reconnaître, à distance des affleurements des terrains plissés, la présence de la même discordance à la base d'une série horizontale constituant une « *aire non plissée* », celle-ci *appartiendra encore, pour nous, à la même unité structurale, définie par l'âge géologique des derniers plissements qu'elle a subis*. La présence ou l'absence d'une série discordante horizontale ne constitue ainsi qu'un caractère secondaire à cet égard, malgré les différences importantes des caractères

superficiels, aussi bien géologiques que géographiques, qui en résultent.

D'autre part, les forces orogéniques qui, plus tard, ont fortement plissé de nouveaux géosynclinaux ont pu aussi produire, à grande distance de ceux-ci, des répercussions sur certaines régions devenues rigides (« indurées » dans le style d'Argand), sous la forme de rides à grand rayon de courbure ou « *plis de fond* », qui ont rajeuni le relief de ces aires depuis longtemps pénéplanées. Il a été indiqué plus haut un exemple de semblables déformations par les ondulations des couches secondaires du Charollais formant la couverture du socle hercynien, qui mettent en évidence l'effet sur ce socle des poussées alpines; mais ces déformations peuvent aussi s'être produites là où manque cette couverture, qui joue donc seulement le rôle d'un indicateur à leur égard.

Ces répercussions ont pu se traduire aussi par des dislocations radiales (failles), souvent même *vulcanisées*, c'est-à-dire ayant livré passage à des magmas fondus internes. C'est ainsi que la surface du bouclier sibérien et celle du socle africain, bien que tout plissement y ait cessé depuis des époques géologiques fort anciennes, montrent des épanchements volcaniques très récents ou même à peine éteints, comme réaction de ces masses rigides aux poussées orogéniques les plus récentes, qui ne se sont traduites par de véritables plissements qu'à une distance parfois considérable. C'est ainsi, en ce qui concerne la France, que les phases volcaniques tertiaires et récentes du Massif Central ont suivi, d'une façon presque rigoureuse, les phases orogéniques des Alpes auxquelles ce massif servait d'*avant-pays* ou de butoir. Les éruptions y ont commencé et s'y sont reproduites, après des temps d'arrêt, lorsque les forces tangentielles venant de produire une phase de plissement de la chaîne alpine et, par contre-coup, une fracturation du Massif Central subissaient une rémission, permettant l'ouverture des dislocations produites dans ce massif, mais tenues fermées tant que durait la compression.

En résumé et malgré des évolutions ultérieures différentes, nous pouvons dire qu'à l'exception de la très faible portion située au nord de la limite méridionale du bassin houiller franco-belge et s'étendant sur la plaine des Flandres, les

diverses portions du sous-sol français font partie du *domaine hercynien*. Mais les régions du Sud-Est et du Sud-Ouest (Alpes et Pyrénées et leurs abords) ont été ensuite incorporées dans le régime des plis surtout d'âge tertiaire, du grand *système pyrénéo-alpin*.

* * *

Dans l'exposé qui va suivre, seront envisagés d'abord les « *massifs anciens* » (ce terme étant étendu à nos bassins houillers), régions dont le sous-sol est essentiellement constitué par des terrains primaires affectés par le plissement hercynien (se divisant d'ailleurs en plusieurs phases successives), mais qui sont restées depuis lors sensiblement stables.

Après la structure du *fossé alsacien*, affaissé entre les deux parties jumelles de l'un d'eux comme le fossé de la Limagne dans le nord du Massif Central, seront rappelés les caractères généraux de la classique grande aire d'ennoyage secondaire et tertiaire du *bassin parisien*, encadrée par ces massifs. Ensuite viendra, dans cet exposé, la *région aquitaine*, présentant encore certains caractères assez analogues à ceux du bassin parisien, mais dans laquelle, toutefois, les répercussions du plissement pyrénéen se sont très nettement fait sentir jusque vers son bord septentrional, aux confins du Massif Central ; son examen précédera celui des *Pyrénées*. Enfin notre exposé se terminera, d'une façon analogue, par les caractères que présentent les *régions provençale, rhodanienne et jurassienne*, extérieures à la chaîne alpine proprement dite, puis par ceux des *Alpes françaises* et de leur prolongation en *Corse*.

A. — LES MASSIFS ANCIENS

1. — LE BOULONNAIS ET L'AXE DE L'ARTOIS

Le Boulonnais correspond à un bombement anticlinal qui fait affleurer les terrains jurassiques au travers du Crétacé, lequel, plus au nord et sous une couverture de terrains tertiaires (nummulitiques, puis pliocènes) et quaternaires, s'étend dans le sous-sol de la *plaine des Flandres*. Ce bombement ne constitue que la terminaison orientale du large *anticlinal du Weald*, qui s'étend dans le Sud de l'Angleterre et sépare les deux bassins tertiaires de Londres et du Hampshire, en se superposant très sensiblement au tracé profond de la ride frontale de la chaîne hercynienne. Le bombement du Boulonnais se poursuit d'ailleurs vers l'est, mais avec un abaissement de son axe, par la *ride de l'Artois*, d'âge tertiaire et déjà interprétée, dès 1856, comme un pli posthume, par Godwin-Austen, qui insistait sur sa correspondance avec la « *grande faille* » qui borde au sud le bassin houiller du Nord et que nous verrons constituer le principal accident frontal de la chaîne hercynienne dans le Nord de la France.

Dans la partie nord du Boulonnais, au-dessous des terrains secondaires, il existe d'ailleurs une petite région où affleurent des couches primaires, aux environs de Ferques et Marquise (Pl. II). Sur des schistes gothlandiens à Graptolites, le Dévonien y débute par un conglomérat de base (poudingue de Caffiers) et des grès à végétaux supportant immédiatement le calcaire de Blacourt, d'âge givétien, puis des schistes et calcaires frasniens (1^o schistes de Beaulieu, 2^o schistes et calcaires de Ferques) et enfin les schistes rouges et grès de Fiennes, correspondant au Famennien (psammites du Condroz des géologues belges). On voit donc qu'à la suite d'un *plissement calédonien* ayant produit une émergence de la région, celle-ci n'a été réoccupée par la mer qu'au milieu du Dévonien. Ces conditions ont été les mêmes que dans le Brabant, au nord du bassin houiller belge de Mons et Liège, c'est-à-dire sur l'avant-pays hercynien, où s'est produite la même *transgression mésodévonienne*, progressivement

accentuée au Dévonien supérieur (t. I, fig. 16, p. 129) et au Dinantien. Ce dernier est représenté en Belgique par des calcaires et marbres noirs qui ont aussi leurs équivalents dans la région primaire des environs de Marquise, au-dessus du Famennien. Reposant sur le Dinantien, il existe aussi, dans cette région, un petit bassin westphalien très limité (*bassin houiller d'Hardinghem*), situé dans le prolongement du grand bassin franco-belge et présentant comme celui-ci d'importantes dislocations hercyniennes.

Bassin houiller d'Hardinghem. — Ce petit bassin houiller

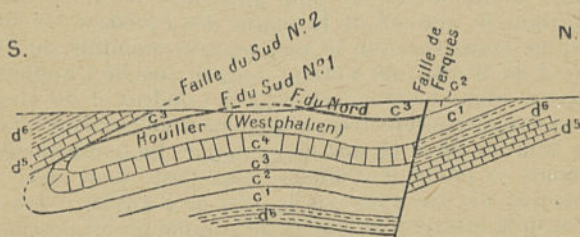


FIG. 1. — Coupe schématique du bassin houiller d'Hardinghem (d'après Olry).

d⁶, calcaires dévoniens ; d⁵, grès psammites du Dévonien terminal ; c¹ à c⁴, divers niveaux de calcaires dinantiens.

Nota. — La couverture de terrains secondaires n'est pas figurée.

est un témoin de la continuité originelle des bassins westphaliens situés en bordure de la chaîne hercynienne et affectés par les accidents frontaux de cette chaîne. Le Westphalien y apparaît momentanément à découvert au-dessous de la couverture crétacée transgressive (il n'y a pas de Jurassique dans cette partie nord du Boulonnais). Bien que très peu important, ce petit bassin houiller est intéressant par sa structure (fig. 1), qui prépare celle que présente, dans son prolongement, le grand bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais.

En sa terminaison orientale, l'apparition du Houiller résulte d'un plongement du calcaire dinantien vers le NW, qui a alors permis la conservation du Westphalien ; d'ailleurs le Dinantien constitue un anticlinal longitudinal, qui divise tout d'abord en

deux l'affleurement du Houiller, mais s'ennoie ensuite sous celui-ci. En son bord méridional, le Houiller est limité d'abord par un accident dit « *Faille du Sud n° 2* », qui le sépare de calcaires dévoniens chevauchant en superposition anormale sur lui, mais non renversés. Une lame de calcaire dinantien vient ensuite s'intercaler dans le contact, entre la faille précédente (qui est en réalité une surface de chevauchement très oblique par rapport à la verticale) et une seconde, dite « *Faille du Sud n° 1* », qui se rapproche encore davantage de l'horizontale ; cette lame n'est pas renversée non plus. En outre, une autre surface de chevauchement, plongeant cette fois en sens inverse, dite « *Faille du Nord* », doit être considérée comme une suite plongeante de la Faille du Sud n° 1, amenant la conservation des mêmes calcaires carbonifères sur le Houiller (fig. 1).

Plus à l'ouest, le bassin est limité par une faille transversale, qui paraît bien être le résultat d'un abaissement de la région située à l'W, lequel ferait disparaître localement le Houiller sous les calcaires dinantiens réunis des deux portions de la lame de charriage superposée, car il reparait momentanément après une nouvelle faille transversale ayant joué en sens contraire. D'autre part, en son bord nord, le bassin houiller d'Hardinghem est limité par une faille longitudinale, dite « *Faille de Ferques* », considérée comme une véritable faille de tassement.

Sans entrer dans plus de détails, nous voyons donc que le *Westphalien y est fortement chevauché en son bord sud par les terrains plus anciens*, avec interposition habituelle d'une lame de charriage au-dessous de la surface principale de chevauchement. Nous retrouverons des faits rigoureusement analogues dans le *bassin houiller du Pas-de-Calais et du Nord*, qui commence vers l'ouest à Fléchinelle et se poursuit à l'est en Belgique, jusqu'au delà de Liège et à Aix-la-Chapelle, mais avec des complications de structure plus grandes.

Terrains secondaires et tertiaires. — La couverture de terrains secondaires superposés à ces diverses couches primaires, affectées par le plissement hercynien ou par ses répercussions sur le bord de son avant-pays, se montre incomplète à sa base. Si, en effet, le Trias et le Lias sont connus par des sondages à peu de distance de là, la première réoccupation marine sur l'axe de l'anticlinal du Weald et du Boulonnais ne s'est produite qu'au Bathonien. Puis le Jurassique supérieur s'y montre au complet, facilement

observable dans les falaises voisines de Boulogne, ainsi que le Crétacé, mais avec une légère phase de plissement et intercalation d'un faciès Wealdien à la limite de ces deux périodes, le retour de la mer ne s'étant fait qu'à l'Aptien.

L'axe de l'Artois, relayé sur une certaine longueur en sa terminaison sud-est par un anticlinal qui lui est parallèle, reconnu par A. Bonte, constitue la prolongation du même anticlinal, donnant naissance, en particulier, à la fameuse falaise de Souchez, Ablain-Saint-Nazaire et Vimy, au sud du bassin houiller du Pas-de-Calais. Mais le Jurassique ni le Crétacé inférieur ne s'y rencontrent au-dessous de la transgression du Cénomani (précédée par le dépôt de 1 à 2 mètres d'Albien) directement sur le Dévonien qui se montre en quelques points seulement. Cet anticlinal s'appuie à la fois sur le Boulonnais au NW et sur l'extrémité occidentale du massif ardennais au SE ; mais, plus déprimé dans cette région intermédiaire, il constituait un ensellement transversal de cette ride corrélative de l'émergence générale produite à la fin du Sénonien, ce qui a permis, au début du Nummulitique, la pénétration de la mer thanétienne de la région belge dans le bassin parisien. Un nouveau bombement de l'axe de l'Artois s'est ensuite produit après le dépôt du Lutétien inférieur, vraisemblablement corrélatif du début du plissement tertiaire des Pyrénées, et des mouvements ont pu ensuite s'y continuer, à plusieurs reprises, au cours de l'ère tertiaire, jusqu'au Pliocène, en s'accidentant de quelques failles d'importance secondaire.

Les invasions marines des Flandres au Pliocène inférieur (Diestien) semblent s'être avancées sur le bord du Boulonnais, mais sans le traverser. Toutefois leurs dépôts ont été ensuite fortement surélevés dans le nord du Boulonnais (sables et grès des Noires-Mottes conservés à 156 mètres d'altitude), ce qui indique un relèvement très récent et vraisemblablement corrélatif des dernières phases alpines.

Il en est d'ailleurs de même pour le massif ardennais, que l'érosion consécutive à une surélévation très accentuée a privé d'une couverture probablement assez étendue et où les méandres encaissés de la Meuse et de la Semois portent les traces de mouvements très récents, ainsi que nous le verrons plus loin.

II. — LE BASSIN HOULLER FRANCO-BELGE (1)

Ce nouveau bassin, très étendu en longueur (Pl. II) et qui se prolonge en Belgique jusqu'au delà de Liège et à Aix-la-Chapelle, débute par suite d'un abaissement des couches primaires par rapport à la surface d'érosion de la base du Crétacé, ce qui a permis de nouveau la conservation des dépôts westphaliens. Il ne saurait y avoir de doute sur sa continuité originelle avec le bassin d'Hardinghem, malgré quelques petites différences de détail dans la composition des couches westphaliennes de ce dernier bassin (2).

En première approximation, le bassin houiller franco-belge se présente comme un synclinal étroit et très dissymétrique, bordé au S par une faille de chevauchement ou *Grande faille du Midi* (= Faille du Sud n° 2 du bassin d'Hardinghem) et limité au N par un relèvement des calcaires dinantiens qui forment le substratum régulier du Westphalien (I, fig. 17-18), cependant avec quelques légères discordances locales. La partie du bassin qui se trouve en territoire français est cachée par une couverture de « *morts-terrains* » horizontaux, d'âge crétacé supérieur et tertiaire, débutant par le poudingue vraconnien ou « *tourtia* » des mineurs, à la base du Cénomaniens, et le Houiller n'affleure largement à découvert qu'à partir des environs de Charle-roi (Pl. II). Nous envisagerons sa structure en faisant abstraction de cette couverture.

(1) Ce bassin n'affleure pas à la surface du sous-sol en France ; mais en raison de l'intérêt géologique de sa structure et aussi de son importance pratique considérable, son contour au-dessous des « *morts-terrains* » plus récents qui le recouvrent est cependant indiqué sur la carte géologique de la France à l'échelle du millionième et sur la Pl. II.

(2) Dans le bassin d'Hardinghem, la partie inférieure du Westphalien est presque exclusivement composée de schistes, au lieu d'alternances de grès et de schistes comme dans le grand bassin, et aussi on y a trouvé quelques veines de charbon dans le calcaire carbonifère lui-même (cela se retrouve d'ailleurs en Belgique), tandis que la partie inférieure du Westphalien elle-même est stérile dans le bassin principal. Ce n'est pas là toutefois une raison suffisante pour admettre, comme on a voulu quelquefois le faire, que les dépôts en question se sont produits dans des *bassins distincts*. Ces différences sont de l'ordre de celles qui peuvent résulter des variations normales dans un même bassin laguno-marin recevant des dépôts détritiques et des débris végétaux provenant des régions avoisinantes.

La carte de la Pl. II montre qu'avec des sinuosités et aussi des variations de largeur, ce bassin passe de la direction *armoricaine* WNW-ESE, dans l'ouest, à la direction *varisque* WSW-ESE des plis hercyniens, dans sa partie orientale. Toutefois, ainsi que nous le verrons plus loin, les observations faites dans la région de Charleroi, grâce aux travaux miniers, ont conduit A. Renier à conclure à une absence de raccordement entre les accidents armoricains et varisques qui viennent y aboutir suivant leurs directions différentes, en y compliquant la structure du bord sud du Houiller et de ce dernier lui-même (fig. 7).

A) STRATIGRAPHIE DU TERRAIN HOULLER

Le **Westphalien**, dont le début de la partie inférieure (*Namurien*) est d'ailleurs stérile en charbon, est une formation très monotone, de près de 2.000 mètres de puissance, où alternent sans cesse des grès (1), des schistes et les couches ou simples lits de houille, constituant environ 4 % seulement de l'épaisseur totale. C'est un type évident de *faciès flysch*, déposé dans le *fossé extra-hercynien* (t. I, fig. 18), avec enfoncement corrélatif de celui-ci par « *subsidence* ».

Dans le détail, le substratum (ou *mur*) des couches de houille est principalement formé de grès, rarement de schiste, et la stratification y apparaît parfois confuse et oblitérée par un remaniement dû aux racines des végétaux; les grands rhizomes *en place* de Sigillaires et Lepidodendrons, dits *Stigmaria*, y émettent des radicules dans tous les sens, ce qui constitue alors un *sol de végétation fossile*.

Les *couches de houille*, par contre, d'après A. Duparque, sont une alluvion organique formée surtout par des éléments végétaux très fins et dilacérés, parfois réduits à des débris de tissu végétatif constitués par quelques cellules seulement, ou des poussières reproductrices (spores, pollen), certains d'entre ces matériaux ayant même pu être transportés par le vent. Ces couches peuvent n'avoir que quelques centimètres d'épaisseur (*passées*) ou atteindre plusieurs décimètres ou même dépasser un mètre (*veines*) exploitables.

Leur *toit* est toujours composé de roches bien stratifiées (grès ou

(1) Ces grès du Houiller sont feldspathiques et diffèrent nettement de ceux du Dévonien supérieur; les régions d'où proviennent leurs matériaux devaient être différentes suivant Fourmarier

schistes), renfermant par contre les organes aériens des plantes houillères, plus disséminés, mais ordinairement bien conservés, ou parfois des coquilles d'*animaux aquatiques* indiquant des périodes d'inondation du bassin à la suite d'un affaissement ayant interrompu brusquement la formation de la houille. Ces derniers toits sont particulièrement importants pour la stratigraphie et certains peuvent être caractéristiques; en particulier, quelques-uns, à *fossiles marins* (Lingules, Goniatites, Productus), témoignent d'une invasion par la mer, alors qu'en général, ce sont surtout des couches à Lamellibranches d'eau douce.

Ces *toits à fossiles marins* sont très importants; ils ont été étudiés en France par Ch. Barrois et en Belgique par Stainier et A. Renier. Il est d'ailleurs très remarquable que, s'ils sont peu fréquents, ils présentent par contre une grande extension; on les rencontre, en effet, depuis la Westphalie jusqu'au Pays de Galles, ainsi qu'en Campine et dans les bassins houillers du centre de l'Angleterre. Leur importance stratigraphique est d'autant plus grande que la flore houillère n'est que d'un très médiocre secours pour le parallélisme détaillé des couches houillères; elle est constituée par une abondance de Sigillaires et de Lépidodendrons, ainsi que des *Neuropteris* parmi les Ptéridospermées, mais ne présentant guère de succession caractéristique d'espèces.

En ce qui concerne la *nature des charbons*, elle ne peut guère non plus fournir de données certaines. On a bien admis, au début, que les charbons sont régulièrement de plus en plus gras en allant du nord au sud, c'est-à-dire en s'élevant dans la série stratigraphique (*loi de Hill*), le plongement général des couches se faisant vers le sud. Toutefois, il n'y a pas de houilles maigres dans le Pas-de-Calais, où la série débute par des demi-grasses et comprend jusqu'aux houilles à gaz (flénus); inversement, dans le bassin de Charleroi, la série débute par des houilles maigres, mais ne comprend pas de charbons gras. D'autre part, Ch. Barrois ayant indiqué qu'une même zone marine (*zone de Flines*) peut s'intercaler aussi bien dans le faisceau des houilles maigres du nord du bassin que dans celui des houilles grasses de sa partie sud, par des répétitions tectoniques, la nature des charbons perdait une valeur stratigraphique.

Les études de P. Pruvost, fondées sur les faunes rencontrées dans les toits des couches de houille, lui ont permis d'établir la succession stratigraphique suivante :

I. **Westphalien inférieur (Namurien)**. — 1^o *L'assise de Bruille* est formée de schistes ampéliteux et pyriteux reposant sur le calcaire dinantien, dépourvus de charbons et ne renfermant qu'une flore terrestre, rare en France (*Asterocalamites scrobiculatus*), assez riche en Belgique (*Nevropteris antecedens*, *Sphenophyllum*). Ils ont fourni une faune marine à *Goniatites* et *Posidonielles*. Leur épaisseur est assez faible (70 m. à Bruille et se réduisant à 20 m. environ vers l'W à Lens et Bruay).

2^o *L'assise de Flines* comprend les premiers dépôts houillers, encore rares et minces, alternant avec des récurrences marines, riches en *Productus* et *Goniatites*; sa flore est caractérisée par *Pecopteris aspera*. Son épaisseur est très variable : de près de 350 m. à Douchy, dans le SW du bassin, elle se réduit vers le N et l'W (60 m. à Bruay, 10 à 20 m. dans le Boulonnais). Elle est l'équivalent du *grès d'Andenne* en Belgique et du *Millstone Grit* en Angleterre). Cette assise se termine par un banc de poudingue ou, le plus souvent, de grès quartzite à Encrines, de quelques mètres d'épaisseur, correspondant à une transgression marine dans tout le bassin et constituant un repère adopté par Ch. Barrois et P. Pruvost pour la fin du Namurien.

II. **Westphalien proprement dit**. — 1^o *L'assise de Vicoigne* correspond au premier faisceau riche en couches de houille avec des toits soit à coquilles d'eau douce, soit à Poissons, soit à fossiles marins. Cependant les incursions marines s'y font plus rares (deux à la base et une autre au sommet de la veine Poissonnière). La faune d'eau douce, à *Anthracomya*, *Carbonicola*, etc..., contient une riche série de Poissons. La flore est caractérisée par *Nevropteris Schlehani* et *Sphenopteris Hoeninghausi*. L'épaisseur maxima, de 800 m. dans le SE (Denain) avec 20 veines exploitables, diminue vers le N et surtout l'W (200 m. à Bruay, avec 3 veines exploitables seulement).

2^o *L'assise d'Anzin* est essentiellement composée de dépôts continentaux, entre le niveau marin de Poissonnière à la base et celui de Rimbert (Petit Buisson en Belgique = *Ægir* de Westphalie), qui en marque la limite supérieure. Son épaisseur va en diminuant de l'E à l'W (500 m. à Anzin, 300 m. à Bruay). Sa flore est caractérisée par les *Lonchopteris*, avec *Alethopteris*; sa faune d'eau douce renferme des *Naiadites* abondantes et les dernières *Carbonicola*.

3^o *L'assise de Bruay* commence au-dessus de la dernière invasion marine du niveau de Rimbert, situé à Anzin à 1.600 m.

environ au-dessus du Dinantien et à Bruay à 650 m. seulement, par suite de la réduction vers l'ouest des couches antérieures. Mais elle n'a pas de limite supérieure précise, en raison de l'érosion anté-cénomaniennne qui a enlevé le sommet du Houiller. Cette assise atteint près de 1.000 m. à Bruay et augmente aussi vers l'est. Sa flore est caractérisée par *Linopteris sub-Brongniarti*, *Nevropteris tenuifolia* et *Scheuchzeri*; sa faune est continentale, à Lamellibranches, Phyllopoies, Ostracodes, Insectes.

Une donnée fort intéressante a été fournie par le *conglomérat de Roucourt* (Concession d'Aniche). Ce conglomérat

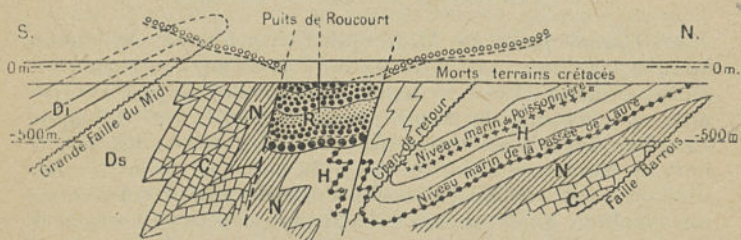


FIG. 2. — Coupe du gisement du conglomérat de Roucourt, à Aniche, d'après P. Pruvost.

R, Conglomérat de Roucourt; H, Houiller (Westphalien); N, Namurien; C, Calcaire carbonifère; Ds, Dévonien supérieur; D1, Dévonien inférieur.

très particulier, conservé entre deux fractures (fig. 2), est situé au-dessous du Crétacé et, comme celui-ci, il est transgressif sur des couches westphaliennes inférieures redressées au voisinage du bord sud du bassin houiller. Il a été longtemps considéré comme plus récent que le Houiller et d'âge permien. Mais les études récentes ont démontré qu'il contient des intercalations du schiste houiller de l'assise de Bruay et qu'il appartient donc encore à cette assise, quoique déjà discordant sur les couches inférieures du Houiller, ce qui démontre qu'il s'est produit déjà des accidents importants au cours du Westphalien. Or, il est formé de nombreux débris de terrains antérieurs (Silurien, Dévonien, Dinantien) en même temps que de houille, ayant souvent l'aspect d'éléments glaciaires (cailloux à 3 facettes), voire même constituant des blocs de plusieurs tonnes qui, tout au moins,

ont pu être transportés par des glaces flottantes dans la lagune houillère. Ces éléments proviennent de la ride du Condroz, qui limite au sud le bassin houiller, et celle-ci devait donc déjà subir, lors du dépôt de l'assise de Bruay, une surrection et même très vraisemblablement un début du charriage, né de cette ride, qui a recouvert le bassin houiller. *Ce charriage semble donc bien avoir débuté avant la fin du Westphalien*, d'autant plus que l'assise de Bruay ne constitue pas même le terme final du Westphalien, ainsi que nous le verrons dans le bassin de la Sarre.

B) STRUCTURE DU BASSIN HOUILLER

La *Grande faille du Midi*, qui limite au sud le bassin houiller, se suit sans interruption, avec un tracé plus ou moins sinueux (Pl. II), depuis Fléchinelle jusqu'à l'extrémité des bassins de Mons et du Hainaut, en Belgique. Ensuite, après une région intermédiaire située un peu à l'est de Namur, à la basse vallée du Samson, où le Houiller a disparu par érosion en raison d'un relèvement transversal du synclinal qui y amène à l'affleurement le Dinantien, le bassin houiller de Liège est bordé au sud par un chevauchement semblable, dénommé « *faille eifélienne* » par les géologues belges. Sa continuité avec la « faille du Midi » n'était d'abord qu'assez hypothétique, en raison de l'existence d'une *bande silurienne de Sambre et Meuse*, qui s'étend de l'ouest à l'est, depuis le voisinage de Charleroi, sur le trajet supposé de leur raccordement et dont la structure est compliquée par une série de failles. Mais l'étude détaillée de cette « *zone silurienne failleuse* » y a montré un émiettement de la dislocation principale qui existe suivant son prolongement vers l'ouest comme vers l'est, et le même régime de lames de charriage se continue dans le bord sud du bassin de Namur sous cette zone, aussi bien qu'au-dessous de la « faille du Midi » et de la « faille eifélienne », en sorte que la continuité de celles-ci n'est plus discutée et correspond au *charriage du Condroz*.

Dans la partie française, où elle est cachée sous les « morts-terrains » crétacés, la faille du Midi a généralement amené *sans renversement* le Dévonien inférieur ou parfois le Gothlandien au-dessus du Houiller. Le plongement de cette surface de chevauchement se fait toujours vers le sud, mais il

est variable et généralement assez faible par rapport à l'horizontale, se rapprochant même parfois d'une surface horizontale (10° seulement dans la fosse n° 1 de Liévin au niveau de 576 mètres).

Outre ce chevauchement frontal extrêmement accusé au bord de l'ancienne chaîne hercynienne, il existe plusieurs autres dislocations longitudinales intéressant le Houiller lui-même, ainsi que du Dévonien et du Dinantien et au sujet desquelles les interprétations se sont peu à peu modifiées au cours des études souterraines, rendues de plus en plus précises par le progrès des exploitations.

C'est ainsi qu'à la base du chevauchement principal, on peut rencontrer, d'une façon irrégulière et tantôt continue, tantôt divisée par des surfaces de discontinuité accessoires, une lame de charriage, en forme de coin, formée de calcaire dinantien ou de Dévonien supérieur en *stratification renversée* (*lambeau de poussée* de Gosselet), recouverte par le Dévonien inférieur et, d'autre part, chevauchant sur le Houiller par une autre surface de contact anormal qui a été dénommée « *faille-limite* ». Celle-ci n'existe d'ailleurs pas toujours, soit que la surface d'érosion anté-cénomaniennne se soit abaissée au-dessous de ce coin, soit encore que le contact du calcaire dinantien de celui-ci avec le Westphalien soit normal, quoique renversé.

D'autre part, entre Valenciennes et Mons, au-dessus du Houiller, on rencontre un paquet formé de terrains plus anciens que celui-ci (Westphalien inférieur stérile, Dinantien, voire même du Dévonien et du Silurien), mais *renversés*, qui est délimité, sur son pourtour fermé, par un contact anormal qui a été dénommé « *faille de Boussu* ». En réalité, il s'agit d'un *lambeau de recouvrement* reposant sur le Houiller par une surface de chevauchement localement concave et en forme de cuvette, dont l'affleurement correspond à cette « faille », qui semble bien être la prolongation de la « faille-limite », ayant pris une disposition plongeante, comme nous l'avons déjà indiqué pour la « faille du Nord » du bassin d'Hardinghem (fig. 6, B).

Il existe encore d'autres accidents longitudinaux situés à l'intérieur même du bassin houiller et affectant le Houiller lui-même. Le plus méridional et le plus anciennement connu de ces accidents est le « *cran de retour* », déjà reconnu par Gosselet (fig. 3), qui se montre à la surface du bassin (naturellement au-dessous des morts-terrains pour la partie française) à partir des environs de

Douai dans la direction de l'est. J. Gosselet avait admis que cet accident a divisé le bassin houiller en deux parties ayant des structures différentes : la partie nord aurait une structure relativement très simple, les calcaires dinantiens plongeant régulièrement au sud sous le Westphalien, qui a le même plongement et contient seulement les faisceaux des charbons maigres, puis demi-gras, en se dirigeant du nord au sud ; la partie sud montrerait, au contraire, les couches houillères, comprenant les faisceaux des charbons gras et même à gaz (flénus), affectées de très nombreux plis ou « crochons », même avec des renversements (fig. 3).

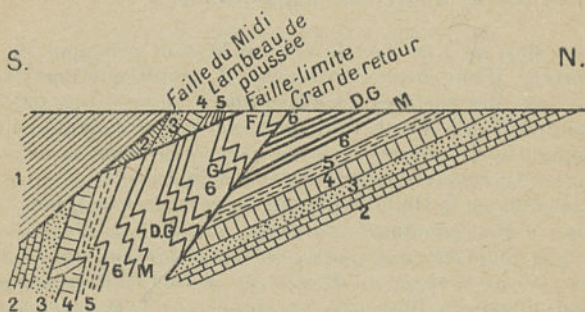


FIG. 3. — Coupe du bassin houiller du Nord, d'après Gosselet.

1, Dévonien inférieur ; 2, calcaires dévoniens ; 3, grès psammites du Dévonien terminal ; 4, calcaires dinantiens ; 5, couches à *Productus carbonarius* (Westphalien inférieur) ; 6, Houiller (M, charbons maigres ; DG, demi-gras ; G, gras ; F, flénus).

Il considérait d'ailleurs la partie sud comme ayant été affaissée par rapport à la partie nord, le long du « cran de retour », qui serait alors une faille directe ou de tassement.

Cette conception était évidemment peu compatible avec l'importance du mouvement tangentiel mis en évidence par J. Gosselet lui-même pour la Grande faille du Midi et la faille-limite, car il avait dénommé « lambeau de poussée » la lame en coin reposant sur le Houiller entre ces deux surfaces de chevauchement, dont il avait reconnu le caractère. En réalité, cette interprétation du « cran de retour » n'avait comme argument que la nature plus ou moins maigre ou grasse des charbons, alors considérée comme en relation directe avec leur âge stratigraphique, comme il a été dit plus haut.

Plus tard, en 1898, Marcel Bertrand donna une autre inter-

prétation faisant une très grande part aux déplacements tangentiels (fig. 4). Le « cran de retour » était pour lui, comme la Grande faille du Midi et la faille-limite, l'aboutissement superficiel d'une surface de charriage, correspondant à la base d'une « lame de charriage de Denain », inférieure au « lambeau de poussée » et formée de couches houillères plissées (charbons très gras), amenées en superposition sur celles du synclinal principal et devant provenir de la région axiale profonde de ce synclinal. Entre cette surface de charriage et une autre voisine, dite « faille d'Abscon », se rencontre une lame de couches renversées de Westphalien inférieur et de Dinantien. Suivant l'altitude relative du niveau de

S.

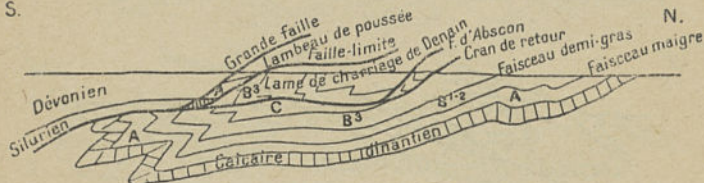


FIG. 4. — Coupe théorique du bassin houiller du Nord suivant le méridien de Denain, d'après Marcel Bertrand (1898).

A, B¹⁻², B³, C, divisions successives du Westphalien.

la surface d'érosion anté-cénomaniennne par rapport à ces diverses surfaces de charriage superposées, on peut avoir des apparences très diverses, même une suppression locale de l'un ou l'autre des paquets charriés, Marcel Bertrand expliquait ainsi toutes les variations que présentait la structure du bassin; il considérait d'ailleurs comme très simple la structure du bassin inférieur à ces paquets charriés.

Cette explication, proposée en remplacement de celle de Gosselet, ne faisait toutefois pas mention d'une autre ligne de dislocation longitudinale, dite « faille Reumaux », alors non reconnue, qui suit toute la longueur du bassin houiller vers le milieu de sa largeur (aussi dénommée « faille centrale », ni d'autres accidents de moindre importance reconnus plus au nord.

En 1909, Ch. Barrois émit une autre interprétation, qu'il fondait sur l'étude des couches marines intercalées dans le Houiller; il admit que la « zone de Flines », formée d'intercalations de minces veines calcaires à fossiles marins au milieu du complexe

schisteux, se répète quatre fois en bandes longitudinales parallèles et qu'il en résulte pour l'intérieur du bassin houiller une structure imbriquée provenant du même processus de compression tangentielle que la Grande faille du Midi. Suivant cette interprétation, le cran de retour, la faille d'Abscon et la faille Reumaux sont des plis-failles analogues, de même que quelques autres accidents ayant moins d'importance et de continuité que les précédents (fig. 5). Ch. Barrois, Paul Bertrand et P. Pruvost ont d'ailleurs publié, en 1927, une série de coupes transversales de la partie française du bassin houiller conformes à cette structure.

Toutefois, les nombreux sondages exécutés en Belgique dans

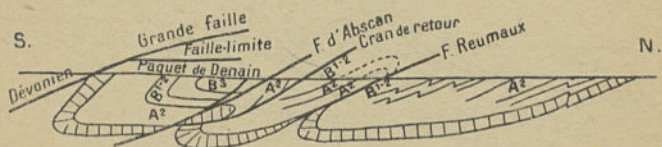


FIG. 5. — Coupe théorique du bassin houiller du Nord, à l'ouest de la Compagnie d'Anzin, d'après Ch. Barrois (1909).

A¹, A², B¹⁻², B³, divisions successives du Westphalien.

le bassin de Mons ou du Hainaut, prolongation directe de notre bassin du Nord, ont conduit P. Fourmarier, dès 1913, à une conception assez différente de la structure du bassin en question. Celui-ci serait découpé par une succession de plusieurs surfaces de chevauchement sensiblement horizontales (*failles plates* ou *listriques*), superposées et en forme de cuvettes très plates, qui s'enfoncent profondément sous la grande faille du Midi, en se relevant d'ailleurs vers le sud dans leur portion située profondément au-dessous de cette dernière. Il assimilait le cran de retour et la faille d'Abscon à deux de ces surfaces de chevauchement reconnues dans le bassin du Hainaut et proposait de modifier en conséquence la coupe de la partie française du bassin, d'une façon qui, en réalité, se rapprocherait donc de l'interprétation de Marcel Bertrand en augmentant le rôle des déplacements tangentiels sub-horizontaux.

Les coupes ci-jointes (fig. 6) des bassins de Mons et de Charleroi, extraites d'une publication plus récente de P. Fourmarier, illustrent cette allure de telles failles plates, superposées à des

chevauchements enracinés ou parautochtones au nord du bassin de Charleroi. D'autre part, les sondages faits au sud de la faille du Midi dans le Hainaut ont permis de constater que, si cette surface de chevauchement plonge au S sous un angle habituel de 20-25°, celui-ci atteint 30° lorsque l'affleurement de cette « faille » avance plus au nord et qu'inversement il descend à 15° lorsqu'on la rencontre plus au sud, pouvant même décroître encore et se rapprocher de l'horizontale à plus grande distance vers le sud, comme les failles plates venant au-dessous. Cela est d'ailleurs

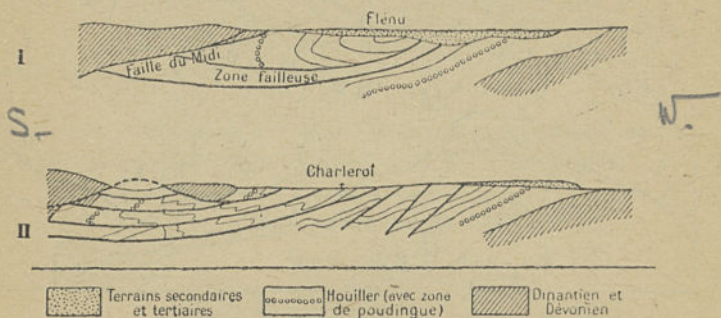


FIG. 6. — Coupes schématiques des bassins houillers de Mons (I) et de Charleroi (II), d'après P. Fourmarier (1934).

Nota. — L'orientation des coupes originales a été inversée, pour faciliter leur comparaison avec celles de la partie française du bassin houiller franco-belge.

d'accord avec l'allure de la « faille de Theux » dont il sera question plus loin (fig. 9 et 10).

D'autre part, en ce qui regarde les directions des lames, dites « massifs », entre lesquelles le bassin houiller est ainsi découpé par ces failles, A. Renier a reconnu qu'au changement de direction du bassin au SE de Charleroi, entre Bouffioulx et Jamioulx (fig. 7), celles qui viennent du NE suivant la direction varisque et qui chevauchent au NW sont brusquement cisailées en s'enfonçant sous celles, de direction armoricaine, qui viennent du NW et chevauchent au NE. Sur la carte et la coupe de cette figure, les lames varisques de Saint-Pierre, d'Ormont et de Bouffioulx, à l'ouest d'un relèvement commun par l'anticlinal de Puagne, de direction armoricaine, disparaissent ainsi sous la lame armoricaine de Loverval, d'ailleurs affectée d'ondulations varisques. Ces deux systèmes d'accidents s'entrecroisent donc, sans se rac-

D'ailleurs, en ce qui regarde celui-ci, la figure 8 en représente



FIG. 8. — Coupe schématique du bassin de Liège, à l'est de cette ville, et du bassin de Herve, d'après P. Fourmarier (1904).

Nota. — Même observation que figures 6 et 7.

une coupe schématique à l'est de Liège, où sa structure, relativement simple jusque-là, au-dessous de la faille eifélienne, se

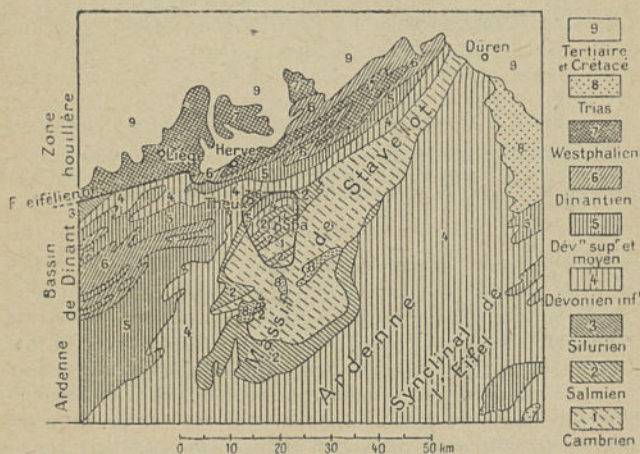


FIG. 9. — Situation de la fenêtre de Theux et de Spa, à l'intérieur du massif cambrien de Stavelot, d'après la carte géologique au millionième.

Cette fenêtre montre l'existence, au-dessous de ce Cambrien, d'une série plissée très compliquée comprenant jusqu'au Houiller, dont la coupe N-S est donnée par la fig. 10.

compliquée par l'apparition d'un bassin de Herve, qui en représente un dédoublement formé d'un empilement de lames séparées

par des failles plates, au-dessous de celle dite de Magnée, se présentant comme une digitation de la faille eifélienne. Le Houiller de ce bassin de Herve s'ennoie d'ailleurs sous le bord du *massif de la Vesdre*, formé de couches dinaïtiennes et dévoniennes (partie droite de la figure 10).

Fenêtre de Theux. — Mais cette superposition se poursuit au sud beaucoup plus loin qu'on l'avait pensé tout d'abord, comme l'a montré la découverte de la *fenêtre de Theux* par P. Fourmarier (fig. 9 et 10). En effet, le Houiller reparaît au sud du massif de la Vesdre, aux Forges Thiry, et aussi le Viséen à Theux, en couches assez redressées sous une couverture de Tournaisien sub-

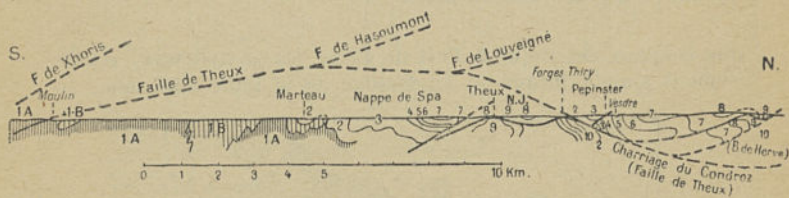


FIG. 10. — Coupe de la fenêtre de Theux, d'après P. Fourmarier (1934).

1, Cambrien (A, Revinien ; B, Salmien) ; 2, Gédinnien ; 3, Coblenzien ; 4, Couvinien ; 5, Givétien et Frasnien ; 6, Famennien inférieur ; 7, Famennien supérieur ; 8, Tournaisien ; 9, Viséen ; 10, Houiller ; NJ, Nappe de Juslenville.

horizontal et charrié sur eux. D'autre part, ce Tournaisien (*nappe de Juslenville*) forme, au sud de Theux, une lame plongeant au S sous du Dévonien plissé reposant plus loin en discordance stratigraphique sur du Cambrien redressé et constituant avec lui une écaïlle poussée au N (*nappe de Spa*). Mais il importe de remarquer que cet ensemble, où se montrent donc des chevauchements complexes poussés au nord, n'apparaît que suivant une aire fermée (fig. 9) grossièrement elliptique, délimitée de toute part par un contact anormal (faille de Theux), la séparant du Cambrien, surmonté en discordance par le Dévonien inférieur, qui constitue le massif de Stavelot et est considéré classiquement comme le principal noyau anticlinal et autochtone du massif ardennais.

Or, le chevauchement principal qui délimite ainsi, au travers du massif de Stavelot, le matériel complexe visible dans cette *fenêtre de Theux* paraît bien être la réapparition de la faille eifélienne ou du charriage du Condroz, par suite d'un bombement

de cette surface de chevauchement faisant suite, vers le sud, à l'ensellement de celle-ci qui a permis la conservation du paquet charrié de la Vesdre. Le Houiller de la fenêtre de Theux semble donc devoir être en continuité (au moins théorique) avec celui des bassins de Liège et de Herve. D'autre part, au bord occidental de la fenêtre, plusieurs failles de chevauchement affectant la partie orientale du synclinorium de Dinant viennent se superposer à la faille de Theux et traduisent des imbrications de la masse charriée (dont fait donc partie ce « bassin de Dinant ») au-dessus du chevauchement principal ; je les ai fait figurer au-dessus de la faille de Theux sur la figure 10, d'après une autre coupe de P. Fourmarier.

Celui-ci admet que, dans cette région orientale de la Belgique, *le charriage au-dessus du Houiller ne peut être inférieur à 40 ou 45 kilomètres* et même davantage, en tenant compte du déplacement par les accidents secondaires. Il pense que ce chiffre d'une *quarantaine de kilomètres*, devant sans doute être augmenté dans la région de Namur et le Hainaut, pourrait s'étendre aussi à la partie française du bassin houiller. Il importe, en tout cas, de retenir cette notion pour l'interprétation de la structure de l'Ardenne.

Notons, d'ailleurs, que, dès 1863, pour la partie belge du bassin houiller, A. Briart et F. L. Cornet écrivaient : « *Après la formation du terrain houiller dans notre pays, il y a eu.... un mouvement de translation horizontale de l'Ardenne vers le nord. C'est ce mouvement qui a produit les plissements que l'on remarque dans les bassins houillers de Mons, Charleroi et Liège et dans tout l'anthraxifère jusqu'au terrain ardoisier* ». Ces vues de ces deux éminents précurseurs de la géologie belge, pouvant sembler écrites d'aujourd'hui, datent actuellement de 80 ans !

III. — LE MASSIF ARDENNAIS

Le massif hercynien de l'Ardenne, qui constitue donc le front de l'ancienne chaîne immédiatement au sud du bassin houiller franco-belge, entre celui-ci et le bassin parisien de terrains secondaires et tertiaires, se trouve en majeure partie sur le sol belge. Suivant la conception classique, il se divise, d'une façon très apparente sur une carte géologique, en deux zones successives (Pl. II) :

1° Au nord, une *zone très plissée*, où alternent de multiples et étroites bandes anticlinales, formées en général par du Dévonien moyen et supérieur, et des bandes synclinales occupées par le Dinantien, constitue le « *bassin de Dinant* », encadré entre l'anticlinal du Condroz, où affleure le Silurien, au nord, et la zone suivante au sud. Dans son ensemble, c'est un « *synclinorium* », c'est-à-dire un faisceau synclinal affecté de nombreux plis parallèles à sa direction générale et au bord de la zone hercynienne. Ceux de son bord septentrional sont en général très redressés, parfois légèrement renversés au sud, au voisinage de la bande silurienne du Condroz. Dans la région centrale, il existe parfois des froissements très accentués donnant l'apparence de plis en éventail, même étranglés à leur base ; les plis secondaires du bord méridional sont nettement déversés vers le nord au voisinage de l'anticlinal de l'Ardenne.

2° Au sud, vient, au contraire, une région au premier abord peu plissée ou seulement *ondulée*, où affleure surtout du Dévonien inférieur, occupant de larges surfaces et montrant un substratum de Cambrien en quatre îlots perçant au travers de ce Dévonien discordant au-dessus d'eux. Parmi ces quatre massifs cambriens, trois d'entre eux s'alignent à peu près, dans sa partie nord, suivant un même axe anticlinal, dit « *anticlinal de l'Ardenne* », ou, plus exactement, suivant deux axes parallèles qui se relaient dans une « *zone anticlinale de l'Ardenne* ». En effet, en réalité (fig. 9), le long *massif de Stavelot* (ou des Hautes Fanges), qui s'étend à l'ENE jusque vers Aix-la-Chapelle et correspond au *pli nord*, naît vers l'ouest suivant la profondeur de la partie méridionale du *synclinorium de Dinant*. Celui-ci s'élève ainsi vers l'Est en disparaissant sur le massif de Stavelot et le *synclinorium du massif de la Vesdre*, qui le relaie tectoniquement au-dessus

du Houiller, ne correspond qu'au développement vers le NE d'un pli secondaire de sa bordure nord.

Dans le *pli sud*, le Cambrien apparaît suivant le *massif de Rocroi*, qui s'enfouit obliquement, au SW, sous la bordure de terrains secondaires du bassin parisien. A sa suite, vient le petit « *îlot de Serpont* », avant l'ennoyage de cet axe vers le NE sous un pli secondaire du bord nord du *synclinal de l'Eifel*, qui fait suite, dans la conception ancienne, à « l'anticlinal de l'Ardenne » et où s'étale le Dévonien. Au sud de ce « synclinal », une étroite réapparition du substratum cambrien se rencontre en bordure des terrains secondaires du bassin de Paris, constituant l'*îlot de Givonne*, dont le bord septentrional seul est à découvert à l'est de la vallée de la Meuse, comme pour le massif de Rocroi à l'ouest de celle-ci.

Après cette esquisse, il importe donc de remarquer qu'en réalité la « zone anticlinale de l'Ardenne » n'est séparée par aucun accident de la région de Dévonien supérieur et Dinantien qui constitue le *synclinorium* de Dinant et il en est de même en ce qui regarde le synclinal de l'Eifel, où reparaissent des étages dévoniens plus élevés que le Dévonien inférieur qui s'étale très largement dans la zone anticlinale de l'Ardenne. Je n'insisterai pas actuellement sur les conséquences que l'ouverture de la fenêtre de Theux au travers du Cambrien du massif de Stavelot paraît bien entraîner en ce qui concerne la *structure réelle et profonde du massif ardennais*, par le doute très sérieux qui en résulte à l'égard de l'enracinement *in situ* de ce « bombement cambrien ». En nous bornant pour l'instant à la simple *structure superficielle*, il importe d'indiquer qu'après avoir longtemps admis une extrême simplicité du « synclinal de l'Eifel », P. Fourmarier a, ensuite, dans une « vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique », indiqué qu'il s'agit d'un *synclinorium de l'Eifel*, dont le flanc sud a été, dans la région de la Meuse, refoulé sur son flanc nord par la *faille d'Aiglemont*, que E. Asserberghs, puis P. Macar, ont reconnue être une surface de chevauchement vers le nord. Les plis de ce flanc sud sont renversés au nord, tandis que ceux de la partie axiale sont relativement droits et que ceux du flanc nord, moins nombreux et moins importants, seraient déversés vers le sud.

Du point de vue géographique, l'Ardenne, soit belge, soit française, se présente actuellement comme une pénélaine assez élevée, à surface légèrement ondulée, souvent maré-

cageuse et garnie de tourbières (Hautes Fanges ou Hautes Fagnes), en général peu cultivée et occupée surtout par des pâturages, boisée pour le surplus (Michelet a caractérisé l'Ardenne comme une « forêt de petits arbres »).

Lorsqu'on aborde l'Ardenne en venant du sud, elle présente un contraste absolu avec les plaines et les coteaux du bassin parisien, au nord duquel elle se profile suivant une ligne presque horizontale, très continue et sombre, recouverte d'une forêt depuis Hirson jusqu'au delà de Sedan. La Meuse, venant du sud, bute contre ce massif en se réunissant à la Chiers, puis elle le longe avant d'y pénétrer jusqu'à Charleville, où elle s'y faufile pour ainsi dire, et elle le traverse en décrivant de nombreux méandres, profondément encaissés aujourd'hui, mais dont le tracé date évidemment d'un stade de circulation à la surface de l'ancienne pénéplaine. Elle s'y grossit, au passage, de deux principaux affluents présentant les mêmes caractères : la Semois, qui descend d'Arlon à Monthermé ; puis la Lesse, qui s'écoule des environs de Libramont vers Dinant. Sa traversée se termine à Namur, où elle se réunit avec la Sambre, qui suit le fossé houiller et dont elle prend la direction vers Liège, en se grossissant ensuite de l'Ourthe et de la Salm, qui descendent encore de l'Ardenne, mais en s'écoulant vers le nord.

Dans les flancs de ces vallées, en particulier dans la vallée transversale de la Meuse entre Charleville et Dinant, les couches cambriennes et dévoniennes montrent nettement l'allure plissée de couches de chaînes récentes ; mais elles s'arrêtent brusquement vers 250 à 300 mètres au-dessus du fond, tranchées par la surface de la pénéplaine. Si quelques saillies très atténuées se montrent au-dessus d'une surface à peu près horizontale, elles correspondent simplement à des différences de dureté des roches, mises en valeur par l'érosion résultant d'un relèvement récent de la pénéplaine.

Ce régime se poursuit vers le NE jusqu'à Düren et, par l'Eifel, il se continue dans le *massif schisteux rhénan*. Vers l'ouest, le massif ardennais s'enfouit au contraire, aux environs de Valenciennes et d'Avesnes, sous une couverture de terrains crétacés et tertiaires, suivant le prolongement de l'ondulation anticlinale de *l'axe de l'Artois*, dont il a été précédemment question.

A) LES TERRAINS PRIMAIRES DE L'ARDENNE

Le **Cambrien** de l'Ardenne correspond à une série géosynclinale plissée, dont les couches montrent un plongement général uniforme vers le sud, mais présentent des répétitions isoclinales traduisant des poussées dirigées vers le nord (t. I, fig. 18). La série stratigraphique y est assez difficile à préciser exactement, car les fossiles y sont extrêmement rares ou sans signification stratigraphique bien caractérisée, tels les *Oldhamia* et *Nereites* ; il n'y a guère qu'une forme se rapportant aux Graptolites (*Dictyograptus flabelliformis* ou *Dictyonema sociale*) qui fournisse quelque précision.

Dans la série traversée par la Meuse et appartenant au massif de Rocroi, du sud au nord, la vallée recoupe successivement : les schistes noirs pyritifères de Bogny, les ardoises magnétifères de Deville, les schistes noirs pyritifères avec quartzites de Revin et enfin les ardoises violettes de Fumay. Ces alternances paraissent bien, jusqu'en ces derniers temps, correspondre simplement à des répétitions des mêmes couches par des plis isoclinaux fortement déversés au nord et dans ce complexe *Deville-Revinien*, les géologues belges étaient arrivés à s'accorder sur les subdivisions et la succession suivantes :

Devillien inférieur. — Quartzite blanchâtre ou verdâtre de Hourtz.

Devillien supérieur. — Quartzites et phyllades violets ou gris verdâtre de Deville et Fumay, souvent avec magnétite (à *Oldhamia*).

Revinien. — Quartzites gris bleu et phyllades noirs de Deville.

Dans le massif de Stavelot, il existe une division supérieure, que certains auteurs rattachent déjà à l'Ordovicien, constituant le *Salmien* et comprenant deux termes : l'un inférieur, formé de quartzophyllades et phyllades à *Dictyograptus flabelliformis* ; l'autre supérieur, constitué par des phyllades à ottrélite (chloritoïde), à oligiste ou manganésifères, qui semblent témoigner d'un métamorphisme de contact.

Mais cette succession stratigraphique vient récemment d'être entièrement contestée à la suite des recherches de R. Anthoine sur le massif de Rocroi et sur celui de Stavelot. Pour le premier, il a constaté que le Revinien est charrié aussi bien sur les couches de Deville que sur celles de Fumay, dont le synchronisme n'appa-

rait plus comme certain, pas plus que l'âge relatif de ces terrains et du Revinien qui les entoure. A l'est de Stavelot, le Devillien affleure en une fenêtre allongée WNW-ESE au travers d'une vaste nappe de Revinien suivi par le Salmien (fenêtre de Ligneuville). D'autre part, le massif devillien de Grand Halleux se présente dans des conditions analogues, en fenêtre sous le Revinien, dont il est séparé par des contacts anormaux reconnus par Duhoux, ainsi que l'indique P. Fourmarier, en soulignant l'importance des conséquences des recherches de R. Anthoine. Celles-ci démontrent l'analogie tectonique entre le Cambrien de Rocroi et celui de Stavelot et elles indiquent, d'autre part, que *l'âge relatif du Devillien par rapport aux autres étages du Cambrien échappe partout en Belgique*, puisque la bordure de tous les massifs devilliens est un contact anormal.

Il faut remarquer que ce Cambrien ne montre pas de pénétration granitique et qu'au travers des terrains anciens du massif de Stavelot, on ne connaît guère que des pointements de diorite quartzifère, auprès de Lammersdorf et au sud d'Eupen, ainsi que quelques interstratifications de diabases ou inversement de rhyolites. De même, en un certain nombre de points de l'Ardenne française, on a signalé, au milieu des schistes cambriens, des intercalations de *porphyroïdes*, roches d'apparence gneissique, avec grands cristaux de quartz bipyramidés et de feldspaths semblables aux phénocristaux des porphyres, mais contenus dans une pâte formée de grains de quartz, de cristaux microscopiques de plagioclases et surtout de nombreuses lamelles phylliteuses microscopiques constituant le fond. Le plus ou moins grand développement de la pâte phylliteuse a conduit à y distinguer de nombreuses variétés, dont certaines ne sont plus que des roches composées seulement de quartz et de séricite. La formation de ces roches particulières a été très discutée, certains auteurs y voyant des roches porphyriques dynamo-métamorphisées, d'autres des roches métamorphiques. On doit d'ailleurs observer qu'un certain degré de métamorphisme général a atteint tous les schistes ardoisiers cambriens de l'Ardenne, où se sont développés, en certains points, des cristaux d'albite, d'orthose, de magnétite, d'ottrélite, de chlorite, etc.

Le **Silurien** ne se rencontre pas avec les « flots cambriens » de l'Ardenne proprement dite, mais il existe avec le Cambrien dans l'anticlinal du Condroz, où il est représenté par les couches suivantes :

I. *Ordovicien*. — 1^o Schistes noirs et quartzites noirâtres à Graptolites (*Diplograptus*, *Didymograptus*), à *Æglina binodosa*, etc.

2^o Schistes et phyllades quartzeux à *Calymene incerta*, *Trinucleus setiformis*, *Orthis Actoniæ* (faciès ressemblant à celui du Pays de Galles).

II. *Gothlandien*. — Schistes noirs, quartzites et psammites à *Monograptus* (*priodon*, *vomerinus*, *colonus*), *Climacograptus scalaris* (à la base), avec intercalations de nodules calcaireux à *Cardiola interrupta*, *Orthocères*, *Favosites*.

Le **plissement calédonien** est bien marqué, dans l'Ardenne, par la discordance angulaire du *poudingue de Fépin*, constituant la base de la série dévonienne, sur le Cambrien des quatre « flots » précédemment énumérés, sans intercalation de couches siluriennes. Mais au bord nord du bassin de Dinant, un poudingue équivalent (dit *poudingue d'Ombrét*) repose sur le Gothlandien de l'anticlinal du Condroz, en sorte que ne s'y rencontre plus la grande lacune qui, dans l'Ardenne, pourrait permettre une indécision sur l'âge du plissement ayant précédé le dépôt du Dévonien.

Il faut cependant ajouter que l'âge précis de ce plissement a été discuté par M. Leriche, par comparaison avec le Pays de Galles, où le Gothlandien et le Dévonien sont réunis par des couches de passage, et avec le Boulonnais, où les grès gédinniens à Poissons sont concordants avec le Gothlandien. M. Leriche a été conduit à penser que la faune des schistes de Mondrepuits, qui font suite au poudingue et aux arkoses de Fépin, serait encore plutôt silurienne que dévonienne, en sorte que la discordance calédonienne du poudingue de Fépin devrait se placer pendant le Gothlandien.

D'autre part, R. Anthoine admet — et cela semble aussi probable à P. Fourmarier — que le charriage du Revinien sur le Devillien, dont il a été question plus haut, est d'âge calédonien plutôt qu'hercynien.

Quoi qu'il en soit de cette discussion, fondée sur des arguments paléontologiques, on peut dire, en tout cas, qu'il existe dans le massif ardennais un *complexe principalement*

(*sinon totalement*) *dévonien discordant sur les terrains antérieurs* (1).

Dévonien. — Lorsqu'on étudie ce complexe dévonien d'une façon comparative dans l'Ardenne et la région méridionale du bassin de Dinant, d'une part, puis dans la partie septentrionale de ce bassin et le bassin de Namur, d'autre part, on y constate des différences assez notables pour avoir nécessité l'emploi d'une double légende pour ces terrains dévoniens sur la carte géologique de la Belgique. Sans pouvoir entrer ici dans des détails à ce sujet, il me suffira d'indiquer qu'en moyenne les alternances de schistes et grès des divers étages dévoniens comprennent plus de schistes dans la première région et plus de grès dans la seconde, où même existent des intercalations de poudingues (tels les poudingues de Burnot et de Naninne). Cette différence est la conséquence évidente du fait que le Brabant était resté émergé jusqu'au Givétien inférieur, qui s'y trouve représenté par le poudingue d'Alvaux discordant sur le Cambrien, et qu'il servait donc de rivage aux premières mers dévoniennes de la région ardennaise (t. I, fig. 16).

En tout cas, le Dévonien se montre complet et très épais dans la série de l'Ardenne, comprenant probablement à sa base une partie du Gothlandien, ainsi que nous le savons déjà. Sa **division inférieure**, détritique, est constituée, au-dessus du poudingue de base et du Gédinnien, par le Taunusien et le Hunsrückien, alternances de grès et de phyllades dont l'épaisseur serait considérable, car elle a été évaluée à près de 10 kilomètres dans le « synclinal de l'Eifel » ; mais il est très probable qu'il existe là des répétitions tectoniques, ramenant plusieurs fois les mêmes couches dans ce complexe, malgré son apparence régulière.

Le **Dévonien moyen** comprend le Couvinien ou Eifélien, puis le Givétien ; surtout dans ce dernier se montrent des calcaires zoogènes bien développés, quoique en général d'un caractère non

(1) Rappelons que depuis longtemps Emm. de Margerie a réfuté la conception de J. Gosselet dans son grand ouvrage sur l'Ardenne (qui, par ailleurs, fournit une documentation extrêmement précise sur la géologie de cette région), conception d'après laquelle les quatre massifs cambriens auraient été des îles au milieu des mers dévoniennes, au lieu d'avoir été recouverts par celles-ci et mis en relief ultérieurement par le plissement hercynien, suivi d'érosion.

franchement récifal, corrélatifs de la transgression qui s'est produite vers le nord sur l'avant-pays hercynien. Ensuite, au début du **Dévonien supérieur**, le Frasnien est constitué par des schistes contenant encore des intercalations lenticulaires de calcaire construit ; mais il se termine par les schistes de Matagne, riches en Goniatites et d'un caractère bathyal, indiquant un maximum de profondeur du géosynclinal, dans le sud du bassin de Dinant, tandis que dans le nord de ce bassin il n'existe que des faciès néritiques. Une différence analogue de faciès entre les deux régions persiste encore dans le Famennien, quoique celui-ci se présente dans toutes deux avec un régime néritique ; c'est ainsi que, dans le bassin de Dinant, il est constitué par un complexe marin de schistes riches en Brachiopodes avec intercalations de bancs de grès et psammites, tandis que dans le bassin de Namur il n'est représenté que par les psammites du Condroz, d'un caractère lagunaire, avec des lits à végétaux, renfermant toutefois des intercalations de bancs marins.

Au **Dinantien**, les deux faciès de la fin du Dévonien firent place, au contraire, à des faciès uniformément marins, toutefois d'un caractère peu profond et presque exclusivement calcaires, qui traduisent une nouvelle transgression en dehors du géosynclinal hercynien, évidemment corrélative de l'achèvement du remplissage de celui-ci. Tous ces calcaires sont très riches en Crinoïdes, Bryozoaires, Brachiopodes, Lamelibranches, Gastropodes et Nautilidés. On y distingue deux étages successifs :

I. Tournaisien. — 1^o *Assise de Hastière*, formée de calcaires noirs et bleus, de calcschistes et schistes intercalés, de couleur foncée, à *Spirifer glaber* et *tornacensis*, *Spiriferina octoplicata*, *Phillipsia*.

2^o *Assise des Ecaussines et de Waulsort*, comprenant des calcaires à Crinoïdes et débris de Paléchinides, avec *Spirifer Konincki* (*Sp. cinctus*). Cet horizon peut passer latéralement à un faciès coralligène spécial, dolomitique, surtout constitué par des Stromatopores et des Fénestelles, mais à peu près sans Polypiers, qui a été autrefois considéré comme un étage particulier (*Waulsortien*) s'intercalant entre le Tournaisien et le Viséen.

II. Viséen. — 1^o *Assise de Dinant*, formée de marbre noir et bleu à Crinoïdes (souvent dolomitisé).

2° *Assise de Visé*, constituée par des calcaires grenus, cristallins, oolitiques ou compacts, à *Productus cora* à la base, *Productus giganteus* et *striatus* au sommet. Il faut noter que ces calcaires renferment parfois des lits d'*anthracite*, prélude du faciès houiller, de même que dans le Boulonnais, au-dessous du Houiller d'Hardinghem.

D'autre part, en quelques points du bassin de Dinant, il existe un peu de **Westphalien inférieur (Namurien)** qui témoignerait du fait que le rejet de la mer en dehors du géosynclinal n'était pas encore totalement effectué par la surrection post-dinantienne du domaine hercynien. Toutefois il ne serait pas impossible, étant donné le chevauchement du bassin de Dinant sur le Houiller, que du Westphalien, apparaissant en une situation tectonique difficilement explicable s'il fait partie de la série chevauchante, par exemple à la gare de Dinant, soit ramené de la profondeur par l'un des multiples accidents de ce faisceau synclinal assez disloqué.

B) LE PLISSEMENT HERCYNIEN DE L'ARDENNE

Ce plissement avait été déjà amorcé antérieurement sur l'emplacement du massif ardennais, ainsi que le montre le rejet progressif de la mer depuis le Givétien avec accentuation au début du Dinantien, en dehors de la zone des plissements hercyniens. D'autre part, la surrection de la *fin du Dinantien* a constitué une nouvelle phase très importante, ayant définitivement rejeté la mer en dehors de l'emplacement de la chaîne hercynienne (sauf la petite exception qui vient d'être signalée). Mais la phase principale du plissement, en particulier la formation du grand chevauchement frontal, s'est produite *vers la fin du Westphalien*; elle était déjà amorcée au cours du Westphalien supérieur, ainsi que nous l'a appris l'étude du bassin houiller, où le Westphalien se montre incomplet en son sommet et où, d'autre part, se rencontre le conglomérat de Roucourt, dont la signification a été indiquée précédemment.

Mais l'importance des effets de cette phase tectonique dans la structure du massif ardennais a été appréciée de façon différente, suivant les auteurs. Il ne subsiste aucun doute, en tout cas, qu'à l'ancien « anticlinal du Condroz » a correspondu le très important charriage amenant du Cambrien au Dévonien sur le Houiller du bassin franco-belge, ce

qui explique que les faciès du Dévonien soient bien différents au-dessus ou au-dessous de ce Houiller, ainsi que nous le savons, car ils s'étaient produits en des aires de dépôt qui étaient originellement éloignées. En arrière de cet accident frontal majeur de la zone hercynienne, le Dinantien et le Dévonien supérieur et moyen du « bassin de Dinant » sont affectés de nombreux plis (ou plutôt de « fronces ») parallèles, d'un *style jurassien* et de caractère superficiel (sans Dévonien inférieur dans les anticlinaux), ce qui est d'accord avec la découverte de la fenêtre de Theux par P. Fourmarier pour permettre de supposer, avec beaucoup de chances d'exactitude, que le *synclinorium* du « bassin de Dinant » est charrié sur le Houiller, ayant été décollé et entraîné vers le nord d'une cinquantaine de kilomètres, suivant l'ampleur du déplacement tangentiel admis par P. Fourmarier pour la fenêtre de Theux. Nous pouvons remarquer, en effet, que le *style jurassien* n'est aucunement lié à un caractère autochtone et que, même, il paraît correspondre souvent au « *froncement superficiel* » d'un complexe entraîné par décollement, ainsi que cela paraît bien démontré actuellement pour le Jura, par exemple.

D'autre part, le chevauchement du Condroz, dont on ne connaît pas la limite méridionale, se prolonge sous le Cambrien du massif de Stavelot, c'est-à-dire dans le tréfonds de l'*anticlinal de l'Ardenne*, où nous avons vu, d'autre part, que les observations de R. Anthoine l'ont conduit à admettre qu'il existe, aussi bien dans le massif de Rocroi que dans celui de Stavelot, un charriage du Revinien sur le Devillien, d'âge probablement calédonien, traduisant une tectonique tangentielle déjà au-dessous du charriage hercynien. De même, le « *synclinal de l'Eifel* » présente, lui aussi, une structure plus compliquée que celle qui a été longtemps admise et dont P. Fourmarier est resté l'un des derniers défenseurs. Il était cependant peu vraisemblable qu'à la suite et au-dessus du chevauchement de Theux, qu'il a fait connaître et auquel il a attribué un déplacement d'une cinquantaine de kilomètres, il ne viendrait qu'un régime d'ondulations à grand rayon de courbure, peu compatible avec l'épaisseur qu'il faudrait aussi attribuer alors au Dévonien, comme il a été dit plus haut.

A peu près simultanément et d'une façon tout à fait indépendante, E. Asselberghs et moi-même, en 1922, avons émis

l'hypothèse que la structure de ce « synclinal » doit être isoclinale et que la formidable épaisseur (10 kilomètres environ) qui, dans ce cas, devrait exister pour le seul Dévonien inférieur, doit correspondre à des répétitions tectoniques, traduites d'ailleurs par des retours de certaines couches rouges d'un faciès semblable, considérées par Fourmarier comme des intercalations stratigraphiques à des niveaux différents de cette énorme série. Notre collègue F. Kaisin reconnut aussi et défendit, à partir de 1924, l'existence de nappes dans la structure du massif ardennais, qui a donné lieu à de vives discussions entre lui et P. Fourmarier. Le point final paraît avoir été mis tout récemment par A. Rénier, dans un mémoire de la Société géologique de Belgique, où il déclare « qu'il convient de se rallier décidément aux idées exposées « par M. Félix Kaisin dans sa conférence sur *l'Ardenne pays de nappes*, en confirmation d'opinions similaires esquissées « notamment par M. Léon Bertrand ».

Il est impossible ici d'insister davantage sur cette question, qui a donné lieu en Belgique à plusieurs publications récentes, confirmant l'existence d'importants accidents tangentiels dans une région paraissant encore très simple il y dix ans à peine. C'est le cas pour la réapparition, au bord sud de l'Ardenne, du Cambrien de Givonne, qui présente des caractères très nets d'écrasement et dont E. Asselberghs a reconnu le chevauchement sur le Dévonien plissé du synclinorium de l'Eifel par la « faille d'Herbeumont ».

C) HISTOIRE POST-HERCYNIEUNE DE L'ARDENNE

Au **Trias**, il s'est produit un ennoyage transversal séparant l'Ardenne de l'Eifel et qui, partant du Luxembourg vers le nord par Zulpich, allait rejoindre la région rhénane inférieure. Les dépôts triasiques conservés dans ce « détroit » ne comprennent que du grès bigarré ; mais il semble que ce soit en raison d'une érosion des terres supérieures, plutôt que du comblement du détroit qui a été admis par J. Gosselet. En outre, on connaît, en couches sensiblement horizontales au-dessus du Cambrien du massif de Stavelot, trois lambeaux de conglomérats (fig. 9) considérés comme d'âge triasique (*poudingue de Malmédy*). Ces conglomérats se sont formés dans trois dépressions alignées, voisines les unes des autres et étagées, séparées par des seuils qui ont été interprétés comme le résultat d'un creusement glaciaire.

Pour des raisons paléogéographiques, P. Fourmarier pense que ces dépôts continentaux ne sont pas triasiques, mais datent plutôt du Stéphanien ou du Permien inférieur.

Il semble, en tout cas, qu'il ait existé un ennoyage transversal assez important entre l'Ardenne et l'Eifel ; par contre, il ne se rencontre pas d'indice d'une semblable avancée sur le bord méridional de l'Ardenne, où le Trias a été débordé par le Jurassique.

En ce qui concerne la *période jurassique*, on n'observe pas, sur l'Ardenne, les restes des diverses transgressions de la mer du bassin parisien, en particulier d'un premier maximum d'extension au cours du Lias et d'un autre, plus étendu, lors du Bathonien, contemporain de la transgression ayant recouvert le Boulonnais. L'absence de lambeaux jurassiques conservés à l'intérieur de l'Ardenne, jointe aux traces de régressions intermédiaires dans le Jurassique conservé au bord sud de l'Ardenne, permet toutefois de penser que les mers jurassiques ne se sont pas étendues sur le massif ancien notablement au delà des limites des affleurements actuels.

L'Ardenne paraît avoir été encore une région émergée pendant le *Crétacé inférieur* ; seuls, des dépôts alluviaux, lacustres ou fluviaux, du **Wealdien**, constitués par des sables plus ou moins grossiers, des argiles et des lignites, se montrent en amas isolés ou en poches à la surface des terrains anciens. Par contre, la *transgression cénomaniennne* s'est largement étendue sur une partie du massif ardennais, de même que sur l'axe de l'Artois, le bassin houiller et le Brabant. Un certain nombre de témoins se rencontrent vers l'extrémité occidentale de l'Ardenne et l'un d'eux, à Hokai, se trouve aujourd'hui porté à 565 mètres d'altitude. Ce **Cénomarien** débute, comme sur le Houiller, par un poudingue glauconieux vraconnien (*tourtia*), reposant directement sur les terrains primaires arasés, dont il a comblé les dépressions (1) ; on peut constater que la transgression s'est graduellement étendue depuis le Vraconnien à *Schlenbachia inflata* et le Cénomarien inférieur à *Pecten asper* et *Ostrea vesiculosa* jusqu'aux niveaux les plus élevés du Cénomarien.

Le maximum de transgression de la mer du Crétacé supérieur a dû se produire au **Sénonien**. Le rivage méridional de cette mer, qui couvrait le Brabant et le bassin houiller, s'est avancé plus

(1) On y rencontre même des fossiles du Carbonifère, mais naturellement remaniés.

ou moins loin sur l'Ardenne, surtout vers la fin du Sénonien. C'est ainsi que l'existence, dans les sables landéniens, de nombreux galets de silex de la craie, parfois non roulés et sans que leurs formes aient été arrondies, semble bien indiquer une extension de la craie à silex sur l'Ardenne notablement plus grande que celle qui est directement mise en évidence par la conservation de témoins de la craie elle-même. D'autre part, si des sables avec bancs de grès et d'argiles, avec nombreux débris végétaux, se trouvent auprès d'Aix-la-Chapelle au-dessus de la craie à *Belemnitella quadrata*, le **Maestrichtien** est représenté par des lambeaux de silex jaunâtres fossilifères à 660 mètres sur les Hautes-Fagnes, et par un témoin de conglomérat à *Fissurirostra* conservé dans le calcaire dévonien entre Sambre et Meuse.

Vers la fin du Crétacé, la régression générale de l'époque danienne s'est évidemment exercée sur l'Ardenne, de même que sur l'axe de l'Artois qui en est la prolongation. Mais dès le **Landénien inférieur** (Thanétien supérieur ou Sparnacien), des sables et grès à pavés, avec galets de silex de la Craie, se sont déposés sur une grande partie de l'Ardenne ; leurs témoins se rencontrent, en effet, aux environs d'Avesnes, au sud de Givet (230 m.), entre Signy-le-Petit et Rocroi (370 m.), dans l'Entre Sambre et Meuse belge, sur le Condroz, etc. Mais il est difficile d'affirmer qu'il en ait été de même pour les autres couches éocènes, parmi lesquelles ne se rencontre guère que du **Lutétien inférieur** gréseux à *Nummulites lævigatus*, d'ailleurs généralement à l'état remanié. En effet, dans beaucoup de sablières de la région d'Avesnes, au-dessus des sables landéniens et à la base du limon quaternaire, on trouve des silex remplis de ce fossile en telle abondance qu'ils proviennent évidemment d'une couche en grande partie détruite ; des blocs semblables, renfermant de nombreux fossiles, se rencontrent dans l'Entre Sambre et Meuse belge. Auprès de Namur, un lit de grès blanc à *Nummulites lævigatus* se rencontre à la partie supérieure de sables lutétiens (**Bruxellien**) qui reposent directement sur le calcaire décalcifié.

Par contre, si l'Oligocène et le Miocène marins ont dû approcher de très près la limite nord de l'Ardenne, ils ne semblent pas s'être étendus par-dessus.

D'autre part, la pénélaine a manifestement subi des *mouvements récents*, corrélatifs des dernières phases tectoniques alpines. Cela est mis en évidence par l'encaissement des méandres des rivières qui la traversent, en particulier de la Meuse et de la Semois, ce qui traduit une surrection du massif ardennais posté-

rieure à l'établissement de ces vallées, qui ont dû initialement serpenter à la surface de la pénéplaine. On ne saurait, en effet, en raison de la déformation des anciennes terrasses fluviales, dont certaines portions montrent actuellement une *contre-pente*, admettre qu'il s'agisse simplement des effets d'un abaissement du niveau de base de l'érosion. Les inégalités dans la surrection récente de la pénéplaine ardennaise, ainsi mises en évidence dans une direction nord-sud par la vallée de la Meuse, se traduisent aussi dans l'altitude à laquelle elle se trouve portée lorsqu'on la suit longitudinalement, de l'ouest à l'est.

C'est ainsi que la surface en question, qui, dans l'ensemble, s'élève dans cette direction, se présente aux altitudes suivantes : Hirson-Anor, 220 à 240 m. — Rocroi, 387 m. — Fumay, 405 m. — Croix de Scaille, 504 m. (maximum pour l'Ardenne française) ; puis vient une redescente à 403 m. et une remontée lente jusqu'au maximum de 695 m. sur la frontière allemande.

IV. — LA RÉGION HOUILLÈRE DE LA SARRE ET DE LA LORRAINE

Après un ennoyage au-dessous des grès rouges du Permien supérieur du Palatinat (Pl. V), qui bordent au sud le massif dévonien rhénan, prolongation orientale du massif ardennais, et qui sont suivis par les grès bigarrés du Trias inférieur lorrain, les terrains primaires reparaissent avec le *Houiller de la Sarre*, constituant une trainée orientée du SW au NE, c'est-à-dire suivant la direction hercynienne varisque, à cheval sur les territoires de la Sarre et de la Lorraine. Les formations houillères y affleurent sur environ 50 kilomètres de long et 15 kilomètres de large ; mais leur extension souterraine au-dessous du Trias a été reconnue, par des sondages, sur une longueur de près de 130 kilomètres et une largeur de 50 kilomètres (fig. 11 et 12). La partie de cette série houillère qui affleure ne se montre d'ailleurs que grâce à une *disposition anticlinale*, en sorte qu'au point de vue structural, le terme de « *bassin de la Sarre* » est assez peu exact.

Ce Houiller, qui comprend jusqu'à de l'Autunien, disparaît ainsi en général sous les grès rouges du Permien supérieur et du Trias. Toutefois, vers le nord on le voit parfois reposer transgressivement, par ses termes les plus élevés, sur les quartzites du Taunus (Dévonien inférieur) en couches redressées (fig. 11). On ne connaît d'ailleurs pas, même dans l'axe des anticlinaux, la base de cette formation houillère, qui présente environ 6.000 mètres de puissance et comprend les divisions suivantes, du sommet vers la base :

Autunien : Couches de Lebach et de Kusel ;

Stéphanien : Couches d'Ottweiler ;

Westphalien supérieur (base inconnue) : couches de Sarrebrück.

Si ces diverses divisions, jusqu'aux plus élevées, renferment des lits de houille, en réalité les couches de Sarrebrück sont les seules qui soient véritablement productives ; ces charbons appartiennent tous à la catégorie des charbons gras et ils ont été formés en eau douce.

A) LE HOULLER DE LA SARRE

I. **Westphalien.** — On ne connaît pas d'équivalent du Namurien, ni même des couches de Vicoigne et de la partie inférieure de celles d'Anzin, du bassin franco-belge. Si les géologues allemands avaient admis un âge antérieur pour les couches de Rischbach, celles-ci représentent, en réalité, un lambeau renversé de couches supérieures, situé au flanc sud de l'anticlinal. Les termes connus se subdivisent en deux groupes :

1^o *Groupe des charbons gras*, à *Neuropteris tenuifolia* et *linguæfolia*. Cette subdivision inférieure des couches de Sarrebrück, d'une épaisseur de 750 à 1.000 m., montre une grande régularité de composition et représente un dépôt tranquille, où les conglomérats sont rares et où, d'autre part, se rencontrent quelques niveaux d'eau douce à Ostracodes et *Anthracomya*. Elle renferme environ 45 veines, très régulières et constantes (représentant 6,5 % de la masse totale), de charbons contenant 30 à 38 % de matières volatiles (8.000 à 8.500 calories, 64 % de coke en moyenne). On y distingue un niveau inférieur (*couches de Rothell*, à *Sphenophyllum myriophyllum*), correspondant au sommet des couches d'Anzin et à celles de Charleroi, et un niveau supérieur (*couches de Salzbach*, à *Sphenopteris Sauveuri* et *Neuropteris Scheuchzeri*), contemporain des couches de Bruay et de l'assise du Flénu en Belgique.

2^o *Groupe des charbons flambants ou secs (assise de la Houe)*. Ce complexe, qui n'a pas d'équivalent dans le bassin franco-belge, où le Westphalien terminal est absent, représente une épaisseur de 500 à 1.000 m. de couches noires et grises renfermant 15 veines exploitables (3 à 7 % du total) de charbons contenant 35 à 42 % de matières volatiles (7.500 à 8.000 calories, 59 à 60 % de coke). Il se trouve divisé, par l'intercalation du *conglomérat de Merlebach* (30 à 200 m.), en une *zone des flambants inférieurs*, à *Pecopteris Defrancei*, comprenant 200 à 400 m. de couches relativement régulières et sans conglomérats, et une *zone des flambants supérieurs*, à *Myxoneura ovata*, formée de 300 à 600 m. de dépôts assez grossiers et irréguliers, renfermant de nombreux conglomérats et où la proportion de charbon peut varier de 20 % à des traces seulement.

Les caractères de cette zone supérieure et du conglomérat de Merlebach, auquel elle fait suite, témoignent évidemment d'une répercussion de la phase orogénique produite vers la fin

du Westphalien, qui a terminé l'histoire du bassin houiller *extra-hercynien* franco-belge, tandis que la sédimentation houillère a pu se continuer dans la ride *intra-hercynienne* à laquelle appartient le « bassin de la Sarre ». Il faut noter toutefois que la zone des flambants supérieurs est plus ou moins ravinée et peut même parfois avoir disparu sur l'axe de l'anticlinal de Sarrebrück, à Frankenholz (fig. 10), au-dessous du conglomérat de Holz, qui correspond à la base du Stéphanien, ce qui est une autre manifestation de la répercussion, dans la Sarre, de la phase orogénique de la fin du Westphalien par une ébauche de l'anticlinal de Sarrebrück.

II. **Stéphanien.** — Le conglomérat de Holz, d'une épaisseur extrêmement variable (1 à 100 m.), renferme des galets parfois énormes de quartzite dévonien sur le bord nord du bassin, où il est transgressif, de même que localement sur l'axe de l'anticlinal de Sarrebrück.

Le complexe des couches d'Ottweiler comprend 1.000 à 2.000 m. de schistes et grès rouges et verts, renfermant seulement, à la base et au sommet, 2 ou 3 veines exploitables de charbons à longue flamme. La flore, riche en *Pecopteris* (*arborescens*, *polymorpha*, *lamurensis*, *unita*) et sans *Mariopteris*, en fait l'équivalent de l'assise de Rive-de-Gier, c'est-à-dire des couches inférieures du bassin de Saint-Etienne. Toutefois, la continuité vers le haut avec l'Autunien permet de penser que peut-être les niveaux stéphanien plus élevés sont représentés dans les couches supérieures de la série d'Ottweiler.

III. **Autunien.** — Le phénomène houiller s'est encore quelque peu continué pendant le dépôt des couches de Kusel, formées de grès colorés avec schistes et minces lits de houille ; même les couches de Lebach renferment encore parfois une mince couche de houille à leur base.

• •

Le bassin houiller de la Sarre est un exemple des bassins *intra-hercyniens* qui, créés par le plissement hercynien lui-même pendant l'une de ses premières phases, se sont établis à l'intérieur de la zone plissée sur l'emplacement d'une ride synclinale. Celle-ci a été occupée par un lac recevant les eaux pluviales ou de fusion des neiges de toute une région monta-

gneuse avoisinante, en même temps que les matériaux détritiques, grossiers ou fins, provenant de la destruction des roches environnantes. Le phénomène houiller s'y est produit, au moins pour la plus grande partie, par le processus des deltas torrentiels, dans une dépression qui, d'autre part, s'affaissait progressivement par accentuation lente du plissement et qui, ainsi, a pu engouffrer des épaisseurs considérables de sédiments formés sous une épaisseur d'eau restant très faible, c'est-à-dire par le processus dit de *subsidence*. En tout cas, en ce qui concerne le bassin de la Sarre, il n'existe *aucun indice de pénétration marine* pendant la sédimentation de la formation houillère, suivant l'analyse détaillée qui en a été faite par P. Pruvost.

Certaines couches particulières rencontrées dans cette formation ont donné lieu à différentes interprétations au sujet de leur origine. Ces couches se montrent en niveaux très minces et réguliers, bien lités et continus, de cassure souvent conchoïdale et de couleur ordinairement claire, intercalés dans les couches sombres du Houiller, le plus souvent au toit d'une veine de charbon ; leur épaisseur varie de quelques centimètres à 1 m. 25. Ces roches, dénommées « *Tonsteine* » (c'est-à-dire roches d'argile) par les géologues allemands, renferment des débris végétaux *non écrasés* et conservés à l'état de moules revêtus d'une mince pellicule charbonneuse ; des variétés impures renferment des grains de quartz ou de pyrite, des rhomboèdres de sidérose ou des paillettes de mica.

A l'état pur, ce sont des silicates d'alumine pouvant contenir une très faible proportion d'alcalis ; ils ont été décrits par Pierre Termier comme des argiles cryptocristallines, renfermant de nombreux cristaux de leverriérite [2SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{H.K})_2\text{O}$]. La genèse de ces roches, dénommées « *gores blancs* » dans le bassin houiller de la Loire et « *gorlites* » par Paul Bertrand, a été controversée. Certains auteurs les ont considérées comme des roches éruptives d'épanchement ou des cinérites altérées, ou encore comme des cendres d'incendies de forêts houillères (J. de Lapparent) ; mais ces explications se concilient mal avec la grande extension horizontale que présentent ces couches. P. Pruvost, par contre, de même que l'a fait P. Termier, admet que ce sont des argiles sédimentaires, provenant du lessivage de roches cristallines ou éruptives émergées sur les terres voisines, déposées à une époque où la nappe d'eau du bassin était

le plus profonde et le plus calme. Il a constaté, en effet, dans la Sarre, que ces roches manquent totalement dans le faisceau des flambants supérieurs, où la sédimentation a été grossière, et que, d'autre part, elles s'associent à des gayets (charbons de spores) et même à des schistes bitumineux très fins à Ostracodes.

B) TECTONIQUE DU HOULLER SARROIS ET LORRAIN

Nous savons déjà que la région houillère exploitable de la Sarre correspond à une *allure anticlinale* des couches houillères, qui les amène à l'affleurement ou à faible pro-

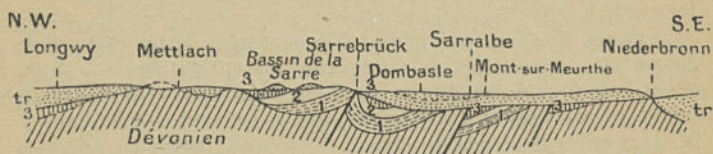


FIG. 11. — Coupe générale transversale de la Lorraine, entre Longwy et Niederbronn, d'après P. Pruvost.

1, Westphalien ; 2, Stéphanien ; 3, Autunien ; tr., grès triasique.

fondeur, tandis qu'à sa périphérie les couches houillères s'ennoient à trop grande profondeur pour être utilement recherchées, au moins dans les conditions économiques actuelles. En réalité, la Sarre fait partie d'une région beaucoup plus étendue vers le sud-est et affectée de dislocations ayant fragmenté en plusieurs bandes le Houiller, primitivement continu, qui se trouve caché sous une couverture discordante de grès rouges triasiques (fig. 11) dans le « *bassin lorrain* ». Dans toute cette région, ce sont les *anticlinaux* qui, ramenant le Houiller à faible profondeur, peuvent constituer des « *bassins houillers* ».

1° *Anticlinal de Sarrebrück*. — La zone d'affleurement du Houiller dans la Sarre est limitée, sur son bord sud, par un grand accident parallèle à l'axe de l'anticlinal et au sud duquel les couches productives disparaissent en profondeur (grande faille du Sud). Cet accident a été d'abord considéré comme une simple faille normale par les géologues allemands, dont l'opinion géné-

rale (exception faite pour Willert) était qu'il n'y a pas de failles inverses de quelque importance dans la Sarre, tandis que divers géologues français avaient indiqué cet accident comme plongeant au nord, ce qui en fait une faille inverse.

Par des travaux exécutés par l'Administration française des Mines de la Sarre, on a acquis la certitude que l'anticlinal de la Sarre (ou de Sarrebrück) est un pli dissymétrique faillé, à flanc sud vertical ou même renversé, étiré et recouvert par le flanc nord, qui a chevauché vers le sud au-dessus de lui (fig. 12, I). Même, à Bexbach, sur une longueur de 4 kilomètres, la « Grande faille du Sud » s'aplatit localement en dessinant, en plan, une forte avancée vers le sud, ce qui correspond alors à un important chevauchement dans cette direction, sous lequel le flanc sud du pli a entièrement disparu. De même, en cette région, des couches horizontales de la zone des charbons gras sont superposées sur plus de 2 kilomètres de distance aux couches d'Ottweiler.

Par conséquent, l'existence de *poussées au sud* est certaine en cette région pour les plis hercyniens, qui, bien qu'ébauchés à la fin du Westphalien, ne se sont définitivement formés qu'à la phase permienne. D'autre part, cette zone disloquée a pu, en certains points, rejouer à l'époque tertiaire, mais cette fois par la production de *failles directes* intéressant le Trias et dont la lèvre sud est affaissée.

2° *Bassin lorrain.* — Une structure analogue, toutefois moins chevauchante, se rencontre dans les concessions de Sarre-et-Moselle et de Petite-Rosselle, en se dirigeant vers la Lorraine. Le Houiller s'y présente affecté par un anticlinal distinct du précédent (*anticlinal de Merlebach*) encore dissymétrique et même légèrement renversé aussi au sud (fig. 12, II). Cet anticlinal se suit vers le NE jusqu'à la vallée de la Sarre, où il est relayé par celui de Sarrebrück, dont l'axe s'enfonce au SW, en passant au sud de celui de Merlebach. A Petite Rosselle, les deux anticlinaux coexistent, séparés par un petit synclinal (fig. 12, coupe 3).

Il est probable qu'il existe d'autres anticlinaux parallèles aux deux précédents, passant plus au SE et pouvant ramener, au-dessous de la couverture triasique, les couches de Sarrebrück à des profondeurs assez accessibles ; ces plis doivent vraisemblablement correspondre à un même style général, c'est-à-dire avoir la direction varisque SW-NE, être déversés au SE et parfois cassés en écailles (fig. 11).

Ces anticlinaux ont été recherchés par des sondages jusque sur

la rive gauche de la Moselle. C'est ainsi que le terrain houiller a

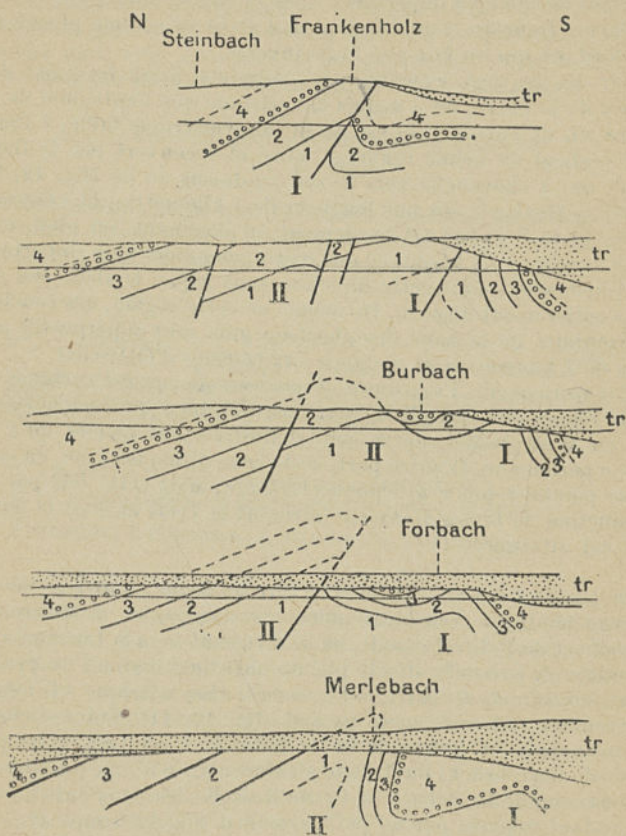


FIG. 12. — Coupes du Houiller de la Sarre et de Lorraine (d'après P. Pruvost), montrant le relaiement de l'anticlinal de la Sarre ou de Sarrebrück (I) par celui de Lorraine ou de Merlebach (II).

1, zone des charbons gras de Sarrebrück ; 2, 3, couches de la Houve, à charbons flambants ; 4, couches d'Ottweiler (Stéphanien) ; tr, grès rouge triasique.

été rencontré vers 1.000 mètres de profondeur dans plusieurs forages exécutés auprès de Pont-à-Mousson ; ces forages ont d'ail-

leurs atteint les flambants inférieurs et les charbons gras, c'est-à-dire le Westphalien sans ses termes supérieurs. L'axe de l'anticlinal ainsi reconnu, de direction SW-NE, passe entre Pont-à-Mousson et Nomeny ; il s'abaisse vers le NE et, au-dessous de Faulquemont, le Trias repose alors sur les flambants supérieurs, c'est-à-dire sur le Westphalien terminal, bordé au nord et au sud par les couches stéphanienues d'Ottweiler. Il paraît d'ailleurs probable que ce soit le même anticlinal qui se relèverait plus loin en donnant celui de Merlebach.

Au SE de Nancy, un forage a rencontré, à Dombasle, les flambants supérieurs et un autre, à Mont-sur-Meurthe, les couches d'Ottweiler, semblant correspondre aux deux flancs d'un anticlinal passant par Dieuze, Sarralbe et au sud de Sarreguemines, tandis que par cette dernière localité passerait un synclinal séparant cet anticlinal plus méridional de ceux de Sarrebrück et de Merlebach.

Il est intéressant de rappeler ici que la recherche en profondeur des anticlinaux du Houiller avait été fondée par R. Nicklès sur la notion de *plis posthumes*, c'est-à-dire sur la superposition probable des ondulations très faibles de la couverture de Trias et Lias aux plis plus accentués du substratum paléozoïque.

En résumé, il semble exister, dans le sous-sol lorrain, un *grand synclinorium westphalo-autunien, de direction hercynienne varisque*. Au nord, ses dépôts s'appuient transgressivement sur le Dévonien du massif rhénan de Trèves, affecté de plis aigus et déversés vers le nord ; mais sa limite méridionale est inconnue sous la couverture transgressive du Trias lorrain, du côté des Vosges.

Une phase préliminaire *anté-stéphanienne*, d'assez faible importance, corrélatrice du grand chevauchement frontal de la chaîne hercynienne au-dessus du bassin houiller du Nord, a produit un relèvement de la région orientale du bassin sarro-loirain, traduit par la discordance du conglomérat de Holz, ainsi que par l'ébauche de l'anticlinal de Sarrebrück, dont la tête a été érodée à Frankenholz, où ce conglomérat repose sur les flambants inférieurs et renferme, au voisinage, des blocs à peine dégrossis de « Tonstein » provenant de ces niveaux inférieurs, qui avaient donc été eux-mêmes partiellement érodés.

Mais la phase principale s'est produite *après l'Autunien* et antérieurement aux grès du Permien supérieur, discor-

dants sur les couches de Kusel et Lebach. Cette phase, qui ne peut être reconnue (ni non plus contredite) dans l'Ardenne, a donné naissance aux complications tectoniques principales ; elle a été accompagnée de quelques éruptions (rhyolites et surtout mélaphyres).

Enfin, une phase tardive, probablement d'âge tertiaire et contemporaine des dislocations du fossé rhénan que nous envisagerons plus loin, a donné naissance au réseau de failles qui découpent la couverture triasique et qui s'ordonnent suivant deux directions, l'une SW-NE se superposant aux accidents hercyniens, l'autre sensiblement perpendiculaire (Pl. V).

V. — LE MASSIF ARMORICAIN

Esquisse sommaire. — Le massif armoricain, tel que l'entendent les géologues, s'étend bien au delà des limites de la Bretagne proprement dite, qu'il déborde largement à l'est et au sud, depuis le Cotentin jusqu'en Vendée, englobant ainsi une partie de la Normandie, la Mayenne et l'Anjou. Il comprend l'important massif de terrains primaires plissés qui occupe l'angle nord-ouest de la France, se projetant en coin dans l'Atlantique par le Finistère. Sur cette grande étendue dominant surtout des schistes sériciteux, plus ou moins métamorphiques, dont l'âge réel est encore mal précisé en bien des points et qui ont été désignés par le terme provisoire et compréhensif de *Briovérien* (phyllades de Saint-Lô, schistes de Saint-Brieuc et de Rennes). S'ils doivent généralement correspondre à du *Précambrien* ou *Algonkien*, ils peuvent toutefois, dans certaines bandes, comme il sera indiqué plus loin, représenter jusqu'à du Dinantien. Les mêmes différences doivent aussi être considérées actuellement comme possibles en ce qui concerne l'âge réel des anciens sédiments ayant subi le métamorphisme plus intense qui les a amenés à l'état de *schistes cristallins* (micaschistes et gneiss). Leur rôle est d'ailleurs assez faible dans le massif armoricain et, à l'échelle de la petite carte de la Pl. III, ils n'ont pu être séparés du Briovérien, lequel est, d'autre part, percé par de nombreux et importants massifs granitiques et granulitiques figurés sur cette carte.

D'autre part, il existe une série de bandes synclinales, souvent très étroites, de terrains paléozoïques datés paléontologiquement et s'échelonnant du Cambrien au Carbonifère. Ces bandes, dont la disposition indique les grandes lignes de la structure, présentent des directions qui, partant du Finistère, y divergent de part et d'autre d'une direction W-E, depuis une orientation WSW-ENE (*direction du Léon*), dans le nord, jusqu'à WNW-ESE (*direction armoricaine*), dans le sud. Mais si cette dernière se poursuit dans la partie méridionale jusqu'en Vendée, la direction du Léon reste moins constante en allant vers l'est dans la partie septentrionale du massif armoricain, en sorte qu'au bord

oriental de celui-ci, avant que ses terrains primaires aient disparu sous la bordure de terrains secondaires du bassin parisien, la presque totalité de leurs plis présente la direction armoricaine (Pl. III).

Comme l'Ardenne, cet important fragment de la chaîne hercynienne est aujourd'hui réduit à l'état d'une *pénéplaine*, où ne se montrent que les lignes de relief correspondant aux affleurements de couches particulièrement dures et résistantes à l'érosion ou parfois à des dislocations, et son altitude oscille généralement entre 100 et 300 mètres.

En outre, sa surface porte les traces de quelques invasions marines d'âges divers, secondaires et tertiaires, dont les dépôts sont conservés en quelques-unes de ses parties.

* * *

L'extrémité occidentale du massif, dans le Finistère, présente, en première approximation, une structure géologique relativement simple, d'ailleurs traduite par la disposition topographique. On peut y distinguer, du nord au sud, les trois grandes unités suivantes :

1° Un *plateau septentrional* ou *plateau du Léon*, au nord de la rade de Brest et de la vallée de l'Elorn, où il est essentiellement formé par des schistes cristallins et des granites, classiquement considéré comme une aire anticlinale, trouve sa prolongation en mer par l'île d'Ouessant et les petites îles voisines (Molène, le Béniguet, etc.). Les directions structurales, marquées par les alignements des granites, y sont nettement WSW-ENE (*direction du Léon*).

2° Une région synclinale complexe, affectée de nombreux anticlinaux et synclinaux secondaires, envahie par la mer dans la rade de Brest et limitée au sud par la presqu'île de Crozon, est surtout constituée là par du Dévonien. Mais, parmi ses plis, les axes de la plupart s'élèvent vers l'est et les terrains anté-dévonien s'y montrent à leur tour, tandis qu'aux deux bords extrêmes du faisceau en question, certains plis s'approfondissent au contraire dans cette direction et le Dinantien y apparaît dans les synclinaux. C'est ainsi que, tandis que le bord sud du Pays de Léon était considéré comme formé par une bande de phyllades briovériens, suivie au sud par la première bande dévonienne de la

rade de Brest, il est maintenant reconnu (1) qu'il s'agit, en réalité, d'une *série synclinale dévono-dinantienne* se dirigeant, depuis Brest, par la vallée de l'Elorn, vers Morlaix ; ce *synclinal de Morlaix* a la direction du Léon WSW-ENE.

De même, les plis les plus méridionaux du synclinorium de la rade de Brest, avec une direction plus voisine de W-E, s'ouvrent rapidement dans la vallée de l'Aulne en formant l'important et large *bassin dinanlien de Châteaulin*, qui se raccorde par la zone très étranglée du *Menez Belair*, avec un nouvel élargissement au *bassin de Laval*.

3° Au sud de ce synclinorium et de la dépression médiane qui lui correspond dans le Finistère, vient une nouvelle région plus élevée (*plateau de la Cornouaille*), débutant par les Montagnes Noires et constituée de nouveau par des bandes alternantes de granites et de schistes cristallins, mais orientées suivant la *direction armoricaine*. Elle se termine vers l'Océan par la pointe du Raz et l'île de Sein, d'une part, et par la pointe de Penmarch plus au sud.

Mais cette disposition presque symétrique ne se poursuit guère plus à l'est. Si le plateau méridional se continue par le Morbihan et la Loire-Inférieure jusqu'en Vendée, montrant une direction armoricaine régulière de ses plis et une composition générale assez constante, il en est autrement pour la région septentrionale et la partie médiane du massif armoricain, où les directions des plis sont assez variables et empruntent tantôt l'orientation de ceux du Léon, tantôt la direction armoricaine, même suivant le trajet d'un même pli. D'autre part, les continuités tectoniques sont masquées dans la partie septentrionale entre le Finistère, es Côtes-du-Nord et la presqu'île du Cotentin, par la profonde avancée de la Manche dans les baies de Saint-Brieuc et du Mont Saint-Michel.

I. — LE SOCLE DE SCHISTES CRISTALLINS ET BRIOVÉRIENS

Il est bien établi actuellement que la première discordance existante dans le massif armoricain est celle qui résulte de la *phase tectonique cadomienne*, c'est-à-dire qui se place à la

(1) Cette découverte très récente, dont il sera question en détail plus loin, avec les conséquences qu'elle entraîne sur la composition et le plan de la série primaire dans le massif armoricain, a été signalée postérieurement à la mise en tirage du premier volume.

base du Cambrien, au-dessus du Briovérien constituant le socle général du massif. Jamais, en effet, on n'a observé de discordance, mais seulement un passage graduel, entre les schistes cristallins du Pays de Léon, de la Cornouaille et de la Vendée (gneiss et micaschistes) et les phyllades moins métamorphiques rangés dans le Briovérien.

Même, Ch. Barrois a démontré que des faisceaux de phanites charbonneux (I, p. 40) intercalés dans le Briovérien se suivent au travers de la séparation des deux séries adjacentes et se prolongent dans les gneiss par des couches où le carbone est cristallisé en graphite. Il a reconnu, d'autre part, au point de vue de la constitution générale du massif armoricain, que de telles bandes intercalées dans le Briovérien (actuellement reconnu dévono-dinan-tien) du synclinal de Morlaix et du Trégorrois, dans le nord du massif), correspondent entre Auray et Saint-Nazaire, au sud, à des bandes graphiteuses appartenant au complexe cristallin de la Cornouaille, autrefois classé dans le « terrain primitif ». De même, en Vendée, G. Mathieu pense démontré que « la plupart des gneiss y sont plus récents que le Briovérien et s'y sont formés *postérieurement à celui-ci*, aux dépens de niveaux différents de ce dernier » (duquel nous verrons plus loin qu'il peut être dévono-dinantien, ce qui en ferait des gneiss hercyniens).

Il faut d'ailleurs remarquer qu'au milieu des schistes briovériens d'âge précambrien authentique, recouverts par du Cambrien, il s'intercale un niveau de *poudingue de Gourin*, qui n'a jamais fourni de galets de gneiss et est exclusivement formé de débris de roches du Briovérien lui-même (ou de roches intrusives dans celui-ci), ce qui démontre bien que la gneissification n'est pas antérieure à ce poudingue.

Les gneiss armoricains, qu'on ne saurait donc aucunement qualifier « archéens », résultent simplement d'un *degré de métamorphisme général* plus accusé que celui qui est traduit par l'état des phyllades « briovériens ». Cette région du sol français paraît ainsi être l'une de celles où les diverses modalités de la genèse des schistes cristallins peuvent être suivies. En ce qui regarde l'âge de ce métamorphisme, il faut signaler que, dès 1927, Ch. Barrois avait émis l'idée que « *le gneiss de Brest doit être tenu pour carbonifère* », opinion confirmée tout récemment par la reconnaissance directe de l'âge dinantien du matériel sédimentaire aux dépens duquel il a été

formé, résultant des nouvelles observations de P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte qui vont être résumées plus loin. Ces trois auteurs ont ainsi énoncé la conclusion, d'ailleurs normale pour un massif hercynien, que « *en Bretagne, en tout cas, la formation du Cristallophyllien a pu se poursuivre sans arrêt depuis le Briovérien jusqu'au Carbonifère* ». Cette nouvelle conception entraînera toutefois d'importantes modifications en ce qui regarde la constitution et le rôle structural de certaines parties du massif armoricain.

* . *

Cela est le cas, en premier lieu, de la stratigraphie du *socle cristallin et « briovérien »*, percé de nombreux massifs granitiques, qui se montre partout où n'apparaissent pas à sa surface de témoins synclinaux de couches primaires pouvant débiter avec du Cambrien discordant et qui, pour cette raison, peut être qualifié, *en première approximation, socle antécambrien*, mais sous la réserve que, parmi ces terrains plus ou moins métamorphiques, certains peuvent localement englober jusqu'à du Carbonifère, comme il vient d'être indiqué.

Suivant la conception jusqu'à présent classique — et c'est, du moins, très probablement le cas dans la majeure partie du massif armoricain — les *phyllades briovériens* appartiennent à l'*Algonkien ou Précambrien*, le Cambrien débutant au-dessus d'eux par le *poudingue pourpre*, suivant la *discordance cadomienne* très apparente en de nombreuses localités de Normandie, de la Mayenne, etc.

Cependant, en 1928, Y. Milon ayant signalé des microfaunes dans des calcaires intercalés dans le Briovérien au-dessus du poudingue de Gourin, en deux localités, l'une *au Dourdu*, au nord de Morlaix, l'autre à *Saint-Thurial*, au SW de Rennes, il avait conclu que ces calcaires seraient *viséens*, ce qui entraînerait l'âge carbonifère des schistes briovériens avoisinants.

En ce qui regarde *Saint-Thurial*, ces calcaires se montrant au-dessous de Cambrien et Silurien, ceux-ci auraient appartenu, suivant F. Kerforne, à une « *nappe charriée de la Vilaine* », dont l'origine aurait été difficile à expliquer et qu'il y a lieu d'abandonner, car Ch. Barrois et P. Pruvost, ayant repris l'étude du calcaire de Saint-Thurial, ont conclu que sa faune n'est pas carbo-

nifère, mais plus ancienne. D'autre part, une étude comparative du Cambrien de Bretagne et de celui du Maine, les conduisit à admettre que *le poudingue de Gourin breton est l'équivalent du poudingue pourpré* habituel de la base du Cambrien, ce qui conduirait à subdiviser le Briovérien de Bretagne en deux séries : l'une inférieure à ce poudingue et anté-cambrienne (Algonkien) ; l'autre débutant par le poudingue de Gourin et comprenant les schistes briovériens supérieurs, qui pourraient appartenir au Cambrien, ainsi que le calcaire de Saint-Thurial qui s'y montre intercalé. Il faut d'ailleurs noter, en ce qui regarde cette attribution au Cambrien des schistes briovériens supérieurs au poudingue de Gourin, que, suivant une étude très récente de P. R. Giot sur le Briovérien au sud des Montagnes-Noires (Finistère et Morbihan), au voisinage même de Gourin le poudingue semble constituer « des accidents locaux et momentanés de sédimentation », correspondant à des arrivées, à diverses reprises, de matériaux plus grossiers, et que, d'autre part, ces intercalations dans le Briovérien présentent la direction W-E du plissement cadomien et non celle du Léon que montrent les terrains paléozoïques dans les Montagnes-Noires voisines.

Par contre, pour la faune du *Dourdu*, P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte, dans leur très récente étude du synclinal de Morlaix dont il a été question plus haut, ont reconnu que cette faune se trouve bien, comme l'a soutenu Y. Milon, dans les couches *carbonifères terminant la série dévono-dinantiennne des quartzophyllades de Morlaix*, dont la succession stratigraphique sera indiquée plus loin. Celle-ci, en particulier, comprend des intercalations très caractéristiques des phthanites charbonneux (*phanites de Lamballe*), dont il a été question plus haut et dont ces récentes constatations ont montré qu'elles ne doivent plus être considérées comme précambriennes ou cambriennes, ni même gothlandiennes, quoique le Gothlandien soit toutefois représenté par des schistes carburés.

Or, il est important d'indiquer qu'en Vendée, dans l'important mémoire antérieur dont il sera question plus loin, G. Mathieu a décrit un grand développement de telles intercalations de phthanites dans les schistes qu'il considère comme précambriens ; situées vers la base du Briovérien, elles permettraient pratiquement de tracer les lignes anticlinales. G. Mathieu avait d'ailleurs cru nécessaire de répondre à une objection possible, qui consisterait à considérer les phthanites de Vendée comme des dépôts d'âge gothlandien ou carbonifère ; mais, son argument décisif étant que « les

phanites de Vendée offrent donc exactement les mêmes conditions de gisement que la formation type des schistes à phanite de Lamballe », il semble maintenant qu'il y ait lieu de leur attribuer le même rajeunissement que pour ceux-ci, c'est-à-dire un âge *déconodinantien*.

II. — LES GRANDES DIVISIONS DU MASSIF ARMORICAIN

Ayant indiqué les modifications qui semblent bien actuellement s'imposer au sujet de l'âge des schistes cristallins et briovériens en certaines parties du massif armoricain, il me faut exposer sommairement la disposition et les caractères généraux des principales régions géologiques entre lesquelles peut se subdiviser ce grand massif à l'est du Finistère, qui nous a servi de point de départ.

A) **Région septentrionale.** — Cette région septentrionale, située au nord du grand synclinal carbonifère de Château-Laval, est essentiellement caractérisée par la direction du Léon sur la presque totalité de sa longueur.

1° Au nord du Finistère, le *pays de Léon proprement dit*, surtout formé par des schistes cristallins avec granites, dont l'âge réel et la signification structurale sont donc douteux si le gneiss de Brest est hercynien (pouvant correspondre à un axe géosynclinal et non à une aire géantyclinale), s'ennoe rapidement vers l'est sous les eaux de la Manche, où il semble que cette zone se retrouve à l'île de *Guernesey*.

2° Le *synclinal de Morlaix*, partant de Brest au bord de l'aire granito-gneissique du Léon, se poursuit au sud du massif granitique de Perros-Guirec, par Lannion et Tréguier, jusqu'à Paimpol, où il est coupé par la Manche, sous les eaux de laquelle il semble reparaître à *Jersey*. Dans la région à l'est de Morlaix et le *Trégorrois*, la série en question, dont la composition sera indiquée plus loin, s'enrichit à sa partie supérieure d'un important complexe *volcanique*, dont les coulées et tufs, les uns acides, d'autres basiques, alternent dans des schistes noirs et lydiennes, à lits graphiteux et aussi des poudingues et brèches. L'âge dinantien de cette partie supérieure, tout au moins, résulte de la découverte, indiquée plus haut, d'une microfaune dans des blocs calcaires empâtés dans la brèche du Dourdu, au nord de Morlaix, dont la signification avait été d'abord contestée et à laquelle viennent de se rallier P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte.

3° Au sud de ce synclinal et le séparant du bassin de Châteaulin, vient la région de *Penthièvre* où d'importants massifs granitiques formant deux rangées principales jalonnent deux aires anticlinales à noyau de Briovérien, entre lesquelles s'infiltré assez longuement vers l'est un synclinal de Dévonien formant la crête des monts d'Arrée. Le rivage occidental de la baie de Saint-Brieuc coupe l'aire septentrionale, tandis que celle qui vient au sud se prolonge dans le nord de l'Ille-et-Vilaine (*Poudouvre*), puis dans le *Bocage normand* jusqu'à la lisière du bassin parisien.

4° Dans le pourtour de la baie de Saint-Brieuc, le changement récent d'attribution des couches « briovériennes » du synclinal de Morlaix et du Trégorrois permet de penser qu'une semblable modification de l'âge du Briovérien de *Saint-Brieuc même* ou, tout au moins, d'une partie de celui-ci s'imposera probablement.

Déjà il a été reconnu que la portion du rivage oriental de la baie de Saint-Brieuc comprise entre le cap d'Erquy et le cap Fréhel est formée de *Carbonifère moyen ou supérieur* (Houiller subdivisé en *h²* et *h³*), très grossièrement détritique, discordant sur les formations antérieures. Or, celles-ci forment, sur la carte géologique, une ceinture entourant la baie de Saint-Brieuc et contrastant, *par leur allure et leur composition*, avec les bandes du Briovérien normal des régions environnantes. Les études récentes de Ch. Barrois, P. Pruvost et G. Waterlot y ont montré que cette ceinture est formée par les *schistes cornés d'Erquy*, avec un grand développement de roches dioritiques et amphibolites, formant anticlinal au travers des *phyllades de Saint-Lô* renfermant des intercalations de schistes noirs et lydiennes avec lits de graphite. Ceux-ci forment, en particulier, à l'ouest de la baie de Saint-Brieuc, un *synclinal d'Etables*, orienté NW-SE, autour de Binic, et il semble qu'ils peuvent être une *dépendance de la formation dinantienne du Trégorrois-Morlaix-Brest*, étalée en un faisceau de synclinaux divergents. Il est d'ailleurs important de remarquer que, dans une carte de Ch. Barrois (1938) où celui-ci a représenté l'allure des schistes graphiteux de Bretagne et où il a montré le parallélisme entre les faisceaux d'affleurements de cette formation graphiteuse, se correspondant dans le nord et le sud de la région, il a indiqué comme constituant *un même faisceau contourné* les phthanites « briovériens » d'*Erquy, Binic, Pontrieux, Lannion, Saint-Michel-en-Grève, Saint-Thégonec, Landerneau, Rade de Brest*.

La petite carte du massif armoricain (Pl. III) traduit cette corrélation, quoique encore un peu hypothétique, mais que je crois très probable, par le figuré spécial d'âge douteux.

5° La région de *Poudouvre*, au nord de l'Ille-et-Vilaine, représente la prolongation tectonique de plusieurs plis du faisceau synclinal du Finistère qui se détachent successivement, avec la direction du Léon, d'abord de la partie nord du bassin de Châteaulin, puis de la portion étranglée qui joint celui-ci à celui de Laval et ensuite de ce dernier. Mais ces synclinaux se relèvent rapidement vers l'est, en sorte que le Dévonien, le Silurien et le Cambrien n'y jouent qu'un rôle très faible par rapport au Briovérien et aux *massifs granitiques* qui le percent en formant des ellipses allongées suivant l'axe des anticlinaux, le tout étant traversé par de très nombreux *filons transversaux de roches basiques* (diabases, porphyrites, mélaphyres).

6° Il faut noter que, dès le nord de l'Ille-et-Vilaine, commence à s'esquisser le changement de direction des plis qui va se généraliser dans la *région normande paléozoïque* jusqu'au Cotentin, au nord, et jusqu'à May, Falaise, Argentan, Alençon et la vallée de la Sarthe, au sud. Une série de synclinaux siluro-cambriens, auxquels s'ajoute du Dévonien dans le Cotentin (Néhou) représentent la prolongation des plis du nord du Finistère, des Côtes-du-Nord et de l'Ille-et-Vilaine, dont il vient d'être question et qui se sont perdus, avec la *direction du Léon*, sous les eaux de la Manche, desquelles ne sortent, sur leur trajet, que des témoins de cette continuité primitive dans les îles anglo-normandes.

Mais la direction du Léon disparaît immédiatement, ou presque, dès qu'on rencontre ces plis dans le sol normand et on les y voit tourner graduellement à l'E, puis à l'ESE, en prenant la *direction armoricaine* avant de s'enfouir sous les terrains secondaires du bassin parisien. Cependant on voit encore auprès d'Alençon se terminer sans avoir pris cette direction franchement armoricaine un synclinal détaché, à la Baconnière, du bord nord du bassin de Laval et dont le trajet passe par Mayenne. De même, le synclinal des Coëvrons, près de Sillé-le-Guillaume, présente encore la direction du Léon avant de s'enfoncer sous la bordure jurassique du bassin parisien, ainsi d'ailleurs que la terminaison de l'affleurement du Dévonien en son bord septentrional.

F. Kerforne a admis que les plis du Léon seraient des *plis calédoniens tardifs*, formés tantôt après le Coblentzien ou le Givétien, tantôt même au Famennien, suivant que le Dévonien s'y termine plus ou moins tôt. Il semble plus probable, étant donné le passage avec raccordement graduel d'une direction à l'autre dans la région normande, que la production de ces plis y ait eu lieu simultanément à la fin du Dévonien, ayant épousé localement une disposition calédonienne antérieure, suivant la direction du Léon.

Il importe, à ce sujet, de remarquer qu'en 1939, F. Pruvost et G. Waterlot sont arrivés à la conclusion qu'aucun dépôt attribuable paléontologiquement au Silurien n'existe au nord d'une ligne allant de Brest à Dinan, les grès qui y sont rangés dans les grès armoricain appartenant à la série dévono-dinantienne dont il a été question. Dans cette partie du nord-ouest de la Bretagne, au NW du grand synclinal axial, s'est produite une transgression du Dévonien inférieur sur un massif évidemment dû au plissement calédonien et vraisemblablement orienté suivant la direction du Léon, tandis que le Silurien existe dans les synclinaux du faisceau normand et que sa continuité avec le Dévonien est constatée à l'est dans la Mayenne et partout sur le bord sud du grand synclinal médian et sur le bord nord de celui d'Ancenis.

D'autre part, nous verrons qu'il existe une indépendance marquée entre le Dévonien et le Dinantien, traduisant une période de plissement et d'émersion intermédiaire en beaucoup de points, même dans les synclinaux.

B) **Région médiane.** — 1° Le faisceau synclinal constitué par les synclinaux les plus méridionaux du bassin dinantien de Châteaulin, qui va s'étaler à l'est dans le bassin de Laval, dont la série stratigraphique et la structure assez simple (fig. 16) seront indiquées plus loin, montre des dislocations considérables dans la région intermédiaire du Menez Belair, où cependant Ch. Barrois a indiqué la continuité des deux synclinaux de Gahard et de Liffré, communs aux deux bassins extrêmes. Mais il a admis que ces deux synclinaux auraient été découpés, par une série de failles inclinées et parallèles, en de minces tranches qui auraient très fortement joué plus ou moins obliquement les unes par rapport aux autres, sur une hauteur d'un ordre de grandeur incomparablement supérieur à celle suivant laquelle peuvent être faites les observations en cette région péninsulaire. Il semble plus vraisemblable que ces dislocations

traduisent un extrême écrasement de ce faisceau par une avancée vers le nord du bord de la région suivante, qui le borde au sud.

2° Au sud du faisceau synclinal précédent vient une zone d'abord très étroite dans le Finistère, où elle correspond à la baie de Douarnenez, et qui s'étale ensuite plus largement entre le trajet assez sinueux du synclinal médian et celui, très rectiligne et divergent, du faisceau armoricain méridional. C'est, d'abord, le *plateau de Rohan*, formé par les schistes de Rennes briovériens, d'ailleurs accidentés par quatre traînées principales d'ellipses granitiques encore allongées suivant la direction du Léon. C'est dans cette région que se trouve le calcaire de Saint-Thurial dans la partie supérieure de ces schistes, qui semble devoir rentrer dans le Cambrien. Cette attribution permet d'expliquer qu'on ait admis antérieurement que la couverture de Silurien, constituant trois synclinaux principaux dans la partie sud-est de cette région, dénommée *plateau de Bain*, repose souvent sur les schistes briovériens par un Cambrien réduit ou même absent, puisque celui-ci pourrait se trouver, en partie tout au moins, compris dans les schistes attribués à l'Algonkien (1).

La coexistence des deux directions structurales du Léon et armoricaine, qui s'entremêlent dans le Bocage normand et le nord de Mayenne, ne dépasse généralement pas vers le sud le synclinal médian précédent. Toutefois, si les synclinaux cambro-siluriens du plateau de Bain montrent dans l'ensemble une direction armoricaine typique, la terminaison du plus septentrional (synclinal de Poligné) présente une série d'ondulations ayant la direction du Léon, qui accidentent son orientation générale. Cette disposition s'étend même encore un peu au synclinal silurien suivant (synclinal de Segré) vers sa terminaison occidentale. D'autre part, l'allongement des massifs granitiques perçant les schistes briovériens dans la partie occidentale du plateau de Rohan se fait aussi suivant la direction du Léon. Par contre, plus au sud, les longs synclinaux d'Angers, puis d'Ancenis, qui accidentent le prolongement du plateau méridional du Finistère, ne montrent

(1) Dans une étude très récente de Ed. Bolelli sur la tectonique du contact Briovérien-Cambrien du flanc nord des synclinaux au sud de Rennes, est indiqué un jeu particulier d'accidents de couverture entre les deux séries discordantes ayant dû se produire lors de la phase hercynienne.

plus de répercussion de la direction du Léon sur le faisceau d'orientation armoricaine.

C) **Région méridionale.** — 1° *La zone de la Cornouaille*, qui se poursuit depuis la pointe du Raz dans la direction de l'ESE jusqu'à Angers en s'étalant notablement, correspond à un faisceau de plis très serrés, de *direction exclusivement armoricaine*, quoique graduellement divergents de l'ESE au SE. D'autre part, lorsqu'on la suit de l'ouest à l'est, elle montre une variation progressive des terrains affectés par ses plis, cette variation pouvant s'expliquer par un desserrage et un abaissement graduel et commun des axes des plis par rapport à la surface d'érosion, ayant permis la conservation de couches de plus en plus récentes dans les synclinaux et inversement amenant la disparition graduelle des éléments plus anciens ou simplement plus métamorphiques qui constituent les axes des anticlinaux.

C'est ainsi que dans le plateau de *Cornouaille*, dans le sud du Finistère, il n'existe que des gneiss alternant en bandes serrées avec des granites (à l'exception d'un étroit synclinal indépendant de Houiller stéphanien, dont il sera question plus loin) ; que dans le Morbihan, les synclinaux sont déjà plus ouverts et les gneiss et micaschistes plus abondants ; que dans le nord de la Loire-Inférieure sont conservés, au-dessus des micaschistes, les terrains qui s'étalent ensuite davantage vers l'est dans les *synclinaux d'Angers et d'Ancenis*, où se rencontrent les dépôts primaires jusqu'au Dinantien, et que même il existe du Westphalien, au moins du Namurien, dans le second.

Il paraît d'ailleurs permis actuellement, en raison de la nouvelle conception de P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte indiquée plus haut au sujet de l'âge des schistes cristallins du Léon, de faire l'*hypothèse* que l'axe granito-gneissique de la Cornouaille et son prolongement en Vendée, au lieu de correspondre aux formations paléozoïques les plus anciennes, pourrait, au contraire, appartenir à la *région axiale, d'enfoncement maximum, d'un géosynclinal pré-hercynien* ayant existé au Dinantien, la gneissification et les montées granitiques connexes ayant atteint jusqu'aux couches carbonifères. Une telle modification du plan structural du massif armoricain, pour ainsi dire symétrique de celle que les auteurs précités viennent d'admettre dans le nord du massif pour le géosynclinal du Léon, conduirait à admettre

l'existence de *trois faisceaux de synclinaux carbonifères divergents à partir du Finistère*. On peut d'ailleurs remarquer que, si cet axe perdrait ainsi, si cette hypothèse se vérifiait, le caractère classique d'une *aire anticlinale*, il n'y aurait pas même de contradiction, en réalité, entre une *disposition anticlinale des couches et leur situation initiale suivant l'axe d'un géosynclinal*. D'autre part, ajoutons que, dans des séries devenues *isoclinales*, il est souvent fort délicat et incertain de distinguer les anticlinaux et les synclinaux.

Me bornant à cette suggestion hypothétique en ce qui concerne les schistes cristallins, j'ai cru toutefois pouvoir, sur la petite carte de la Pl. III, attribuer à la bande du « Briovérien » qui longe vers le sud l'axe cristallin de la Cornouaille un âge douteux et probablement dévono-dinantien, c'est-à-dire contemporain de celui des couches du synclinal de Morlaix et du Trégorrois, comme il va être indiqué plus loin. Je remarquerai simplement que la correspondance hypothétique de l'axe gneissique et d'une zone géosynclinale axiale pourrait alors entraîner une même modification pour une partie du « Briovérien » avec bandes de phanites qui longe cet axe au NE.

Il serait logique d'envisager dès maintenant la prolongation de la zone de la Cornouaille au sud de la vallée de la Loire, en Gâtine et dans le Haut Bocage vendéen. Mais, et de même pour la zone côtière qui va suivre, il me paraît provisoirement préférable de ne pas fragmenter l'exposé relatif à l'ensemble du massif vendéen, qui a fait l'objet des études très récentes de G. Mathieu.

2° *Région côtière du Morbihan et de la Loire-Inférieure (pays de Guérande)*. — Immédiatement au sud de l'aire granito-gneissique dont il vient d'être question, la *région côtière du Morbihan*, puis le *pays guérandais*, dans la Loire-Inférieure au nord de l'estuaire de la Loire, sont constitués, avec des massifs de granite, par les phyllades « briovériens » contenant de nombreuses intercalations de phyllades graphiteux que, dans une note de 1938 relative à ces roches, Ch. Barrois a figurées comme correspondant à celles de la bande Brest-Morlaix-Trégorrois-Lamballe-Baie de Saint-Brieuc. Aussi, comme celles-ci, peuvent-elles être maintenant considérées comme n'étant probablement pas précambriennes, mais plutôt dinantiennes, de même peut-être que celles aux dépens desquelles le métamorphisme général a produit les schistes cristallins de la Cornouaille,

Il est d'ailleurs intéressant de remarquer que les nombreuses intercalations de phtanites et de lames granitiques pincées dans les schistes en question de l'étroite bande qui, de la côte du Finistère au sud de Quimperlé, passe par Lorient et Auray pour s'élargir à la mer intérieure du Morbihan et s'étaler à la presqu'île de Ruis, d'où elle est coupée sur toute sa largeur par l'embouchure de la Vilaine, ainsi que celles de ces lames étroites de phtanites qui ont été respectées par la montée granitique du massif qui forme le rivage depuis l'anse du Pouldu, ont une orientation très uniforme WNW-ESE. Par contre, à partir de l'embouchure de la Vilaine, si la même direction (déviée au NW-SE) des phtanites se rencontre encore dans deux traînées d'îles perçant la partie orientale de la Grande Brière, tout le pays de Guérande à l'ouest de cette énorme tourbière est sillonné de phtanites d'une *orientation WSW-ENE*, depuis une longue traînée d'Herbignac à la Pointe de Piriac jusqu'à Escoublac et même en enclaves dans le massif granitique de Guérande (fig. 13), ce qui traduit une *allure tectonique très différente de celle du faisceau armoricain de la Cornouaille*, changement que nous retrouverons d'ailleurs après l'embouchure de la Loire dans le bas pays vendéen.

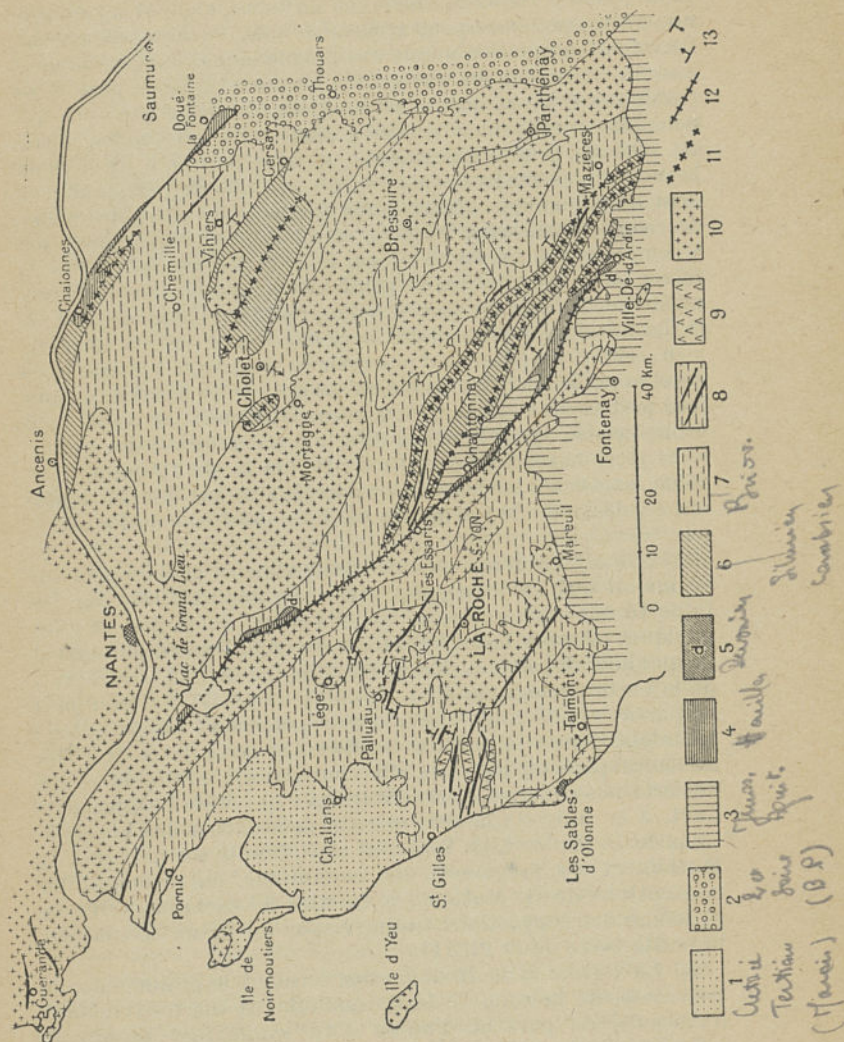
Cette zone côtière située au nord de la Loire est limitée topographiquement, de Chantenay à Saint-Etienne-de-Montluc, Savenay et le voisinage de Pont-Château, par un escarpement presque rectiligne, de 60 à 90 mètres de haut (dont la ligne de Nantes à Quimper longe le pied sur ce trajet), connu sous le nom de *Sillon de Bretagne* et marqué par un filon de quartz qui se suit beaucoup plus loin vers l'WNW jusqu'à Rosporden sur 190 kilomètres de long.

Cet accident est considéré, classiquement, comme étant simplement une faille verticale de faible dénivellation ; mais si le bas

FIG. 13. — Carte structurale du massif primaire de Vendée, d'après G. Mathieu (1937).

1, Crétacé et Tertiaire du marais de Challans ; 2, Secondaire et Tertiaire du bassin de Paris ; 3, Jurassique de l'Aquitaine ; 4, Houiller ; 5, Dévonien ; 6, Synclinaux de Silurien et Cambrien ; 7, Phyllades et schistes séricitiques (Briovérien) ; 8, Phtanites et ampélites (dans les anticlinaux) ; 9, Rhyolites ; 10, Roches intrusives et gneiss ; 11, Axes des synclinaux primaires ; 12, Faille inverse de Chantonay ; 13, Plongement des phyllades.

Nota. — Cette légende de G. Mathieu ne tient naturellement pas compte de la suggestion indiquée plus haut et plus récente au sujet de l'âge des phyllades du Bas Bocage.



pays côtier est formé de Dinantien métamorphique et si l'axe granito-gneissique correspond réellement à des terrains très anciens, l'accident en question aurait une grande importance, en rapport avec sa continuité sur une grande longueur. D'autre part, il ne paraît pas douteux que, si cet accident, de même que ceux que nous allons trouver en Vendée presque dans son prolongement, est bien de genèse hercynienne, d'autre part il a dû rejouer beaucoup plus tardivement, comme eux. En effet, il paraît évident qu'une simple dénivellation *hercynienne*, entre des roches de compositions assez voisines, aurait disparu entièrement par le simple jeu de l'érosion. Or, sur la lèvre abaissée au pied de la falaise on a rencontré, en de nombreux points, des fossiles céno-manien silicifiés, non usés ni roulés, résultant manifestement de la dissolution sur place d'une ancienne couverture de Cénomaniens; celui-ci ne paraissant pas avoir eu son rivage à la falaise en question, la faille ayant donné naissance à cette dernière a donc joué postérieurement au Cénomaniens. D'ailleurs, les dislocations de la Vendée ayant la même direction ont affecté aussi les terrains secondaires transgressifs du Poitou et de l'Aquitaine, et même les couches tertiaires jusqu'après le Pliocène, dont les dépôts ont été dénivelés de 100 mètres par l'une des failles du Poitou.

3° *Massif vendéen*. — Les connaissances géologiques sur ce massif ont été beaucoup précisées, depuis 1937, par les importantes recherches de G. Mathieu, qui a pu trouver quelques niveaux fossilifères dans un complexe en paraissant jusqu'alors dépourvu. En particulier, la feuille « Nantes » de la carte géologique au 1/320.000, due à G. Mathieu pour la partie vendéenne, apporte des précisions importantes; toutefois, depuis la publication de cette carte datée de 1940, les conséquences logiques du changement probable d'âge de certaines couches « briovériennes » qui a été indiqué plus haut, à la suite de la très récente publication des observations de P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte sur la région de Morlaix et du Trégorrois, me conduisent, en résumant les conceptions de G. Mathieu, à émettre ici certaines réserves et même des suggestions traduites par un figuré spécial sur la petite carte de la Pl. III.

A) La *Gâtine* et le *Haut-Bocage* forment le prolongement, très étalé, de la zone de la Cornouaille au sud du synclinal d'Ancenis, de part et d'autre d'un « *anticlinal médian* », à noyau surtout formé de granites, diorites et gabbros

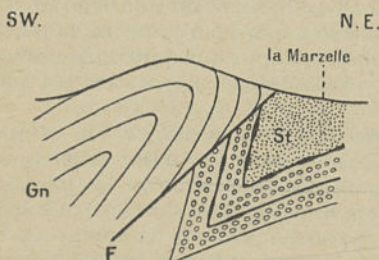
et qui, partant de Nantes à la Loire, passe par Clisson, le sud de Mortagne, Bressuire et Parthenay, suivant une direction NW-SE (fig. 13), avant de s'enfoncer sous les couches secondaires et tertiaires du détroit du Poitou. Cet anticlinal médian, au sujet duquel peut se poser la même question que pour l'axe granito-gneissique de la Cornouaille, est bordé au NE (*Gâtine*) par un » *synclinorium de Cholet* », où s'étaient largement les phyllades du « Briovérien », avec alignements NW-SE de quartzites avec bandes de phanites, dont l'âge peut donc être considéré comme douteux. A partir de Cholet, vers le SE, du Cambrien et du Silurien (fig. 13) ont été reconnus par G. Mathieu, marquant pour lui la partie la plus profonde de ce synclinorium, mais dont la signification serait différente si les phyllades encaissants étaient plus récents.

Au flanc opposé du grand anticlinal médian, entre celui-ci et un axe granito-gneissique bordant l'estuaire de la Loire depuis Saint-Brévin et Paimbeuf, se rencontre le *synclinorium de Chantonnay*, qui apparaît au NW du lac de Grandlieu et est plus complexe qu'on l'avait cru, du moins en sa partie sud-est. On savait déjà qu'au travers du massif vendéen se trouve un fossé, de direction armoricaine, dans lequel ont été préservés de l'érosion les dépôts d'une série de petits bassins houillers alignés, depuis des témoins isolés de grès houillers au bord du lac de Grandlieu, puis dans le petit bassin houiller de Chantonnay et ensuite dans celui de Vouvant et de Saint-Laurs, jusqu'à la bordure de terrains secondaires de l'Aquitaine. Ce *fossé houiller*, où dominent des dépôts westphaliens, mais accompagnés de Stéphanien discordant (fig. 17), est le pendant de celui d'Ancenis (fig. 13), sous la différence que, dans celui-ci, le Westphalien fait suite à du Culm dinantien, au lieu de reposer sur du Briovérien (lequel est toutefois peut-être dinantien).

Ce Houiller est recouvert, au bord nord-est du bassin de Chantonnay, puis entièrement masqué sur une longueur d'environ 12 kilomètres, entre ce bassin et celui de Vouvant, par des dépôts du *Lias moyen au Callovien*, provenant d'une transgression venue de l'Aquitaine, qui a dû s'étendre sur une bonne partie de la Vendée. Il était admis autrefois que ces couches ont été préservées de l'érosion grâce à leur affaissement suivant un « fossé d'effondrement » encadré entre deux failles se faisant face et résultant d'un jeu du fossé

houiller. Mais les observations de G. Mathieu ont reconnu que la structure se montre beaucoup moins simple que cette conception classique.

En effet, la *faille de Chantonnay*, qui longe le bord SW du Houiller, est une *faille inverse*, dont le chevauchement se fait au NE (fig. 14) et qui, se suivant sans interruption depuis au moins le nord-ouest du lac de Grandlieu jusqu'à la limite de l'affleurement du socle hercynien au SE et des couches secondaires de l'Aquitaine, constitue donc un accident important de la tectonique du



Gn. Gneiss granitique — St. Stéphanien

FIG. 14. — Coupe de la faille inverse de Chantonnay, d'après G. Mathieu.

(fig. 13), il fait évidemment partie d'un faisceau d'accidents isoclinaux très nets et alternativement anticlinaux et synclinaux, faisant apparaître au milieu des schistes « briovériens » des bandes étroites de Cambrien et Silurien, qui compliquent la structure du synclinorium de Chantonnay. Il faut toutefois remarquer — et cela n'avait pas échappé à G. Mathieu, qui n'a pris position que par la comparaison de ce qui se voit dans le fond de vallées très peu profondes et sur les croupes intermédiaires — que dans une telle disposition isoclinale de lames comportant nécessairement des étirements, il n'est pas toujours facile de distinguer les anticlinaux des synclinaux, en l'absence de charnières *visibles*, et qu'il a été souvent nécessaire, dans des cas analogues, d'intervertir des relations stratigraphiques pourtant classiques.

Dans le cas particulier, il ne paraît nullement exclu de considérer comme possible que les lames cambro-siluriennes en question, au lieu de constituer des *synclinaux* au milieu de schistes

massif vendéen ; par contre, la faille du bord NE du témoin de Jurassique qui recouvre le Houiller de Chantonnay n'est qu'un accident d'importance accessoire et vraisemblablement plus tardif que le précédent.

Lorsque ce chevauchement apparaît vers le SE au contact du Houiller de Vouvant et de Saint-Laurs

alternant avec des bancs de quartzites charbonneux *et d'âge briovérien anté-cambrien*, formeraient des *anticlinaux* très étirés perçant au travers de *schistes dévono-dinantiens*, prolongeant ceux de la bande côtière du Morbihan et de la Grande Brière, ainsi que cela a été figuré dubitativement sur la Pl. III pour le synclinorium de Chantonay (mais non pour l'axe médian vendéen et le Choletais, où cela eût été trop hypothétique). Il est important, en tout cas, de remarquer que ces accidents disparaissent successivement et très obliquement au NW, au contact du chevauchement de l'axe gneissique sur le Houiller, en sorte qu'au lac de Grandlieu, le synclinorium de Chantonay est réduit à une faible largeur du « Briovérien » que l'on peut considérer comme douteux et à de petits témoins du Houiller, que G. Mathieu admet comme ayant été formé dans une dépression lacustre, quoique portant la trace d'importants mouvements entre le Westphalien et le Stéphanien, entièrement discordants (fig. 17).

Parmi les très rares affleurements de *calcaires marmoréens* existant dans le massif vendéen, on connaît un *marbre givétien* fossilifère à La Ville-Dé d'Ardin, sous l'affleurement du Houiller de Saint-Laurs, au bord du Jurassique de l'Aquitaine, et très probablement un autre marbre de même âge, aussi exploité à la base du Houiller entre les Essarts et le lac de Grandlieu (fig. 13). En outre, en diverses localités de la région côtière et du Bas Bocage, dont il va être question, il existe des *cipolins* au sommet du « Briovérien », d'âge douteux.

B) *Bas-Bocage et zone côtière*. — Le chevauchement de Chantonay est longé au SW par un axe anticlinal gneissique étroit qui s'incurve vers l'WNW, puis l'W, au bord sud de l'estuaire de la Loire, de façon à se terminer à Saint-Brévin, en face de Saint-Nazaire, sans prolongation dans le pays guérandais où se montre une direction si anormale des plis, réapparition de celle du Léon, en sorte que la région qui borde immédiatement au SW cet axe gneissique dans le Bas-Bocage est la prolongation du pays guérandais, avec un grand développement des *phanites carburés*. Cet axe gneissique, qui constitue la limite du Bas-Bocage et le sépare du synclinorium de Chantonay, se suit au SE par les Essarts, Mervent et Rochechouart, dans la direction du *pli de Montalbert*, dont il sera question dans le nord de l'Aquitaine.

Il est important de constater que le Bas Bocage, avec la région côtière de Saint-Gilles et des Sables-d'Olonne, pré-

sente des conditions structurales très différentes de celles qui viennent d'être indiquées pour le Haut Bocage. Au lieu des longs plis parallèles, avec failles d'étirement, du synclinorium de Chantonnay, la série « briovérienne » qui occupe la majeure partie de cette basse région se montre *subhorizontale dans l'ensemble*, mais avec une allure de détail très tourmentée, sans synclinaux profonds où soit conservé du Cambrien (si l'on admet, avec G. Mathieu, que le Briovérien y est précambrien) et seulement avec de larges ondulations anticlinales marquées (avec cette attribution d'âge) par les répétitions des bandes de phtanites (fig. 13). Les directions de ces dernières sont, le plus souvent, voisines de W-E, donc *bien différentes de la direction armoricaine et très voisines de la direction du Léon* qui se montre dans le pays guérandais.

D'autre part, les rhyolites intercalés dans le Briovérien, ainsi que les gneiss et le granite de Mareuil, montrent au microscope les traces d'un intense écrasement.

Cette zone très particulière, dénommée par G. Mathieu *synclinorium de Luçon* et dont le prolongement au NW doit, après le pays guérandais et l'embouchure de la Vilaine, passer au large de la côte bretonne, est limitée au SW par un axe anticlinal parallèle à celui qui la borde au NE, jalonné par les gneiss de l'Île d'Yeu et le petit massif côtier des Sables-d'Olonne. Cet anticlinal se prolonge en Aquitaine par Saint-Jean-d'Angély et, au delà de la vallée de la Charente à Angoulême (fig. 27), par le long pli du dôme de Mareuil et de Meyssac qui constitue l'un des accidents majeurs de la structure du nord de l'Aquitaine. A la zone synclinale de Luçon correspond, en Vendée, la dépression du *marais de Challans*, avec des dépôts crétacés et tertiaires (fig. 13); puis vient celle du *marais poitevin*, dans la région de terrains secondaires de l'Aquitaine. Elle doit se prolonger ensuite par le bassin houiller et permien de Brive, correspondant ainsi à l'un des traits principaux de la tectonique hercynienne et à l'ennoyage qui, à partir du Stéphanien, a isolé la Montagne-Noire du Massif Central.

Quant à la direction si spéciale des ondulations des couches dans le Bas Bocage, G. Mathieu n'a pu décider si elles sont, ou non, contemporaines des plis hercyniens armoricains qui affectent le Dévonien et le Dinantien, pour la raison qu'elles « ne se montrent que dans des couches antérieures au Dévonien ». Mais l'assimilation, aujourd'hui très vraisemblable,

du remplissage de ce synclinal, avec son important développement de *phlanites charbonneux* et aussi d'*éruptions rhyolitiques*, à la série dévono-dinantienne du synclinal de Morlaix et du Trégorrois, lèverait cette difficulté. Toutefois, dans la portion du domaine hercynien qui constitue le pays guérandais et le bas-pays vendéen, la direction des plis montre une réapparition, après la traversée du faisceau essentiellement armoricain de la Cornouaille et du haut pays vendéen, de la *direction du Léon* qui était restée dominante jusque dans la partie SW du plateau de Rohan et qui semble bien traduire une répercussion posthume de plissements calédoniens dans la partie nord-ouest du massif armoricain.

. . .

En résumé, après la discordance générale *cadomienne* de la base du Cambrien, puis celle *calédonienne*, plus locale, marquée par l'absence du Silurien et la transgression du Dévonien inférieur dans le nord de la Bretagne proprement dite, tandis qu'il existe un passage direct du Silurien au Dévonien dans les parties centrale et orientale du massif armoricain, la tectonique de celui-ci est essentiellement *hercynienne*, comprenant la trace de mouvements (fig. 17) entre le Dévonien et le Dinantien, puis entre le Namurien et le Westphalien proprement dit, et ensuite lors de la phase classique anté-stéphaniennne. En outre, ce massif a subi des répercussions des phases orogéniques plus récentes, ainsi que nous le constaterons pour les couches secondaires et tertiaires sous lesquelles les terrains anciens disparaissent en sa bordure orientale et méridionale.

III. — LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE DU SOCLE ANTÉ-CAMBRIEN

1^o **Cambrien.** — Ainsi que nous l'avons vu, cette couverture débute normalement par du Cambrien. Mais celui-ci n'a d'ailleurs été défini, pendant longtemps, que par sa position stratigraphique, résultant en particulier de la coupe classique de *May*, au sud de Caen, où il repose en discordance sur le Précambrien redressé par le plissement cadomien. Débutant par des poudingues pourprés et des grès grossiers

rouges, il se continue par des schistes rouges avec lentilles calcaires (calcaire de Laize ou de Caumont), sans fossiles, et se termine par des grès feldspathiques et des schistes. Cette succession ne permettait pas un parallélisme précis avec les régions classiques du Cambrien, jusqu'à la découverte assez récente, par A. Bigot, de Trilobites (*Ptychoparia*) et d'*Archæocyathus* dans les schistes et calcaires de Carteret (Manche). Cette découverte vint à l'encontre d'une opinion antérieurement émise par F. Kerforne, suivant laquelle le Cambrien du massif armoricain ne débiterait que par des couches équivalentes de celles de Tremadoc.

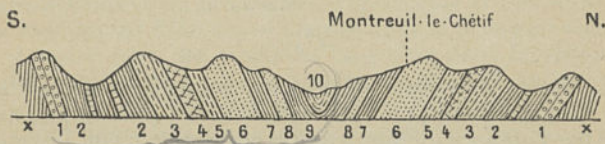


FIG. 15. — Coupe transversale de l'extrémité orientale des Coëvrons, d'après D. et P. Ehlert.

x, Briovérien ; 1, poudingue pourpré ; 2, schistes et grès à Lingulelles, avec calcaires siliceux et magnésiens ; 3, grès de Sainte-Suzanne ; 4, brèches pétrosiliceuses, arkoses et tufs porphyriques ; 5, psammites et grès ferrugineux ; 6, grès armoricain ; 7, schistes d'Angers ; 8, grès de May ; 9, schistes de Riadan ; 10, Gothlandien.

La région des *Coëvrons*, près de Sillé-le-Guillaume, présente un intérêt particulier, en raison de l'intercalation de *produits éruptifs* dans le Cambrien, lequel a fourni, d'autre part, un certain nombre de fossiles appartenant, pour la plupart, au groupe des Lingules. Suivant la succession classique, établie par D. et P. Ehlert (fig. 15), au-dessus du poudingue pourpré habituel, discordant sur le Précambrien, puis de schistes, grès et quartzophyllades à *Lingulella*, avec calcaires siliceux et magnésiens, et ensuite du grès de Sainte-Suzanne à *Dinobolus*, vient, en effet, un grand développement de *brèches pétrosiliceuses*, très exploitées pour l'empierrement, qui correspondent principalement à des porphyres, mais aussi à des roches moins acides (orthophyres et porphyrites), et qui sont accompagnées de poudingues à galets de porphyre, surmontées par une arkose feldspathique et des tufs porphyriques. Au-dessus de ce complexe éruptif, le Cambrien se termine par des grès psammites à Lingules (*Thomasina Criëi*) accompagnés de schistes violets, puis par le

grès ferrugineux de Blandouet, à très petites *Lingulella* aff. *Nicholsoni*. Il a été admis par D. et P. Ehlert que le grès de Sainte-Suzanne marquerait la base de l'Acadien, les couches inférieures correspondant au Géorgien.

En Bretagne, on a pensé pendant longtemps que la base du Cambrien est constituée par le *poudingue de Montfort*, atteignant jusqu'à plus de 500 m. de puissance à Montfort-sur-Meu et surmonté par des schistes pourprés. Mais Ch. Barrois et P. Pruvost admettant maintenant que la base du Cambrien y est représentée par le poudingue de Gourin et l'ancien Briovérien supérieur, dans cette interprétation le poudingue de Montfort équivaut au grès de Sainte-Suzanne.

Dans le *massif vendéen*, G. Mathieu a attribué au Cambrien, dans le synclinorium de Chantonnay, un *étage de Bourgneuf*, à faciès de schistes pourprés, rouges, violacés ou verts, avec grès verts, et poudingue pourpré à la base, avec galets de quartz et de phanites; sa partie supérieure comprend de nombreuses intercalations de rhyolites. De même, dans le Choletais, au-dessus de grès blancs ou vert bleuté ou violacés, alternant avec des poudingues, un grand complexe rhyolitique (épanchements et poudingues rhyolitiques) se montre, sur une surface de 40 kilomètres sur 10, contemporain de psammites métamorphiques de Cholet.

2° **Silurien.** — Le Silurien est constitué par une série épaisse, restant en général néritique à l'*Ordovicien*, qui est formé d'alternances de schistes et grès et qui débute, en particulier, par le grès armoricain pouvant parfois atteindre 500 mètres de puissance, tandis que le *Gothlandien*, encore quelquefois gréseux à sa base, devient plus bathyal et est formé de schistes « carburés », graphiteux, à Graptolites (*Monograptus*), avec nodules calcaires à *Cardiola interrupta* et Orthocères.

Il faut noter que, soit dans le Cotentin et en Normandie, soit dans la Mayenne en beaucoup de points des deux bords du bassin de Laval, l'Ordovicien se montre souvent directement sur le Briovérien. D'autre part, dans l'étendue du massif armoricain, il existe des variations latérales parfois importantes dans les épaisseurs et le développement respectif des alternances de grès et de schistes de l'Ordovicien, qui montrent la succession classique suivante (fig. 15 et 16, B) :

1° Grès armoricain (1), à Bilobites, Tigillites, Lingules (*L. Lesueuri*, *Dinobolus Brimonti*) et quelques Trilobites (*Asaphus armoricanus*) avec intercalations des minerais de fer de Segré.

2° Schistes d'Angers, à riche faune de Trilobites (*Calymene*, *Illænus*, *Asaphus*, *Ogygia*, *Dalmanites*), Lamellibranches, Cystidés, renfermant les minerais de fer du Bocage Normand.

3° Grès de May à *Homalonotus*, *Dalmanites*, *Conularia*, *Modiolopsis*.

4° Schistes et grès à *Trinucleus setiformis* (2).

Toutefois, le grès de May est divisé, par un niveau de schistes contenant encore la faune des schistes d'Angers, en un grès de May inférieur, qui se rattache donc aux schistes d'Angers et qui d'ailleurs, en Bretagne, disparaît en général dans ces schistes, et un grès de May supérieur (ou grès de Saint-Germain-sur-Ille), au contraire généralement présent en Bretagne et très développé dans la Mayenne (où se réduit, au contraire, le grès armoricain). En outre, les schistes et grès supérieurs sont remplacés en Bretagne par les schistes de Riadan, à *Acidaspis Buchi* et *Trinucleus*, représentant des dépôts moins détritiques et qui même, dans la presqu'île de Crozon, renferment un faciès calcaire (calcaire de Rosan, à *Orthis Actoniæ*) en même temps que s'y rencontrent des coulées et tufs diabasiques et porphyritiques, produits d'éruptions contemporaines signalées depuis longtemps au Menez-Hom par Ch. Barrois.

L'Ordovicien du massif vendéen, surtout bien caractérisé dans le Choletais, récemment découvert par G. Mathieu (il n'y a pas été reconnu de Gothlandien jusqu'à présent), est représenté par les formations suivantes, dont les relations stratigraphiques sont peut-être encore à préciser :

a) Etage de la Châtaigneraie. — Grès généralement quartzeux, passant latéralement, dans certains synclinaux, à une arkose blanche friable provenant du remaniement de la rhyolite sous-jacente, avec des intercalations de poudingue à galets de quartz, et de phtanites — (épaisseur : 30 à 60 m. = grès armoricain) ;

(1) P. Pruvost et G. Waterlot ont indiqué, en 1940, qu'aucun dépôt paléontologiquement attribuable au Silurien n'existe au nord d'une ligne tracée de Brest à Dinan. En particulier, les grès rangés dans le grès armoricain sur les feuilles de Morlaix, Lannion, Tréguier, Saint-Brieuc et Dinan (grès de Taulé, de Saint-Michel-en-Grève, d'Erquy, etc.) sont plus récents, ainsi que les couches schisteuses associées.

(2) M. Péneau y a signalé récemment des insectes fossiles, les plus anciens reconnus avant le Carbonifère.

b) *Schistes de la Meillerie*. — Schiste gris, micacé, à *Arenicolites*, avec niveau de psammites et lentilles de quartzite (faciès schisteux du grès armoricain, comme en Anjou — remplace celui-ci dans le Choletais).

c) *Schiste bleu de Réaumur*. — Epaisse formation de schiste bleu-noirâtre, fossilifère, devenant bleu sombre et ardoisier, en profondeur (= *schiste d'Angers*) — forme une bande écrasée le long du bord sud d'un synclinal de Saint-Pierre-du-Chemin, où a été retrouvée, par G. Mathieu, la première faune ordovicienne connue en Vendée (Lamellibranches des genres *Nucula*, *Leda*, *Ctenodonta* et une empreinte de deux anneaux thoraciques d'une *Calymène*, espèce voisine de *Calym*, *Aragoi*).

Le Gothlandien se montre, par contre, sous un faciès toujours identique de schistes carburés ou ampélites, et à Crozon F. Kerforne a retrouvé plusieurs zones de Graptolites très voisines de celles de Scanie dans ces formations, d'un caractère bathyal.

3° **Dévonien**. — Le début du Dévonien est marqué par des dépôts très détritiques, corrélatifs du *plissement calédonien*, ses premières couches étant transgressives sur le socle briovérien dans le nord de la Bretagne, tandis qu'elles sont concordantes avec celles du Gothlandien (leur limite pouvant être assez imprécise) dans le Cotentin, le bassin de Laval et le bord sud de celui de Châteaulin. Le Dévonien n'existe d'ailleurs que sur des étendues beaucoup plus restreintes que le Silurien, en un petit nombre de synclinaux; outre ceux qui viennent d'être indiqués, il existe du Dévonien dans le synclinal d'Angers et au bord sud de celui d'Ancenis, mais ne renfermant pas ses étages inférieurs, car il ne débute dans le premier que par le Coblentzien et dans le second que par le Dévonien moyen ou, le plus souvent, par le Frasnien seulement sous le Famennien. D'ailleurs, d'après G. Mathieu, le Givétien franc n'existe que dans le seul gisement vendéen du marbre de la Ville-Dé-d'Ardin, à *Stringocephalus Burlini*, nombreux Polypiers et Stromatoporiés, ce qu'il explique par une *émersion générale* du massif armoricain, suivie d'une *réoccupation au Famennien* par un faciès de haute mer à Clyménies et Ostracodes.

En tout cas, si les dépôts dévoniens comprennent jusqu'aux termes les plus élevés de la série dévonienne dans les bassins de Châteaulin, Angers et Ancenis, ils se terminent par le Coblentzien dans le Cotentin et par l'Eifélien dans le bassin

de Laval. Ces « bassins dévoniens » semblent d'ailleurs bien n'avoir pas été individualisés lors du Dévonien et représenter simplement (en ce qui concerne le Dévonien tout au moins, mais non peut-être le Dinantien, lorsqu'ils y coexistent) des témoins d'une couverture plus étendue conservés dans des synclinaux individualisés probablement entre le Dévonien et le Dinantien, qui sont souvent indépendants et même, à l'occasion, séparés par une discordance. Seulement, l'aire de dépôt du Dévonien inférieur s'étendait principalement dans le nord du massif armoricain (sans couvrir le sud de celui-ci), c'est-à-dire dans la partie du massif où se rencontre la direction du Léon, seule ou associée à celle armoricaine, pour les plis hercyniens, tandis qu'un mouvement de bascule et de surélévation de la partie orientale du massif a fait graduellement émerger celle-ci à partir du nord et inversement l'a enfoncée vers le sud, en pivotant autour de la région de la rade de Brest, en sorte que l'aire de sédimentation du Dévonien terminal, devenue typiquement *armoricaine*, se dirigeait de la région Brest-Châteaulin vers celle d'Angers et Ancenis.

Quoi qu'il en soit, la constitution du Dévonien dans les diverses régions du massif armoricain est la suivante :

A) *Cotentin*. — Après des schistes et grès à *Grammysia*, considérés par A. Bigot comme gédinniens et par lesquels se fait un passage insensible du Gothlandien au Coblentzien, viennent les grès de *Gahard* (Coblentzien inférieur) à *Orthis Monnieri*, *Cryphaeus*, *Homalonotus*, *Spirifer Rousseaui*, et ensuite les schistes et calcaires de *Nehou* (Coblentzien supérieur), à faune très riche de Brachiopodes (*Athyris undata*, *Spirifer Rousseaui*, *Leptena Murchisoni*, *Rhynchonella sub-Wilsoni*), de Trilobites (*Cryphaeus*, *Homalonotus*, *Phacops*), de Crinoïdes, *Favosites*, etc...

B) *Bassin de Laval*. — Une série semblable à la précédente (fig. 16) se rencontre tout d'abord (avec une faune spéciale d'individus de très grande taille, dite « faune des monstres », au sommet des schistes et calcaires de *Nehou*) ; puis vient un calcaire à *Phacops Potieri*, considéré par D. et P. Ehlert comme Eifélien, qui y termine la série dévonienne (1).

(1) Certains calcaires plus élevés (calcaire de Sablé et calcaire de Laval) avaient été d'abord considérés par D. et P. Ehlert comme encore dévoniens ; mais ils ont été ensuite reconnus par eux comme supérieurs au Culm et d'âge dinantien (fig. 16, A).

C) *Synclinal de Morlaix et du Trégorrois*. — Au nord et au-dessus des *schistes et quartzites de Plougastel*, de la Rade de Brest, qui correspondent au Gédinnien, la série des « quartzophyllades de Morlaix » (ancien Précambrien) débute par les *schistes de Saint-Martin-des-Champs*, avec niveaux de schistes carburés très noirs et intercalation locale d'amphibolites, localement métamorphisés (andalousite, mica noir, tourmaline, grenat, graphite, etc.) et pouvant passer à des micaschistes, avec lits de graphite. P. Pruvost, G. Waterlot et P. Comte ne sont pas affirmatifs, en l'absence de fossiles, sur l'attribution de ces couches encore au Dévonien, pas plus qu'en ce qui regarde les *grès de Toulgoet* ou *grès du Trégorrois*, grossiers, avec grains de quartz et de phanite noir, qui leur font suite, où l'on a rencontré *Athyris concentrica*, *grands Spirifers* et *Bellerophon* et qui appartiennent plutôt déjà au Dinantien, dont il sera question plus loin. Ils ne se prononcent pas encore au sujet de l'existence d'une série dévono-dinantienne continue ou d'une transgression dinantienne sur un Dévonien incomplet.

D) *Région de Châteaulin et Rade de Brest*. — La base du Dévonien est constituée par un grand développement des *quartzites de Plougastel* (plus de 1.000 m.), passant en leur base aux schistes gothlandiens par des schistes et grès renfermant une faune mixte (des *Homalonotus* avec des formes siluriennes). Ensuite viennent les *grès à Orthis Monnieri* (grès de Gahard), puis les *schistes et grauwackes du Faou*, alternant avec des grès argileux micacés et quelques lentilles calcaires renfermant les faunes de Nehou et d'Erbray, et ensuite les *schistes et grauwackes du Fret*, à *Phacops Potieri*, *Spirifer paradoxus* et *arduennensis*, dont l'âge serait encore coblentzien ou bien déjà éifélien. Les couches supérieures du Dévonien, que nous n'avons pas encore rencontrées dans les précédents synclinaux, débutent par les *schistes à nodules de Porsguen*, de faciès rhéna, à *Tentaculites scalaris* et *Goniatites* (*Agoniatites*, *Anarcestes subnautilus*), représentant les étages Eifélien, Givétien et Frasnien, leur partie supérieure (schistes de Traouliers) renfermant *Rhynchonella cuboides* et *pugnus*. Puis viennent les *schistes de Rostellec*, présentant le même faciès rhéna que les précédents, avec nodules de schistes bitumineux, et contenant encore des *Tentaculites*, des *Goniatites* (*Chiloceras Verneuli*, *Tornoceras simplex* et *undulatum*), *Cardiola retrosiata*, *Cypridina serratosiata*, soit la faune des griottes des Pyrénées (Famennien).

En résumé, toute la partie supérieure du Dévonien, complet dans cette région, présente des faciès de moins en moins détritiques, puis franchement bathyaux, ce qui serait assez peu compatible avec leur formation dans un synclinal étroit et localisé.

E) *Synclinal d'Angers*. — Dans ce synclinal, qui se prolonge à l'WNW vers Saint-Julien-de-Vouvantes, il existe seulement quelques témoins synclinaux très étroits de Dévonien pincés dans le Silurien. On y a distingué les niveaux suivants : 1^o grès à *Orthis Monnieri* ; 2^o calcaire de Vern, à faune de Nehou ; 3^o calcaire d'Angers, à *Phacops Potieri*, *Cryphaeus*, *Spirifer Decheni*, etc. ; 4^o schistes et calcaires de Pont-Maillet (Saint-Julien-de-Vouvantes) à faune des schistes de Porsguen. Dans la région d'Angers, des schistes semblables non fossilifères ont cependant fourni, en leur sommet, la faune des schistes de Rostellec.

F) *Synclinal d'Ancenis*. — Au bord sud de ce synclinal, rempli presque en totalité par du Carbonifère, se trouve une étroite bande dévonienne très disloquée, débutant parfois par des couches à *Phacops Potieri* (Eifélien), mais plus souvent par le calcaire de l'Ecochère (Frasnien et non Givétien, pour G. Mathieu) à *Uncites gryphus*, *Pentamerus*, etc..., suivi par le calcaire de Cop-Choux, à *Rhynchonella cuboides* et *pugnus*, *Pentamerus*, *Spirifer glaber*, etc... (renversé sous le grès armoricain, dont il contient d'ailleurs des galets) et ensuite par des schistes contemporains de ceux de Saint-Julien-de-Vouvantes, à *Dechenella*, *Posidonomya*, etc., et contenant un calcaire à *Tentaculites*, avec la faune des schistes à Cypridines du Famennien du massif rhéan.

G) *Synclinal de Chantonnay*. — Dans ce synclinal, ainsi qu'il a été dit plus haut, s'est déposé le marbre de la Ville-Dé-d'Ardin (Deux-Sèvres), à *Stringocephalus Burtini* et nombreux Polypiers et Stromatoporidés, qui s'enfonce sous le prolongement du Houiller du bassin de Vouvant (où il a été rencontré par une galerie), au-dessous du Lias et du Jurassique de l'Aquitaine. Dans le prolongement du même synclinal et apparaissant toujours sous le Houiller, le calcaire du « Grand Bois » de Malabry, autrefois exploité, semble contemporain du précédent, malgré l'absence de fossiles.

En résumé, à la fin du Dévonien, il s'était établi un géosynclinal de direction nettement armoricaine, s'étendant depuis

la rade de Brest jusqu'à Angers et Ancenis, avec un *faciès bathyal semblable au faciès rhénan*, qui est évidemment peu compatible avec la notion que les synclinaux actuels auraient été déjà individualisés. Mais, au contraire, il s'y préparait un premier plissement hercynien, ayant eu lieu à la fin du Dévonien.

4° **Dinantien.** — En effet, les grands synclinaux hercyniens du massif armoricain paraissent avoir été déjà individualisés dans une certaine mesure avant le Dinantien par une phase orogénique préliminaire, car le Dinantien y est souvent incomplet à sa base et discordant sur le Dévonien, bien qu'il se rencontre dans les mêmes régions synclinales.

A) Dans la série dévono-dinantienne du *synclinal de Morlaix et du Trégorrois*, après les *grès de Toulgoat* ou du *Trégorrois*, à *Athyris concentrica*, grands Spirifers et Bellerophons, peut-être encore dévoniens, les *quartzophyllades de Ploujean*, schistes bleu foncé, avec bancs de grès feldspathiques ou calcaireux à tiges d'Encrines, de quartzites, de phanites charbonneux, de bancs calcaires et de lits de poudingues, sont certainement dinantiens.

Puis viennent, au centre des synclinaux, les *tufs de Brélèvenez*, tufs porphyriques et schistes verts feldspathiques avec porphyres pétrosiliceux, poudingues de Locquirec à pâte schistocalcaire; cette série, développée dans un étage de schistes noirs avec lits de graphite, contient aussi les *brèches du Doudu*, au nord de Morlaix, emballant en particulier des calcaires qui ont fourni des Lamelli-branches et à Y. Milon la microfaune permettant de lui attribuer un âge carbonifère, aujourd'hui admis par P. Pruvost, C. Waterlot et P. Comte. C'est aussi dans cette série qu'existent les alternances des *venues éruptives* dont la succession est la suivante :

a) les spilites de Paimpol, en coulées, avec brèches porphyriques et d'autres porphyritiques, dans des couches avec lits de calcaire ;

b) les ortho-albitophyres et tufs en dalles grossières de Tréguier, avec coulées et brèches de rhyolites pétrosiliceux de Lézardrieu ;

c) les ortho-albitophyres de Porshir, alternant avec des porphyrites andésitiques, plus basiques ; les roches précédentes sont traversées par des apophyses du granite de Perros-Guirec et d'aplite et sont par suite antérieures à ce granite, lequel est donc dinantien ;

d) les albitophyres d'Er, postérieurs au granite, qu'ils recoupent ainsi que ses veines aplitiques ;

e) des porphyrites micacées.

B) Dans le *Cotentin*, il n'existe que du *Viséen*, représenté par le calcaire de Régnéville, à *Productus giganteus* et *Chonetes papilionacea*.

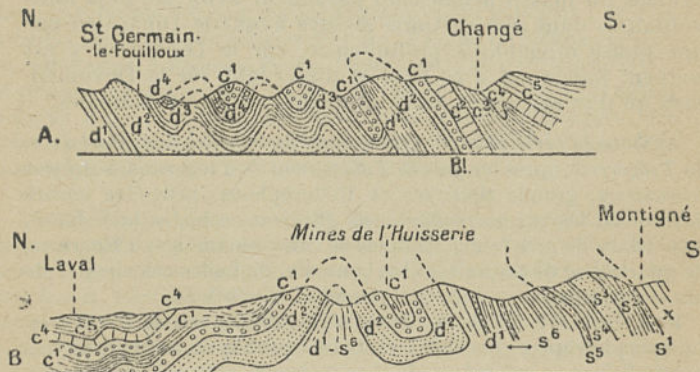


FIG. 16. — Coupes transversales des deux bords du bassin de Laval (d'après D. et P. Ehlert).

(A, bord nord ; B, bord sud.)

x, schistes briovériens ; s¹, grès armoricain ; s², schistes à Calymènes ; s³, grès de Saint-Germain-sur-Ille ; s⁴, schistes à *Trimucleus* ; s⁵, grès de la base du Gothlandien ; s⁶, schistes gothlandiens ; d¹, schistes et grès de la base du Dévonien (schistes et quartzites de Plougastel) ; d², grès à *Orthis Monnieri* ; d³, d⁴, schistes et calcaires coblentziens et eiféliens ; c¹, schistes et poudingues du Culm, parfois avec blaviérite (Bl) à la base ; anthracite des mines de l'Huisserie ; c², calcaire de Changé (seulement dans le bord nord) ; c³, schistes et grauwackes à Paléchinides (id.) ; c⁴, calcaire de Laval ; c⁵, schistes de Laval.

C) Dans le *bassin de Laval*, qui présente une structure plissée avec tendance au déversement des plis vers le nord (fig. 16), le Carbonifère est discordant sur le Dévonien. Il débute par des poudingues ou par une roche très particulière (*blaviérite*), à structure bréchoïde et stratification souvent confuse, qui a donné lieu à de nombreuses discussions, considérée soit comme un tuf éruptif ou une arkose de microgranulite, soit encore comme un porphyre dynamométamorphisé ou même une roche sédimentaire métamorphisée.

Puis vient une série de schistes et grès à anthracite (mines de l'Huisserie), surtout développés dans le flanc sud du bassin et renfermant la flore du Culm du Massif Central (*Sphenopteris elegans*, *Cardiopteris polymorpha*, *Lepidodendron lycopodioides*). Y. Milon admet que ce complexe doit se subdiviser en deux parties : le niveau inférieur, à *Rhodea*, appartenant, ainsi que la blaviérite, au Tournaisien, et le niveau supérieur au Viséen.

D'autre part, D. et P. Ehlert avaient admis que le Culm est surmonté par des niveaux calcaires et schisteux, comprenant les termes suivants : 1° calcaire de Sablé et de Changé à *Productus semireticulatus* et *Phillipsia*, se terminant par une grauwacke à *Paléchinides*, ces couches ne se rencontrant que dans le flanc nord du bassin et manquant dans son flanc sud ; 2° calcaire de Laval, à structure souvent schistoïde (schistosité oblique à la stratification) ; 3° schistes de Laval, à rares tiges d'Encrines et fossiles peu déterminables, qu'ils pensaient représenter peut-être du Westphalien inférieur.

Y. Milon a considéré les deux premiers termes comme étant contemporains l'un de l'autre, avec des faciès différents (le calcaire de Laval représentant un faciès analogue au Waulsortien de l'Ardenne), et comme étant, d'autre part, des équivalents calcaires des schistes à plantes du niveau supérieur du Culm (Viséen inférieur et moyen). Quant aux schistes de Laval, plus récents que les couches précédentes, ils représentent, pour lui, le Viséen supérieur et les couches de passage au Westphalien (parfois distinguées par le terme de Sudétien).

D) Dans le bassin de Châteaulin, au-dessus d'un conglomérat de base et de tufs porphyriques et porphyritiques rencontrés en son bord nord, vient la puissante série des schistes de Châteaulin, épais d'environ 1.500 m., renfermant des grauwackes à végétaux, des lentilles calcaires à Crinoïdes, *Productus* et *Phillipsia* (d'âge viséen) et des grès psammites à *Spirifer striatus*. Un horizon calcaire, à Saint-Ségal, y a aussi fourni *Productus giganteus*.

D'autre part, la rencontre de fossiles viséens (*Phillipsia*, *Productus semireticulatus* et *Spirifer striatus*) dans le calcaire de Saint-Aubin d'Aubigné jalonne la continuité avec le bassin de Laval.

E) Dans le bassin d'Ancenis ou de la Basse-Loire, le Carbonifère constitue une longue et étroite traînée depuis le SW de Saumur à Doué-la-Fontaine (fig. 13), au long de la vallée du Layon,

jusqu'à Chalennes, s'élargissant ensuite au nord de la Loire et se terminant vers Nort. Toujours discordant sur le Dévonien comme dans les synclinaux précédents, il repose en général sur les calcaires frasniens ou sur des couches plus anciennes, et seulement en une localité sur le Dévonien supérieur. D'autre part, ce synclinal présente l'intérêt particulier de montrer une *continuité du Dinantien et du Westphalien*. Le premier est formé par des schistes à Lamellibranches lisses (peut-être saumâtres) et à Végétaux, surmontés par des grauwackes avec bancs de poudingues à flore du Culm (*Bornia*).

5° **Westphalien.** — Sur les couches précédentes vient, en effet, un puissant complexe constitué par les *schistes et psammites à anthracite de Mouzeil* (1.000 à 1.500 m.) renfermant 25 couches de charbon. La flore des couches inférieures de cet ensemble est d'un caractère plus récent que celle du Dinantien, mais plus ancien que celle du Houiller du bassin franco-belge (c'est-à-dire à peu près contemporaine du Namurien) ; celle des couches supérieures correspond au Westphalien s. str. En d'autres points de ce bassin, ces couches sont remplacées par les *schistes et poudingues de Teillé et Rochefort-sur-Loire*, et ceux de *l'Écoulé* (à flore du Westphalien supérieur).

Dans le *sillon houiller de Vendée*, le Namurien du bassin de *Vouvant*, encaissé dans les schistes « briovériens », peut-être dinantiens, débute par une phase torrentielle ayant fait suite au plissement post-dinantien ou sudétien et à la mise en place des grands axes granitiques de la Vendée. Des couches carbonneuses y sont exploitées entre Feymoreau et Saint-Laurs (fig. 13 et 17). G. Mathieu admet qu'il est séparé par une discordance du Westphalien proprement dit de *Chantonnay*, qui serait en relation avec la phase hercynienne de l'Erzgebirge.

6° **Stéphanien.** — Le *sillon houiller vendéen* est d'ailleurs le seul synclinal dans le massif armoricain où coexistent le Westphalien et le Stéphanien, d'ailleurs discordants.

Le Stéphanien y est d'abord constitué, dans le bassin de *Vouvant*, par le *poudingue de la Verrerie*, déposé dans un synclinal ouvert vers l'ouest, transgressif et légèrement discordant sur le Namurien (fig. 17), suivi par le *faisceau de la Verrerie*, indépendamment de ceux d'âge namurien qu'il prend en écharpe et auquel font suite, vers Chantonnay, les *couches d'Espagne*, puis de la *Margelle*. Ces formations houillères du sillon de Vendée présentent un caractère de dépôts lacustres torrentiels.

Les autres dépôts d'âge stéphanien qui se rencontrent en quelques points du massif armoricain sont aussi entièrement discordants sur tous les terrains antérieurs et nettement postérieurs au grand plissement hercynien de la région. Ces dépôts, de faciès houiller et nettement continentaux, ne se trouvent aussi que dans quelques synclinaux très étroits :

- A) *Cotentin* : Plessis et Littry (Stéphanien terminal).
- B) *Bassin de Laval* : Saint-Pierre-la-Cour (Stéphanien moyen).
- C) *Finistère* : une longue et étroite traînée de Quimper à Plogoff (Baie des Trépassés).

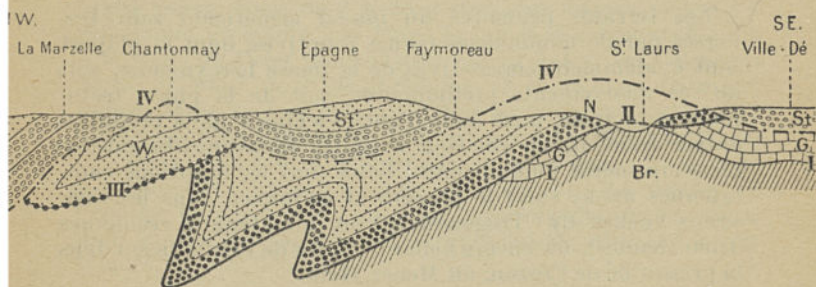


FIG. 17. — Diagramme montrant les principales phases tectoniques pendant le Carbonifère dans le sillon houiller de Vendée, d'après G. Mathieu.

St. Stéphanien ; W, Westphalien ; N, Namurien ; G, Givétien ; Br, Briovérien ; I, Surface de séparation entre le Givétien et le Briovérien ; II, Transgression du Namurien sur le Givétien et le Briovérien (Phase sudétienne) ; III, Surface de séparation du Westphalien et du Namurien (Plissement de l'Erzgebirge) ; IV, Transgression du Stéphanien sur tous les terrains antérieurs (Phase asturienne).

Mais aucun de ces petits bassins ne paraît susceptible d'une exploitation intéressante des minces veines charbonneuses.

D) En outre, le rivage du Cap d'Erquy au Cap Fréhel, sur la rive orientale de la Baie de Saint-Brieuc, est formé par une bande de sédiments grossiers et continentaux entièrement discordants sur tous les terrains avoisinants, jusqu'aux schistes cornés d'Erquy et aux phyllades avec phthanites charbonneux vraisemblablement dinantiens, et par contre légèrement plissés par les ultimes déformations hercyniennes. Ce complexe, qui n'a pas fourni de fossiles, est divisé par une faible discordance en : 1° poudingue et quartzites roses d'Erquy (environ 100 m.) ; 2° poudingue des Sévigné et grès feldspathiques du Fréhel (environ 300 m.), qui ont été provisoirement notés respectivement en Carbonifère

moyen et supérieur sur les feuilles de Saint-Brieuc et Dinan par Ch. Barrois et P. Pruvost.

7° **Autunien.** — De l'Autunien se montre concordant avec le Stéphanien dans le petit bassin de Littry. D'autre part, on a trouvé des végétaux d'âge autunien dans des grès et conglomérats auprès d'Abcenis.

C) LES ÉRUPTIONS ET INTRUSIONS D'ÂGE PRIMAIRE

Les terrains primaires du massif armoricain sont traversés par de nombreuses roches éruptives, dont la plupart sont évidemment corrélatives de la phase hercynienne, soit de ses mouvements préliminaires, soit de la phase tectonique principale, mais dont d'autres s'étaient déjà produites antérieurement, en relation avec les mouvements calédoniens ou même plus anciens ; telles sont les éruptions cambriennes ayant suivi le plissement cadomien dans les Coëvrons (celles du Trégorrois étant maintenant reconnues dinantiennes), ou encore celles de la fin de l'Ordovicien dans la presqu'île de Crozon, au Menez-Hom.

Mais ce sont surtout les *granites* qui jouent un rôle capital dans la structure du pays. Leur âge est souvent difficile à préciser lorsqu'ils ne traversent que les schistes briovériens ; mais d'autres ont atteint et digéré des terrains primaires plus récents jusqu'au Dinantien et leur relation avec la tectonique hercynienne ne peut alors faire de doute. La Bretagne est d'ailleurs la terre classique à l'égard des phénomènes de métamorphisme de contact granitique et d'endomorphisme du granite, depuis les belles études de Ch. Barrois (t. I, p. 269, fig. 53).

Si toutefois la majeure partie des montées granitiques du massif armoricain paraissent bien liées aux phénomènes orogéniques hercyniens, quelques granites des îles anglo-normandes et de l'extrémité du Cotentin semblent, au contraire, liés à la phase cadomienne, soit que le Cambrien repose en discordance sur eux, soit qu'il en renferme des galets dans son poudingue de base. Mais il ne saurait évidemment être ici question d'énumérer les divers massifs granitiques et leur âge probable.

D'autre part, en ce qui concerne les *roches filoniennes* et *volcaniques*, faisant abstraction de celles d'âge cambrien ou

silurien qui ont été indiquées précédemment, on peut dire encore que la plupart de celles qu'on connaît dans le massif armoricain sont d'âge *hercynien*, comprenant d'ailleurs aussi des types acides (aplitites, microgranulites, rhyolites) et des types basiques (kersantites, diabases, porphyrites), complémentaires des précédents. C'est ainsi que, si les éruptions des Coëvrons sont d'âge cambrien et s'il en existe de siluriennes au Menez-Hom, dans la presqu'île de Crozon, les éruptions du Trégorrois sont dinantiennes et que le Dinantien des bassins de Laval et de Châteaulin est criblé de nombreux filons, épais de 1 à 20 mètres, les mêmes roches s'y retrouvant en galets. Les filons basiques se retrouvent aussi à la Rade de Brest (kersantites) et, en outre, les Côtes-du-Nord, le nord de l'Ille-et-Vilaine et le Bocage normand montrent de très nombreux dykes de diabases ophitiques ayant plusieurs kilomètres de long sur 1 à 10 mètres de large, qui traversent toutes les formations primaires. Ch. Barrois a même fait l'hypothèse que ces filons ont pu donner, à l'époque houillère, des coulées du type islandais ou hawaïen, mais dont l'érosion n'aurait ensuite laissé subsister aucun témoin.

D) HISTOIRE POST-HERCYNIEUNE DU MASSIF ARMORICAIN

Cette histoire consiste essentiellement en pénétrations marines, plus ou moins étendues et temporaires, en certaines parties de la pénéplaine créée par l'érosion consécutive aux plissements hercyniens. On peut facilement reconnaître que certaines régions de cette pénéplaine ont été particulièrement envahies par ces ennoyages, qui ont pu parfois s'y répéter à des époques très différentes. C'est le cas, par exemple, des environs de Valognes, où un chenal marin a isolé l'extrémité actuelle du Cotentin successivement au Rhétien, au Cénomaniien, au Maestrichtien, au Lutétien et encore au Pliocène.

Comme nous le savons, il est en général difficile de déterminer l'extension primitive de telles avancées, en raison de l'ablation ultérieure, par érosion, de ces couches transgressives. On ne peut guère avoir de précision à cet égard que dans le cas, très rare, où les couches secondaires ou tertiaires rencontrées en bordure du

massif ou en témoins isolés à sa surface montrent des caractères indubitablement littoraux, ou bien lorsque la série rencontrée en bordure présente des lacunes témoignant d'une régression de certains étages et d'oscillations des lignes de rivage.

C'est ainsi que la bordure normande, étudiée en particulier par A. Bigot, montre une série de conglomérats littoraux à la base de la série secondaire, paraissant correspondre au **Permien supérieur** et au **Trias**, premières époques du démantèlement du massif; mais ces cailloutis ne se rencontrent qu'au voisinage de la Manche et surtout ayant comblé un ancien golfe dans la dépression du Cotentin, où ils sont recouverts par le **Rhétien**. Plus loin au sud, ils sont fortement débordés par une transgression liasique (débutant en général par un poudingue et des grès du **Lias moyen**) qui a laissé de nombreux témoins sur les terrains primaires dans le Bocage normand en avant de la limite actuelle de leur enfouissement sous les couches jurassiques du Bassin parisien. Il est impossible de préciser l'extension primitive de cette transgression, qui a dû s'étendre jusqu'au-dessus d'une partie importante du massif vendéen, ainsi que nous l'avons vu à propos du fossé de Chantonay-Vouvant. Cette occupation marine a persisté pendant les étages suivants jusqu'au moins au Callovien et à l'Oxfordien, derniers étages représentés dans les témoins isolés et au bord de la couverture jurassique.

Pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur, absents de cette bordure, il semble donc que le massif armoricain ait été entièrement émergé et il faut arriver au **Cénomaniens** pour trouver la trace d'une nouvelle transgression, très étendue et dont les témoins débordent largement ceux du Jurassique (ce qui ne prouve d'ailleurs pas qu'elle ait débassé partout l'ancienne extension jurassique, en raison de l'érosion qui a dû se produire pendant la longue période d'émersion intermédiaire). En tout cas, depuis Morannes, sur la Sarthe, jusqu'auprès de Thouars, la ceinture jurassique du bassin de Paris se trouve interrompue par cette transgression des sables et grès cénomaniens, prolongation de ceux du Maine et du Perche (Pl. III).

La pénétration dans l'ouest du bassin parisien d'une faune cénomaniens aquitaine a permis depuis longtemps de conclure que la partie méridionale du massif armoricain a été traversée par un chenal ayant joué au Crétacé supérieur le même rôle que le détroit du Poitou de l'époque jurassique, mais qui s'étendait approximativement sur

l'emplacement de la vallée inférieure de la Loire actuelle, de part et d'autre de laquelle cette transgression masque, sur la carte géologique (Pl. III), la ceinture de Jurassique du bassin parisien en bordure des terrains primaires plissés armoricains. Ce chenal isolait donc alors la majeure partie du massif vendéen des régions armoricaines plus septentrionales, en le rattachant, au contraire, au Massif Central. La preuve directe de cette traversée cénomaniennne est fournie : par les restes d'une ancienne couverture de cet âge, rencontrés en plusieurs affleurements importants dans le nord de la Vendée, en particulier au sud de Challans (fig. 13), et en outre par la découverte, à la surface des terrains anciens, en diverses localités, de fossiles silicifiés du Cénomanienn, résidus d'une décalcification de dépôts plus étendus (en particulier au pied du Sillon de Bretagne sur le socle ancien du pays guérandais, dans la région de Savenay, comme il a été indiqué plus haut). D'autre part, à la même époque, l'envoyage du Cotentin a été aussi de nouveau occupé par la mer, qui y a laissé des grès verts à Orbitolines.

Les couches crayeuses des étages créacés supérieurs, si elles se sont encore étendues plus ou moins largement sur le massif armoricain, comme on est fondé à le supposer par comparaison avec le massif ardennais, n'ont pas résisté à une dissolution ultérieure. Il est difficile d'émettre autre chose qu'une hypothèse au sujet de leur extension originelle. Toutefois, la découverte de silex de la craie sur les terrains anciens à l'extrémité du Cotentin vers Flamanville, à très grande distance de la zone d'affleurement actuelle de la craie, permet de préjuger de l'importance considérable qu'a pu atteindre la destruction de l'ancienne couverture créacée à la surface du massif continental. L. Dangeard a d'ailleurs démontré, par l'examen des échantillons de nombreux sondages du fond de la Manche occidentale, que l'emplacement de celle-ci a été occupé par les mers du Créacé supérieur et J. Bourcart a rencontré la craie blanche *en place*, à l'Aber de Roscoff.

En outre, on peut noter que, dans la dépression du Cotentin déjà citée, se rencontrent, à Fresville, des calcaires à *Baculites*, du Sénonien terminal, et que, d'autre part, auprès de Pornic, des sables sénoniens à Bryozoaires et Spongiaires se trouvent directement transgressifs sur les terrains anciens.



Une question ayant donné lieu à de nombreuses discussions a été celle de l'âge de certains grès d'origine continentale ou lacustre, ne renfermant guère que des restes végétaux (*grès à Sabalites*), qui se rencontrent en de nombreux points du sud-est du massif armoricain, en particulier aux environs de Laval et du détroit du Poitou et jusqu'à l'île de Noirmoutier. L'âge de ces grès a été considéré tantôt comme Sénonien (par Welsch, dans le Poitou), tantôt comme Eocène, jusqu'au Bartonien, l'absence de corrélations avec des couches marines bien datées ne permettant pas d'avoir des données précises. Cependant on a récemment observé qu'au sud de Quimper (dépression de Toulven) des formations semblables renferment des formes marines éocènes; mais on ne saurait évidemment affirmer qu'une formation de cette nature soit partout contemporaine.

En outre, il existe des traces certaines d'*invasions marines* répétées au cours de l'ère tertiaire en diverses parties du massif armoricain.

Cela a été le cas au **Lutétien** (t. I, fig. 28); d'une part, dans la dépression du Cotentin (calcaire grossier de Valognes); d'autre part, en Bretagne, où se rencontrent seulement des lambeaux discontinus. Il semble que la pénétration de la mer s'y soit faite par Saint-Nazaire, ayant donné une baie assez large à l'ouest de Savenay et un bras étroit se dirigeant, par Saint-Gildas et Campbon, jusqu'à Saffray. Ces dépôts présentent des faciès franchement marins de sables, grès et calcaires, comprenant tout le Lutétien. En outre, les îles de l'embouchure de la Loire sont formées de Lutétien horizontal jusqu'à la côte — 20, et celui-ci a dû aussi recouvrir l'île de Noirmoutier et empiéter assez largement sur le rivage actuel voisin, en particulier jusqu'au marais de Challans, au milieu duquel il affleure en divers îlots, exploités pour son calcaire.

A l'**Eocène supérieur** appartiennent probablement des calcaires laguno-lacustres à Paludines et Potamides existant à Gourbesville, dans la dépression du Cotentin, ainsi que des argiles à Mélanies avec les mêmes Potamides à Landéan (Ille-et-Vilaine), traduisant au moins la proximité d'une invasion franchement marine.

Pendant l'**Oligocène**, une nouvelle invasion s'est produite suivant une dépression transversale de la Bretagne (t. I, fig. 29), ayant donné naissance au *calcaire grossier de Rennes*, directement transgressif sur les schistes briovériens et à faune tongrienne (*Natica crassatina* et *angustata*, *Cytherea incrassata*, *Cerithium plicatum* et *trochleare*, avec abondance d'un foraminifère dit *Archiacina armorica*), qui est couronné par des bancs de grès. Ce calcaire se retrouve d'ailleurs à Saffré, sur l'Eocène, et en diverses localités de la Loire-Inférieure sur le socle primaire. Au-dessus, viennent des calcaires et argiles laguno-fluviatiles à *Potamides Lamarcki*, *Cyclostoma antiquum*, *Hydrobia Dubuissoni*, passant à des meulères à Saffré. Il faut noter que la faune de ce bassin se rapproche plutôt de celle de l'Aquitaine que de celle du bassin de Paris.

Par contre, dans le Cotentin, aux environs de Nehou, se trouvent des argiles renfermant une variété de *Cerithium plicatum* qui existe dans le Sannoisien parisien.

Au **Miocène**, s'est produite, à l'**Helvétien**, la pénétration de la mer des *faluns de Touraine* sur les Côtes-du-Nord et l'Ille-et-Vilaine (où les dépôts de cet âge se montrent discontinus et à des altitudes variables, ne dépassant pas toutefois 95 m., avec une épaisseur maximum de 8 m.), puis sur le sud de la Mayenne et le nord-est de la Loire-Inférieure (Erbray). Ce bras de mer atlantique (t. I, fig. 30) se prolongeait d'ailleurs dans la dépression du Cotentin (près de Picauville et de Carentan), toujours avec la même faune. On peut encore noter que des fossiles du même âge ont été trouvés dans des sables rouges et graviers avec argiles de la forêt de Gavre (Loire-Inférieure), ce qui peut faire peut-être penser qu'une partie des sables rougeâtres très répandus en Bretagne et jusqu'à Laval sur les terrains anciens pourraient être des témoins de faluns miocènes décalcifiés.

Au **Miocène supérieur**, il semble, par contre, que la mer des *faluns de l'Anjou*, en retrait marqué par rapport à la précédente, n'occupait plus que la région de la Basse-Loire (t. I, fig. 30).

Au **Pliocène**, les pénétrations marines ont été beaucoup plus restreintes et n'ont guère dépassé le littoral atlantique. La plaine de Vendée (t. I, fig. 30) a été partiellement recouverte par une mer ayant déposé des sables à *Potamides Basteroi* et dont le littoral était marqué par des perforations de pholades à l'altitude de 36 m. Il faut toutefois noter que, contrairement à l'âge pliocène de cette formation admis par G. Vasseur, G. Dollfus a indiqué que

la faune de ces sables serait encore du Miocène supérieur et que, par suite, ils se rapporteraient aux faluns de l'Anjou.

En tout cas, il convient certainement d'attribuer au Pliocène inférieur les *argiles de Redon*, à *Nassa prismatica* et *mutabilis*, exploitées encore en diverses autres localités de la Loire-Inférieure et du Morbihan (Saint-Jean-la-Poterie), surmontées par des sables rougeâtres et graviers sans fossiles, semblables à ceux qui sont répandus en de nombreuses localités.

D'autre part, la dépression du Cotentin a été aussi occupée par un golfe, dépendant de la Manche, où s'est déposé le *conglomérat de Gourbesville* à *Terebratula grandis* (renfermant des ossements d'*Halitherium* et de *Dinoherium*, mais *remaniés*, qui l'avaient fait d'abord rapporter au Miocène), surmonté par des sables et marnes à *Nassa prismatica*, *Chenopus pes-pelecani*, *Ranella marginata*.

En ce qui concerne l'histoire du massif armoricain au **Pléistocène**, nous pouvons indiquer que, pour Ch. Barrois, beaucoup de golfes et de chenaux entre les îles du littoral atlantique seraient d'anciennes vallées continentales envahies par la mer à cette époque.

En résumé, il résulte donc, de l'énumération de ces nombreuses occupations marines, que le socle ancien a subi d'assez fréquentes déformations postérieures au plissement hercynien. En particulier, si la vallée longitudinale de l'Aulne, dans la partie occidentale de la Bretagne, est en relation avec la tectonique hercynienne, puisqu'elle draine le synclinorium carbonifère de Châteaulin, par contre la dépression transversale de la Vilaine est due à l'une de ces déformations ultérieures et correspond à l'ennoyage oligocène du calcaire grossier de Rennes. Il a d'ailleurs été indiqué récemment, par A. Guilcher, que dans le sud du Finistère, il a dû se produire des dislocations récentes, d'une direction assez variable, oscillant autour de NW-SE, très notablement différente de la direction armoricaine en cette région.

Nous verrons, d'autre part, qu'en dehors du massif armoricain, mais à peu de distance de lui, les dislocations du bord occidental du bassin de Paris ont ramené en saillie un fragment du socle ancien au travers de sa couverture jurassique dans la *forêt de Perseigne*, entre Alençon et Mamers (Pl. I et III).

VI. — LE MASSIF CENTRAL

Esquisse sommaire. — L'important massif de terrains anciens situé au cœur de la France est souvent désigné, au point de vue géographique, sous le nom de *Plateau Central*. Ce terme est d'ailleurs assez impropre, car, en réalité, c'est une sorte de grande île montagneuse bordée de toutes parts par des dépressions et assez fortement entamée par de profondes vallées. Ce massif atteint un très important relief dans les Cévennes, par rapport à la vallée du Rhône qui coule à leur pied : par contre, sur une bonne partie de son pourtour, du côté du bassin inférieur de la Loire comme vers l'Aquitaine, il se raccorde d'une façon presque insensible aux régions de collines, puis de plaines qui l'environnent au nord comme au sud-ouest. Ses limites seraient assez imprécises au point de vue purement topographique dans ces deux directions, et elles ne peuvent résulter réellement que de considérations géologiques, de même que pour le massif armoricain (Pl. I et IV).

Les couches du bassin parisien et de celui de l'Aquitaine, qui le bordent, étant constituées par des terrains secondaires et tertiaires restés sensiblement horizontaux, le Massif Central correspond, comme les massifs hercyniens précédents, au relèvement d'un socle principalement formé de *schistes cristallins* ou *très métamorphiques*, fortement plissés et traversés par de très importantes *masses granitiques*. En quelques régions seulement, principalement situées entre la Loire et la Saône, depuis le Morvan jusque vers la latitude de Lyon, se rencontrent *des terrains primaires d'âge déterminable*, ne débutant d'ailleurs qu'au Dévonien supérieur et surtout constitués par du Dinantien. En outre, il existe, surtout encore dans l'est du massif, mais cependant aussi en d'autres points jusqu'en son bord sud, un certain nombre de *bassins houillers stéphaniens* correspondant à *des synclinaux hercyniens* et dans quelques-uns desquels le remplissage s'est achevé par de l'Autunien (Pl. IV et fig. 20).

Il n'existe guère de témoins d'une *couverture secondaire*, au-dessus du socle paléozoïque hercynien, qu'entre la Loire et la Saône, dans le *Morvan*, le *Charollais* et le *Beaujolais*. D'autre part, des *dépôts lagunaires oligocènes* se rencontrent en de nombreux points de son intérieur ; mais surtout ils

constituent le fond de deux larges et profonds couloirs, la *Limagne* (t. I, fig. 66) et la *plaine du Forez*, encadrés entre des reliefs abrupts du socle ancien et formant deux fossés sensiblement méridiens, parcourus respectivement par l'Allier et la Loire, qui viennent confluer dans la large plaine du *Bourbonnais*.

En outre, dans la partie centrale du massif (*chaîne des Puys, Mont-Dore, Cantal*), ainsi que dans le *Velay* et en certains points des Cévennes, se rencontre une couverture parasite de *roches volcaniques récentes*, ne datant que des dernières époques de l'ère tertiaire et dont certaines sont même sorties de volcans dont les cônes et les coulées sont presque aussi fraîchement conservés que s'il s'agissait de volcans à peine éteints ; d'ailleurs l'homme a certainement vu les derniers en éruption.

Si l'on fait abstraction, à la fois, des deux profonds couloirs affaissés de la Limagne et du Forez et des épanchements volcaniques surajoutés, ainsi que des vallées qui l'entaillent souvent profondément, la forme générale du socle primaire est celle d'une *ancienne pénéplaine* ayant été relevée à des altitudes progressivement croissantes depuis le Limousin septentrional (montagne de Blond, 505 m.), le plateau de Millevaches (978 m.), les monts de la Margeride (1.554 m.), jusqu'au Mont Lozère (1.702 m.). De même, entre les deux couloirs de l'Allier et de la Loire, la croupe intermédiaire s'élève graduellement depuis les monts de la Madelaine (1.163 m.) jusqu'à ceux du Forez (1.640 m.). De même encore, les altitudes s'élèvent graduellement, au sud du Morvan, entre les vallées de la Loire et de la Saône, puis du Rhône, toujours jusqu'au Mont Lozère, point culminant du socle ancien (le sommet du Mézenc s'élève à 1.754 mètres, mais c'est un piton volcanique de phonolite superposé aux terrains anciens).

Si cependant on entre dans le détail des altitudes actuelles de l'ancienne pénéplaine constituant le socle primaire, on constate qu'en plus des importantes dénivellations qui bordent les deux grands couloirs oligocènes affaissés, les différences d'altitude des divers autres témoins oligocènes déposés sur ce socle mettent en évidence de nombreuses autres dénivellations locales par un grand nombre de fractures, lesquelles ont été corrélatives des poussées exercées, lors de la formation des Alpes, sur le Massif Central qui en

constituait l'avant-pays. Le relèvement général vers les Cévennes est évidemment aussi dû à la même cause que la fracturation qui a produit ces accidents locaux. J'ai déjà indiqué, d'autre part, à la fin de l'Introduction, que les phénomènes volcaniques sont eux-mêmes corrélatifs des phases orogéniques entre lesquelles se partage la formation des Alpes, qui a donc joué un rôle très important dans la structure définitive du Massif Central.

A) LES TERRAINS PRIMAIRES ANTÉ-HERCINIENS DU MASSIF CENTRAL

Suivant l'ancienne conception longtemps restée classique, les schistes cristallins (gneiss et micaschistes), qui occupent des surfaces considérables, seraient archéens et les phyllades moins métamorphiques correspondraient à l'Algonkien. Le Massif Central aurait été émergé ensuite pendant les longues durées du Cambrien, du Silurien et du Dévonien inférieur et moyen. Des invasions marines très localisées se seraient produites au Frasnien (seulement connu sur les deux rives de la Loire à Diou et Gilly) et se seraient étendues et poursuivies jusqu'à la fin du Dinantien, mais toujours suivant des aires restreintes. Après les premiers plissements hercyniens, d'âge postérieur au Dinantien (on ne connaît pas de Westphalien dans le Massif Central), se seraient produits les bassins synclinaux houillers d'âge stéphanien (et autunien pour quelques-uns), eux-mêmes affectés par la dernière phase hercynienne, post-autunienne.

Mais cette conception, qui avait le mérite d'une grande simplicité, s'est trouvée fort compromise, en premier lieu, par les études d'Albert Michel-Lévy sur la région s'étendant du Morvan au Lyonnais, entre la Loire et la Saône, études desquelles il résultait que le Dévonien supérieur et le Dinantien n'y pouvaient plus être considérés comme simplement déposés en transgression sur un socle de schistes cristallins et granites très anciens, dont ils seraient indépendants. En effet, ces terrains dévoniens et dinantiens se montrent métamorphisés par les masses granitiques du voisinage, qui sont donc liées à la phase hercynienne, et on peut même parfois suivre la prolongation des bandes calcaires dévoniennes dans ces granites par des modifications endomorphiques y ayant produit de véritables niveaux dioritiques. D'autre part, dans

certains massifs gneissiques de cette région, le même auteur a pu démontrer que ces schistes cristallins résultent du métamorphisme d'anciennes couches sédimentaires et que, parmi eux, peuvent encore se caractériser certains niveaux ayant appartenu aux mêmes étages du Dévonien supérieur et du Dinantien, Aussi, lorsqu'en cette région ces étages se montrent sous leurs caractères normaux au-dessus du socle cristallin, il est permis de penser que ce sont *des restes ayant échappé au métamorphisme-général hercynien* qui aurait transformé profondément les étages inférieurs, *et non qu'ils se sont déposés sur un socle cristallin ancien*. En cette région, les terrains cristallins (gneiss et granites connexes) paraissent ainsi être dérivés d'un *métamorphisme géosynclinal hercynien* ayant pu intéresser jusqu'au Dinantien. Toutefois, une telle conclusion ne saurait être étendue à l'ensemble du Massif Central, étant donné que, dans la Montagne-Noire, même les étages inférieurs du Cambrien sont restés fossilifères ; d'autre part, si l'on admet, avec J. Jung et M. Roques (t. I, fig. 55), une montée très inégale du front des migmatites suivant les diverses parties du Massif Central, ayant pu modifier beaucoup les résultats du métamorphisme purement géosynclinal, la question se montre donc, en réalité, très complexe.

Il est vraisemblable que, dans un massif ancien aussi important, de même que dans le massif armoricain, les phénomènes, aussi bien métamorphiques que tectoniques, corrélatifs de la préparation, puis de la production, de la chaîne hercynienne, avaient été précédés par la répercussion de phases antérieures, dont la discordance, dans la région axiale de la Montagne-Noire, du Cambrien sur des schistes cristallins plus anciens, est un indice, par exemple. Il ne semble donc plus possible d'admettre que l'âge des schistes cristallins du Massif Central soit le même en toutes ses parties, qu'il s'agisse d'un âge archéen ou d'un âge hercynien. Même en admettant, ce qui semble le plus vraisemblable, qu'ils correspondent en général au métamorphisme hercynien, cela n'exclut pas qu'ils puissent englober des noyaux de schistes cristallins plus anciens ; mais il peut être très difficile de préciser leur distinction.

Il en est de même pour l'âge des énormes *masses granitiques*, pour lesquelles on ne saurait naturellement plus parler, toutefois, d'un « granite fondamental » antérieur aux premiers schistes cristallins. Les recherches récentes

faites en de nombreuses régions du Massif Central ont démontré que la plupart sont corrélatifs de la phase hercynienne.

Dans la partie NE, les granites carbonifères tiennent une large place, les uns post-viséens, d'autres tournaisiens, d'après Albert Michel-Lévy, tandis que dans la partie sud les granites intrusifs du *Sidobre*, de l'*Aigoual* et du *Mont Lozère* sont aussi carbonifères, suivant A. Demay, mais postérieurs aux mouvements essentiels du Westphalien (post-tectoniques), quoique antérieurs au Stéphanien. Dans la partie médiane, le granite de la *Margeride* paraît, pour A. Demay et aussi d'après l'étude très récente de P. Lapaduhargues, postérieur à la phase anté-stéphanienne de plissement, mais d'âge encore incertain ; toutefois, ses caractères pétrographiques sont très différents de ceux du granite du Mont Lozère (1), quoique celui-ci soit voisin.

L'âge des grands massifs de granite profond de *Guéret*, du *Forez*, des *Cévennes* est encore douteux. Pour celui de Guéret, A. Demay a montré sa liaison étroite, micrographique et chimique, avec des microgranites et rhyolites carbonifères, en dômes, coulées et tufs, vers Châteauneuf-les-Bains, ce qui est un argument très sérieux, mais non entièrement décisif, en faveur de son âge carbonifère.

En tout cas, tous les auteurs s'accordent à admettre que *les granites à deux micas (granulites) sont, dans l'ensemble, postérieurs aux granites à biotite seule et semblent souvent résulter d'une phase tardive de la même période orogénique et magmatique*. Dans le Limousin, E. Raguin les considère comme probablement syntectoniques, tandis que A. Demay, dans les Cévennes septentrionales, a montré que les granulites sont, pour une part, engagées dans les mouvements, donc anté-tectoniques ou syntectoniques, et pour la plus grande part postérieures aux mouvements essentiels, c'est-à-dire post-tectoniques.

D'autre part, les schistes cristallins normaux, à mica noir,

(1) Celui-ci est grenu, homogène, sans grands cristaux d'orthose, à deux micas à peu près également répartis et plus riche en quartz, tandis que celui de la Margeride est assez peu riche en quartz et surtout caractérisé par d'énormes cristaux d'orthose (jusqu'à 5 centimètres) et par l'absence de muscovite avec la biotite dans le granite proprement dit ; mais son massif est recoupé par une granulite très alcaline, largement cristallisée et très riche en tourmaline, représentant très vraisemblablement une phase tardive dans la mise en place du granite et, au contraire, pratiquement absente dans le massif du Mont Lozère.

sont très souvent accompagnés d'*amphibolites*, qui ont été généralement considérées, depuis les observations de G. Mouret, comme jalonnant d'*anciens bancs calcaires* intercalés dans les schistes. Il faut noter toutefois que, dans la Marche, Yang Kieh a démontré que, si cette conception est valable dans un grand nombre de cas, en d'autres il s'agit d'*anciens magmas dioritiques* ayant subi le même sort que les anciens magmas granitiques qui ont donné les orthogneiss.

Enfin, P. Termier et G. Friedel, depuis 1905, pour les parties orientale et médiane du Massif Central, et ensuite G. Mouret dans sa partie occidentale, ont montré l'importance considérable, dans les massifs granitiques et gneissiques, de *phénomènes dynamiques d'écrasement* ayant produit à leurs dépens des *mylonites*, dans lesquelles peuvent se suivre tous les degrés de transformation, depuis des types dont la composition minéralogique initiale est encore très reconnaissable jusqu'à d'autres où la roche originelle a été transformée en une véritable bouillie entièrement laminée, de laquelle toute trace de la composition initiale a disparu. Depuis 1920, de nombreuses recherches de F. Blondel, A. Demay, et E. Raguin ont porté sur ces zones mylonitiques, sur leur signification dans la tectonique et, à l'occasion, sur la régénération des mylonites par des injections magmatiques syntectoniques ou post-tectoniques (A. Demay).



Après ces indications générales sur la constitution du socle ancien, nous allons résumer les données actuellement acquises sur sa structure dans les diverses parties du Massif Central, quoiqu'elles soient encore discutées entre les différents auteurs et qu'elles puissent donc être considérées, en beaucoup de points, comme un peu provisoires.

I. — Région occidentale du Massif Central.

Le *Limousin* constitue le prolongement évident de la Vendée, au delà de l'ensellement correspondant à l'ancien détroit jurassique du Poitou. La zone plissée suivie depuis la Cornouaille et le Morbihan dans le Haut Bocage vendéen et la Gâtine, avec ses gneiss et granites, se prolonge par les gneiss et micaschistes de la *chaîne de la Marche*, au sud du

plateau d'Aigurande, et par une longue et étroite bande de granulites avec nombreuses zones mylonitiques, de direction devenue W-E et tendant à s'incurver vers le NE à la vallée du Cher, c'est-à-dire montrant un passage graduel de la direction armoricaine à la direction varisque, qui prédomine dans tout l'est du Massif Central. D'autre part, vers La Souterraine, on voit bifurquer d'avec la précédente une autre zone riche en granulites qui, prenant une direction sensiblement N-S, s'étale dans le nord du Limousin (*massif de la Haute-Vienne*).

Dans cette bifurcation s'intercale le grand massif granitique du *plateau de Guéret*, qui se prolonge au SE dans le sous-bassement des régions volcaniques d'*Auvergne* et jusqu'à la *Margeride* et au *Forez*. Ces régions sont constituées par d'énormes massifs granitiques, de type profond, et par des gneiss s'adaptant aux contours de ces massifs par des tracés très sinueux et avec un passage insensible du granite au gneiss. Cette région est dénommée par E. Raguin *zone médiane* ou d'*Auvergne*. Elle est délimitée à l'ouest par la longue *zone broyée d'Argentat* (Pl. IV), qui a été signalée tout d'abord par G. Mouret et qui la sépare du Limousin, en se poursuivant avec une direction SSE jusqu'à la rencontre d'une autre ligne de dislocation, jalonnée par une série d'affleurements rectilignes de Houiller, qui accidente cette zone d'Auvergne et est depuis longtemps connue sous le nom de « *grand sillon houiller* ». Il faut d'ailleurs remarquer que, si la dislocation d'Argentat présente une direction armoricaine tournant vers le sud, le sillon houiller s'amorce au voisinage de Moulins par le bassin de Noyant, d'une direction au contraire varisque, et qu'il s'incurve ensuite vers le SSW. Somme toute, tandis que la bande granulitique de la Marche montre un *raccordement graduel des deux directions armoricaine et varisque par une incurvation continue* et une direction intermédiaire W-E, les deux zones de dislocations d'Argentat et du sillon houiller montrent au contraire un *raccordement des deux mêmes directions par déviation de chacune d'elles vers le sud et rencontre à angle aigu*, c'est-à-dire par une disposition rappelant celle qu'admet A. Renier pour les accidents armoricains et varisques du bassin houiller belge vers Charleroi, comme il a été indiqué plus haut.

D'ailleurs, la région triangulaire ainsi délimitée montre d'autres lignes de dislocations, constituant avec la chaîne

de la Marche et la zone d'Argentat une *virgation armoricaine* et venant se terminer à la rencontre du sillon houiller. La plus septentrionale de ces deux lignes (*dislocation de Chambon-sur-Voueize*) est jalonnée par une série de lambeaux disloqués de tufs éruptifs dinantiens (Pl. IV), de direction WNW-ESE, qui peuvent être considérés comme la prolongation du synclinal d'Ancenis ; la seconde, dirigée NW-SE et jalonnée par le bassin houiller d'Ahun (Stéphanien), est la *zone mylonitique d'Aubusson et Ahun*.

Pour E. Raguin, le massif granitique de Guéret est antérieur au plissement hercynien et il a constitué un môle rigide ayant fait bifurquer le faisceau armoricain, avec chevauchement du Limousin sur ce massif le long de la dislocation d'Argentat. La tectonique hercynienne y serait ainsi post-granitique, ayant effacé, pour E. Raguin, une tectonique antérieure ; les granulites à muscovite qui accompagnent les zones de dislocation seraient, au contraire, syntectoniques. A. Demay a admis que, pendant l'évolution hercynienne, cette région a présenté le caractère d'un géanticlinal, où il existe probablement du Cristallophyllien anté-hercynien.

D'autre part, M. Roques a attribué un âge cambrien à un calcaire cristallin rencontré à Génis (à la bordure des terrains secondaires d'Aquitaine) qui contiendrait de petites Encrines ; mais M. Thorat a contesté cette détermination et pense qu'il s'agit d'un calcaire silurien ou plus probablement dévonien, au milieu du métamorphisme hercynien.

En tout cas, à l'est du sillon houiller, on ne rencontre plus que des *directions varisques*, compliquées de *dislocations corrélatives du plissement alpin*, que nous envisagerons plus loin.

II. — Région nord-est du Massif Central (Morvan et synclinal de la Loire).

La portion orientale du Massif Central comprise entre les vallées de la Loire et de la Saône présente un intérêt primordial pour la connaissance du socle anté-hercynien, en raison de la présence de terrains paléozoïques bien datés en certaines de ses parties et aussi des phénomènes de métamorphisme qui en ont, en outre, profondément modifié les caractères. J'ai déjà rappelé que l'on ne possède aucune donnée sur les terrains antérieurs au Frasnien, et encore

celui-ci n'est-il connu, avec des caractères authentiques, qu'au coude que fait la Loire aux deux localités, en regard, de Diou et Gilly.

Avant d'examiner avec plus de précision les caractères des terrains primaires reconnaissables à partir du Frasnien, nous devons d'abord indiquer les grandes lignes de leur répartition géographique.

Le **Dévonien supérieur** et le **Dinantien**, antérieurs au plissement hercynien principal du Massif Central, se présentent en quelques grands faisceaux, d'allure générale géosynclinale et de direction varisque SW-NE (Pl. IV) :

1° Le faisceau du *Morvan*, comprenant cinq synclinaux secondaires, est d'ailleurs la seule région où le Frasnien et le Famennien aient été reconnus fossilifères.

2° Au bord du Houiller (Stéphanien) de la bande de Bert et Blanzay se trouvent quelques affleurements dévoniens sans grande importance.

3° L'important faisceau du *Beaujolais* ou de la *Loire* se subdivise en quatre synclinaux secondaires, qui ne renferment d'ailleurs guère que du Dinantien, avec un grand développement de tufs éruptifs intercalés, et un peu de Famennien ; il traverse la dépression du Forez et se poursuit ainsi jusqu'à Cusset par plusieurs témoins isolés au travers des monts de la Madelaine. A l'ouest de la Limagne, un certain nombre de témoins de tufs éruptifs semblables jalonnent sa prolongation probable vers le bassin d'Ancenis, en particulier ceux qui sont conservés dans la zone de dislocation de Chambon-sur-Voueize, précédemment citée dans la région occidentale.

Le **Frasnien** ne se montre fossilifère, comme nous le savons, qu'à Diou et Gilly, où il est constitué par des calcaires à Brachiopodes et nombreux Polypiers, d'un caractère néritique et même récifal. Partout ailleurs, il est représenté par des calcaires marmorisés ; puis il se poursuit au milieu des granites par des granites dioritiques, des diorites et diabases, des cornes vertes (1).

(1) Dans le Forez et la montagne bourbonnaise, le complexe des cornes vertes, formé de puissantes assises grossièrement stratifiées, avec des schistes tachetés à cordiérite et des gneiss à biotite, reposant sur du granite ou sur un laccolite de microgranite, a été reconnu par J. Jung comme de nature volcanique (diabase ou porphyrite), légèrement métamorphisé.

Sous ce faciès métamorphique ou cristallin, le Frasnien paraît présenter une grande extension dans le Morvan et le nord du Massif Central ; il semble qu'on puisse aussi lui attribuer la diorite d'Aydat, au SW de Clermont-Ferrand, qui constitue un accident basique dans le granite. D'autre part, il serait représenté dans le Lyonnais par des cipolins et surtout des gneiss à amphibole et grenat.

Le **Famennien** fossilifère présente une plus grande extension que l'étage précédent, vers Bourbon-Lancy. Il s'y trouve formé de schistes d'un faciès analogue à celui que nous avons rencontré dans le sud du massif armoricain, contenant une faune à Goniatites, Clyménies et Cypridines, avec des Trilobites, Brachiopodes, Gastropodes et quelques Lamellibranches. Ces schistes couvrent de larges surfaces et leur épaisseur paraît considérable ; ils renferment, à leur partie supérieure, des intercalations de coulées et tufs d'albitophyres (ou trachytes albitiques).

Dans les autres parties du Morvan, le Beaujolais et le Lyonnais, il est représenté par des schistes en général métamorphisés, succédant aux niveaux dioritiques et inférieurs aux grès et poudingues dinantiens.

Des mouvements hercyniens préliminaires se sont d'ailleurs produits après le dépôt de ces sédiments, d'un caractère bathyal analogue au faciès rhénan, de même que nous l'avons vu pour le massif armoricain, en provoquant des exondations.

Le **Tournaisien** débute, en effet, dans le Morvan et aux environs de Tarare, par des grès à plantes avec poudingues contenant des galets de quartzites, de schistes silicifiés, de calcaires métamorphiques et d'albitophyres, c'est-à-dire de roches du Dévonien supérieur plus ou moins métamorphisé, mais *sans gneiss*. Ces poudingues de base ont souvent été eux-mêmes métamorphisés par le granite, par exemple dans le Morvan, où les galets de calcaire frasnien ont donné naissance à des amphibolites au mont Beuvray ; les niveaux gréseux et schisteux intercalés dans ces poudingues sont en proportion variable suivant les régions. Ensuite viennent des schistes gréseux assez épais, à faune marine nettement tournaisienne, avec prédominance de Bryozoaires, Crinoïdes, Brachiopodes, Gastropodes et Lamellibranches abondants, ceux-ci indiquant un faciès néritique formé en eau très peu profonde.

Dans le Lyonnais, le magma granitique est monté, suivant les anticlinaux en préparation, au travers des couches tournaisiennes, en ellipses et traînées alignées SW-NE, dessinant l'allure

des plis hercyniens, qui se sont probablement accentués à la fin du Tournaisien. D'autre part, la zone profonde du géosynclinal, où étaient nés les gneiss très abondants de la région lyonnaise, s'est alors inversée en une aire surélevée, dont le bord NW, aux environs de Tarare, a été le siège d'épanchements d'orthophyres (trachytes anciens).

Des épanchements analogues ayant donné des rhyolites, avec tufs et brèches, se sont produits à la même époque dans le Morvan.

Au **Viséen**, la mer semble s'être retirée assez rapidement de la partie méridionale du Morvan, en subsistant dans un chenal W-E au nord de Château-Chinon et surtout dans la Loire et l'Allier, où elle paraît même s'être approfondie quelque peu. Dans ces diverses régions se trouvent d'abord des schistes et grès arkosiens, avec lentilles discontinues de calcaire, constituant une véritable boue à Foraminifères (*Endothyra*) avec une faune riche en Crinoïdes, Brachiopodes, Gastropodes et Lamelibranches, indiquant un faciès encore néritique, mais assez calcaire (ce qui ne se rencontre pas au Tournaisien).

Dans le sud du Beaujolais, J. Jung et E. Raguin ont indiqué que le Viséen est discordant et transgressif sur le socle cristallophyllien, sans passage progressif à celui-ci et avec absence de Tournaisien et de Dévonien, à l'inverse de ce qu'avait admis Albert Michel-Lévy. Celui-ci a toutefois reconnu la présence d'éléments du socle cristallophyllien en galets dans le conglomérat de base du Viséen et envisagé dans la même région des discordances tectoniques. Cependant A. Demay, ayant aussi observé une discordance apparente du Viséen, mais sans contact direct, sur des roches faiblement métamorphiques passant à des micaschistes, n'en a pas tiré une conclusion nette contraire à celle d'Albert Michel-Lévy et il a émis, parmi des explications possibles de la discordance reconnue par J. Jung et E. Raguin, l'hypothèse d'une phase hercynienne antéviséenne.

Pendant le **Viséen supérieur**, se sont produites des exondations dues à la continuation des mouvements orogéniques préliminaires et à l'achèvement progressif du remplissage du géosynclinal avant sa surrection définitive. Cela s'est traduit par le dépôt d'arkoses et poudingues à gros éléments, riches en galets de gneiss et même de roches granitiques, puis d'une épaisseur considérable de schistes et poudingues avec lits d'antracite, riches en végétaux (*Culm*), qui se sont accumulés sur de vastes étendues dans le synclinal de la Loire et dans celui du nord du Morvan. Ils y sont entremêlés de grandes épaisseurs de tufs érup-

tifs, en relation étroite avec des épanchements de *microgranulites* (*dacites*), faisant place, au sommet du Viséen, à des *rhyolites pétrosiliceux*. Cette activité éruptive considérable de la fin du Viséen était la suite de l'ascension du magma granitique, tandis que les éruptions du Famennien et du Tournaisien avaient eu des caractères chimiques très différents (fumerolle persodique au lieu de celle mégapotassique des éruptions viséennes).

Il est important, d'autre part, de noter que, si le Tournaisien a été souvent métamorphisé par le granite, le Viséen a échappé en partie à ce métamorphisme, du moins dans le Morvan et aux environs de Tarare, tandis qu'il a été encore atteint auprès de Beaujeu et dans le Mâconnais. Ces constatations montrent l'ampleur du métamorphisme général déjà en ces régions; mais il présente encore un degré plus intense au sud du faisceau de la Loire, dans la *zone des monts du Lyonnais*, où ne se rencontrent plus que des schistes cristallins, mais dans lesquels Albert Michel-Lévy a pensé retrouver encore des formations contemporaines des précédentes, en suivant la progression de ce métamorphisme éminemment géosynclinal.

III. — La zone métamorphique des monts du Lyonnais.

Cette zone présente, d'après les travaux d'Albert Michel-Lévy, le maximum d'intensité du métamorphisme géosynclinal, et nous devons l'examiner encore avec quelque détail, d'autant qu'elle fournit un bel exemple d'une *aire actuellement anticlinale correspondant au fond d'un ancien géosynclinal*.

A) Aux environs de Tarare, des gneiss amphiboliques et mica-schistes à mica blanc passent latéralement à des schistes noirs, des arkoses et des tufs porphyritiques, détritiques et bien stratifiés, rappelant beaucoup ceux du Famennien du Morvan. D'autre part, la montagne au nord de Tarare est entièrement constituée par de puissants épanchements orthophyriques rappelant ceux du Tournaisien des environs de Saint-Honoré. En une autre localité, des arkoses et poudingues métamorphisés, avec galets de calcaire transformés en cornes amphiboliques, sont semblables aux poudingues du mont Beuvray, dans le Morvan.

Aussi, Albert Michel-Lévy a-t-il conclu que toutes ces roches métamorphiques, d'ailleurs très disloquées, des environs de

Tarare, doivent provenir de Dévonien supérieur et Dinantien. Les gneiss et micaschistes, zonés de roches amphiboliques et formant avec celles-ci *une série continue*, représenteraient ainsi au moins le Dévonien.

B) Plus au sud, vient une région encore plus métamorphique, formée de gneiss granulitiques et micaschistes à mica blanc, où des schistes amphiboliques et chloriteux très cristallins passent progressivement à des cornes feldspathiques et amphiboliques, puis à de véritables roches sédimentaires dont quelques lambeaux sont à peine ou pas métamorphiques. Au mont Pellerat et au mont Arjoux, les cornes feldspathiques et amphiboliques flottent sur du granite devenu lui-même amphibolique par endomorphisme, ce qui témoigne d'une région primitivement calcaire (Albert Michel-Lévy y a d'ailleurs trouvé un affleurement de calcaire conservé). Ces cornes sont aussi accompagnées de diorites et gabbros, qui se poursuivent dans la *zone des chloritoschistes de la Brévenne*, qui fait suite à la précédente au SE.

C) Un contact marqué par des roches dioritiques et des schistes amphiboliques nous amène ensuite à l'importante *région gneissique de l'Yzeron*, qui se présente comme une grande voûte anticlinale et où la large cristallinité paraît voisine du stade de refusion granitique. On y a distingué deux séries pétrographiques, l'une de gneiss à cordiérite et sillimanite, l'autre de gneiss granulitique, se succédant obliquement par rapport à la direction générale hercynienne; mais il existe un alignement de gneiss amphibolique présentant cette direction SW-NE et qui, à cheval sur la limite de ces deux formations, s'intercale dans toutes deux, démontrant qu'il s'agit là d'une simple différence de composition minéralogique n'ayant pas de valeur stratigraphique.

Pour Albert Michel-Lévy, malgré sa structure anticlinale actuelle due au plissement hercynien, cette zone des gneiss de l'Yzeron représente une région ayant subi au préalable un *enfouissement géosynclinal maximum*, tandis que la région située plus au nord, jusqu'aux environs de Tarare, témoigne d'un métamorphisme décroissant jusqu'au synclinal de la Loire.

Sur la bordure SE de la zone précédente, vient une large bande de gneiss fins feuilletés, alternant avec des micaschistes à mica noir, des traînées de gneiss à grenat, cordiérite et sillimanite, des bandes de leptynites grenatifères et une zone de roches amphiboliques et pyroxéniques (*zone de Riverie*), au milieu desquelles se montrent quelques gisements de cipolins.

Ces roches, semblables à celles de la zone au nord de celle de l'Yzeron, doivent manifestement leur formation à d'anciens niveaux sédimentaires plus ou moins riches en calcaires et en dolomies et elles témoignent déjà, d'autre part, d'un enfoncement géosynclinal moins profond que pour la zone précédente. Elles se poursuivent jusqu'au bord du bassin houiller de Saint-Etienne, au delà duquel se rencontrent d'importantes complications tectoniques (nappes cévenoles) dans le socle hercynien sur lequel s'est déposé le Houiller de Saint-Etienne.

IV. — La région cévenole au sud du bassin houiller de Saint-Etienne ou Cévennes septentrionales.

La découverte de mylonites dans la région de Saint-Etienne avait conduit d'abord P. Termier et G. Friedel, en 1905, puis ce dernier avec F. Grandjean, à indiquer dans le substratum du bassin houiller et dans le massif du mont Pilat et les chaînes cévenoles plus au sud, l'existence de plusieurs nappes superposées, d'origine d'ailleurs inconnue. Cette étude a été reprise, à partir de 1926, par A. Demay, qui lui consacra un important mémoire en 1930. Tout en confirmant l'existence des charriages anté-stéphaniens, il montrait que la nappe la plus élevée, constituée par des micaschistes, correspond à un synclinal couché enraciné à la limite sud du domaine lyonnais et que les unités inférieures ne sont pas indépendantes lithologiquement de leur substratum. Il y distinguait plusieurs nappes élémentaires de gneiss œillés, ayant subi des actions mécaniques provoquées par les chevauchements et s'exagérant auprès des surfaces de charriage, où de la mylonite franche s'associe parfois au gneiss œillé. Il notait d'ailleurs qu'on peut les considérer comme des écaillés et qu'il serait naturel de les grouper en une seule nappe si le contact de base était le plus important, mais que tel ne semblait pas être le cas. Il introduisait, d'autre part, la notion d'une reprise magmatique des éléments entraînés dans les mouvements tangentiels, pouvant y avoir effacé plus ou moins complètement les traces de laminage et d'écrasement, ce qui fut le point de départ de ses recherches ultérieures sur la tectonique profonde, dont il a été question au t. I, p. 285-287.

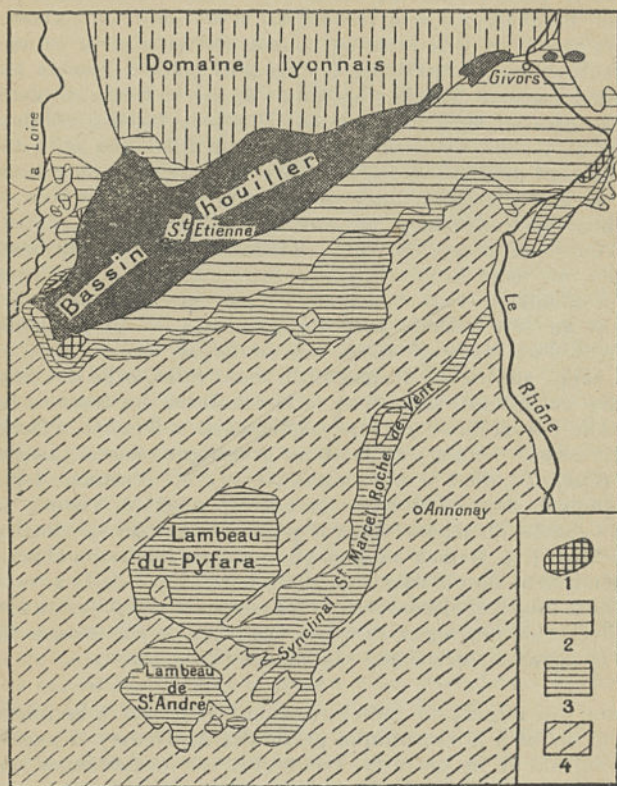


FIG. 18. — Les nappes cévénoles de la région de Saint-Etienne et du Vivarais, d'après A. Demay (1943).

1, écailles tangentielle de la Gampille et du granite de Vienne ; 2, micaschistes et gneiss du bord sud du bassin houiller, entre Firminy et Saint-Etienne, renversés sur les micaschistes et enracinés au bord sud du Lyonnais ; 3, gneiss à biotite et zones laccolitiques d'injection syntectonique du complexe cévenol, engagés dans une tectonique tangentielle profonde ; 4, granite migmatique de base du complexe et granite franc.

D'autre part, l'étude des chaînes cévenoles du *Vivarais*, plus au sud, lui avait permis de reconnaître la continuité de ces mêmes nappes cévenoles conservées en témoins flottants sur le substratum autochtone ; en particulier, elles sont pincées dans un long synclinal varisque (synclinal de Saint-Marcel — Roche de Vent), qui traverse au nord la vallée du Rhône de façon à confluer, auprès de Vienne, avec les nappes du mont Pilat, par suite d'un enfoncement vers le NE de l'anticlinal intermédiaire du substratum. Il faut d'ailleurs noter que la direction varisque de cet anticlinal est franchement orientée SSW-NNE (fig. 18).

A l'ouest du mont Pilat, sur le pourtour occidental du bassin houiller de Saint-Etienne, les nappes cévenoles s'amincissent ou se confondent avant de disparaître par enracinement en s'enfonçant au NW sous la zone du Lyonnais, en sorte qu'elles résultent d'un *charriage dirigé vers le sud-est*.

La nappe supérieure du massif du mont Pilat, celle des micaschistes, subsisterait seule jusqu'à la rencontre des terrains tertiaires du Forez. En outre, sur ses micaschistes, il existe, à l'angle SW du bassin houiller, un lambeau granitique charrié (*lambeau de la Gampille*), dont la situation flottante a été reconnue depuis longtemps et dont se retrouve un correspondant à Vienne, sur la rive gauche du Rhône, dans le prolongement du synclinal de Saint-Marcel. A. Demay a admis que ces deux lambeaux charriés proviendraient du chevauchement du bord même de la zone du Lyonnais, sous lequel s'enracinent les nappes du Pilat ; cette zone est affectée de plis aigus, déversés aussi vers le SE, c'est-à-dire dans la même direction que ces nappes cévenoles.

Dans son important mémoire récent, consacré à la microtectonique et à la tectonique profonde, A. Demay a exposé les résultats de ses dernières recherches sur les Cévennes septentrionales.

Pour les parties hautes de l'édifice structural, il n'a eu que peu à ajouter à ses conclusions antérieures. Les éléments supérieurs du complexe cévenol : l'écaille tangentielle du granite de la Gampille, initialement encarté à la limite des micaschistes et des gneiss, puis renversé sur les micaschistes ; la nappe ou écaille du granite de Vienne, dont la position est analogue ; l'écaille gneissique de Montrambert et les gneiss des Petites-Molières, près de Saint-Etienne, qui reposent sur toute la masse des micaschistes, *dérivent d'un grand pli couché à noyau de gneiss et de granite qui enveloppe*

les micaschistes à muscovite. L'origine de ce pli se trouve à la limite sud de la zone lyonnaise, où l'on voit partout les micaschistes s'enfoncer sous les gneiss du Lyonnais. L'observation récente, par A. Demay, de la *charnière anticlinale de ce pli couché*, sur une quinzaine de kilomètres, entre Rive-de-Gier et Givors, accentue le caractère alpin de cette structure tangentielle.

Dans les parties profondes du complexe cévenol, où l'inclinaison des couches est faible, souvent subhorizontale, le laminage dû aux mouvements tangentiels est encore plus intense que dans les parties hautes. Mais, en raison de l'interférence des phénomènes orogéniques et des phénomènes magmatiques, l'évolution apparaît plus complexe. On est ici dans le domaine de la tectonique profonde (t. I, p. 285-287). Les mouvements tangentiels les plus anciens que l'on puisse distinguer se sont produits dans des conditions de profondeur qui permettaient une recristallisation complète, en particulier la transformation de roches éruptives, à composition chimique de gabbros, en orthogneiss amphiboliques.

Ensuite l'ensemble a été relevé par rapport à sa position durant la phase du métamorphisme initial. L'examen direct du terrain et l'étude microtectonique mettent en évidence des phases successives de mouvements tangentiels et de cristallisation, injection ou imprégnation magmatique. Au cours d'une de ces phases, il y a eu *absorption syntectonique du complexe, à sa base, par le granite.* Durant une phase ultérieure, ont pris naissance de *grandes zones d'injection alcaline, de forme laccolitique.* Les efforts orogéniques restaient aussi intenses, mais la rigidité du matériel ne permettant plus de mouvements d'aussi grande ampleur, les *gâteaux laccolitiques se sont décollés* et ont glissé sur leur base, jouant le rôle de véritables écaillés tangentielles ou nappes élémentaires. Les *réinstallations et des apports magmatiques nouveaux* sont venus cicatriser les roches dans les zones de disjonction et de glissement. Après des mouvements tangentiels tardifs, qui se traduisent parfois par des écrasements francs, sans régénération, dus à une montée générale du dispositif, la région ne fut plus affectée que par le plissement, presque toujours large, mais parfois aigu, de la phase hercynienne post-autunienne.

..

En ce qui concerne la situation de ces charriages de la région de Saint-Etienne et des Cévennes septentrionales dans l'ensemble des structures cristallophylliennes du Massif

Central, A. Demay a indiqué que celles-ci sont presque partout formées de répétitions de plis isoclinaux, parfois avec des charnières visibles. Sur 200 kilomètres de long, depuis la Corrèze jusqu'au Forez, il s'est produit un renversement vers le S de gneiss à biotite sur des gneiss à biotite et muscovite, puis sur des micaschistes, aussi reconnu par P. Lapadu-Hargues dans la région de Marvejols. Si ces plis se couchent, il y a passage à la structure tangentielle des *Cévennes septentrionales*, où d'ailleurs l'absorption magmatique finale peut donner l'impression d'un pays tranquille (comme à La Louvesc).

Cependant, dans la région, étudiée par H. Longchambon, qui peut être dénommée **Cévennes médianes**, les structures sont souvent redressées (peut-être par des replis postérieurs aux mouvements principaux) et même localement inversées. En effet, P. Lapadu-Hargues a montré que le bord sud du petit bassin houiller de Prades est chevauché, dans la direction NW, par le massif cristallin du Tanargue. En bien des points de cette zone, on constate des traces de mouvements orogéniques intenses, avec absorption magmatique syntectonique comme dans les Cévennes septentrionales.

V. — Les Cévennes méridionales.

Les *Cévennes méridionales* (Cévennes proprement dites) sont caractérisées par un grand développement d'un ensemble monotone de schistes et quartzites chloriteux, notablement moins métamorphiques que les schistes cristallins des Cévennes septentrionales, qui se montrent généralement plongeants vers le nord, suivant une épaisseur *apparente* de plus de 12.000 mètres, qui ne semble explicable que par l'existence de plis ou écaillés poussés au sud. D'ailleurs, dans la région au N et à l'W de Largentière, où se fait le contact avec les gneiss et granites de la zone cévenole septentrionale, auprès de l'enfouissement sous la couverture de Permien et de Trias (dont de nombreux témoins commencent à se montrer là sur les terrains anciens) s'intercalent plusieurs écaillés, étudiées par A. Demay et H. Longchambon, qui traduisent un certain déplacement tangentiel vers le sud, mais assez faible. Plus au sud, le complexe méridional montre aussi

la trace de semblables *poussées vers le sud*, ayant produit une structure isoclinale et même d'importants chevauchements, très nets à la terminaison des Cévennes méridionales, auprès du Vigan.

Cette région du Vigan est très intéressante aussi au point de vue stratigraphique, car M. Thoral y a découvert de l'Acadien fossilifère et du calcaire géorgien, puis B. Gèze a reconnu que ce calcaire s'y montre en de larges affleurements au milieu d'un complexe schistogréseux cambro-silurien, où il fournit un repère au point de vue tectonique. Il faut noter que la correspondance de ces terrains cambriens et siluriens avec ceux de la Montagne-Noire n'apparaît pas absolument directe et semble plutôt traduire un certain décrochement, masqué par les terrains permien et jurassiques du Larzac. Toutefois, la série stratigraphique du Vigan est presque identique à celle du versant nord de la Montagne-Noire et il existe au voisinage de Lodève, à la limite du causse du Larzac et du Permien inférieur formant le substratum plissé de ce dernier, une bande discontinue jalonnant ce raccordement, où B. Gèze a signalé de l'Acadien et du Géorgien (calcaire à *Archæocyathus*) reposant sur un complexe de quartzites, grès micacés et schistes psammitiques, qui paraît anté-cambrien.

Au point de vue tectonique, si A. Demay et M. Thoral admettent que les poussées sont dirigées *vers le sud*, il faut rappeler que J. Bergeron avait soutenu qu'elles le sont *vers le nord* et qu'il a figuré au Vigan de véritables nappes poussées au N. A. Demay y a distingué deux écailles superposées, formées par des calcaires et schistes légèrement métamorphiques (Géorgien et une partie de l'Acadien) chevauchant vers le sud sur un complexe de schistes noirs et schistes sériciteux, d'âge probablement Acadien, Potsdamien et Ordovicien, où M. Thoral a découvert de l'Acadien et reconnu un synclinal nettement déversé au sud, suivi d'un anticlinal de Géorgien à peu près symétrique. Les deux écailles distinguées par A. Demay sont : une *écaille du Vigan*, d'allure imbriquée, surmontée par celle du *col de Maurès*, d'un type plus tangentiel, souvent affectée de replis de détail isoclinaux, qui correspondrait, en partie, à l'ancienne « nappe de Vigan » de J. Bergeron, que celui-ci considérait comme venue du sud.

Les observations récentes de B. Gèze confirment, dans l'ensemble, l'existence des *poussées vers le sud*, mais avec des *déver-*

sements locaux vers le nord, expliquant l'ancienne conception de J. Bergeron. Ceux-ci ne pourraient correspondre à des contre-poussées tertiaires, car la série secondaire est absolument calme au voisinage et seulement affectée de failles subverticales. B. Gèze attribue ces anomalies à la compression du Cambrien entre les masses granitiques de l'Aigoual et de Saint-Guiral, au nord, et l'axe des schistes cristallins anté-cambriens qui prolongerait en profondeur celui de la Montagne-Noire, vers le sud.

* * *

Outre le décrochement sub-méridien indiqué plus haut comme probable entre la Montagne-Noire et la terminaison des Cévennes méridionales, ces dernières portent la trace de tels accidents, non apparents dans le complexe homogène des schistes sériciteux, mais visibles lorsqu'il y existe des repères. C'est ainsi que, depuis longtemps, a été reconnue par G. Fabre une « faille de Villefort », qui a, en réalité, rejeté d'environ 10 kilomètres vers le nord la partie orientale du massif granitique du Mont Lozère par rapport à sa partie principale occidentale et qui, au sud, se prolonge par la dislocation terminant vers l'ouest le bassin houiller de la Grand-Combe. Vers le nord, cet accident se prolonge jusqu'à la chaîne volcanique du Devès (Velay occidental), dont il sera question plus loin, et il appartient manifestement au faisceau des dislocations tertiaires que la poussée alpine sur son avant-pays a développées dans la moitié orientale du Massif Central (fractures bordières de la Limagne, du Forez, etc.) et qui ont été fréquemment vulcanisées à partir du Miocène supérieur et pendant tout le Pliocène, jusque même dans le Pléistocène, comme il sera indiqué plus loin.

D'autre part, il est intéressant d'observer que la *direction des plis hercyniens*, qui était localement N-S à la hauteur de Tournon, a repris son orientation varisque normale SW-NE ; elle tourne ensuite, vers Largentière, à une direction WSW-ENE, puis W-E et même à l'WNW. A. Demay admet d'ailleurs que cette bande méridionale remonte ensuite vers le NW, de façon à pénétrer dans la « zone centrale » de E. Raguin, qui ainsi ne serait pas, comme le pense celui-ci, un fragment rigide d'une tectonique plus ancienne. Il se ferait donc, *dans le sud du Massif Central, un raccordement graduel de la direction varisque à la direction armoricaine*, tout au plus avec quelques ondulations en plan, tandis que pour E. Raguin, le faisceau varisque se prolongerait vers les Pyrénées hercyniennes.

VI. — La Montagne-Noire.

Envisagée du point de vue géologique et débordant largement sur la Montagne-Noire proprement dite, cette annexe méridionale du Massif Central (fig. 19), auquel elle est réunie par le Rouergue et l'Albigeois cristallin, est séparée comme ceux-ci des Cévennes méridionales par les terrains primaires et secondaires du « golfe des Causses » (1), qui isole cette portion du socle ancien sur la carte géologique à la façon d'une sorte de presqu'île dont l'isthme est en partie recouvert, lui aussi, au nord de Rodez, par des témoins des terrains secondaires. Elle se différencie par un métamorphisme général moins élevé que dans les autres parties du Massif Central, même dans le Rouergue et les Cévennes méridionales. La série complète des terrains primaires, depuis le Cambrien jusqu'au Dinantien, s'y rencontre, en effet, bien caractérisée par des fossiles, avec les zones classiques. Le Cambrien même, quoique pouvant cependant passer latéralement à des schistes gneissiques par l'intermédiaire de schistes à séricite, surtout dans la partie nord qui confine au Rouergue, mais faisant suite, dans la région axiale et aussi dans les monts de Lacaune, à un substratum gneissique sur lequel il repose en transgression, y montre ses trois divisions paléontologiquement déterminables. Il est d'ailleurs intéressant de rappeler que c'est dans la Montagne-Noire qu'a été faite la première découverte en France, par J. Bergeron, de la faune, dite alors « *primordiale* », des schistes à Paradoxides.

Cette différence fondamentale dans la série stratigraphique peut d'ailleurs recevoir deux explications, qui ne sont pas d'ailleurs inconciliables. Si les terrains antérieurs au Dévonien supérieur ne se sont pas déposés dans les autres régions du Massif Central, la Montagne-Noire, par sa série stratigraphique complète, faisait partie d'un *géosynclinal*

(1) Ce terme de « golfe des Causses », suggéré sur la carte géologique par la répartition actuelle des terrains jurassiques, qui a été déterminée par le jeu combiné des mouvements et dislocations d'âge tertiaire et de l'érosion, n'a évidemment aucun rapport avec les conditions du dépôt de ces terrains, formés dans une aire prolongeant le fossé du nord de l'Aquitaine et ouverte vers le géosynclinal dauphinois, qui sont indiquées dans le premier volume (p. 150, fig. 21).

méditerranéen. Mais si l'absence, plus au nord, de ces terrains antérieurs au Dévonien supérieur est due au métamorphisme général pré-hercynien, qui a atteint son degré maximum dans le Lyonnais, la Montagne-Noire, ayant échappé à ce métamorphisme, se serait comportée comme un *géanticlinal*, du moins à certaines époques : son axe n'aurait pas été recouvert par la mer dévonienne suivant M. Thoral (ce qui serait une conséquence de la phase calédonienne) et plus tard, dans sa bordure, les griottes dévoniens ont pu être recouverts directement par le Viséen.

• • •

Le Cambrien, particulièrement intéressant en raison de la rareté des régions françaises où il est bien caractérisé, comprend :

1° Le *Géorgien*, débutant dans les monts de Lacaune par des poudingues de base et arkoses grossières, avec tufs et coulées volcaniques, en transgression sur un socle métamorphique antécambrien, est principalement détritique dans sa partie inférieure, puis devient calcaire dans ses niveaux supérieurs, où il renferme de nombreuses tiges d'Encrines et des restes d'*Archæocyathus* et *Coscinoocyathus*. M. Thoral y a signalé aussi de nombreux restes de Trilobites.

2° L'*Acadien* est constitué par des schistes peu épais, de couleur rouge, jaune ou verte, se chargeant de calcaire à leur partie inférieure et y passant à de vrais calcschistes renfermant des amandes calcaires ; il est bien caractérisé par sa faune de Trilobites (*Paradoxides*, *Conocoryphe*, *Agnostus*, etc...).

3° Le *Potsdamien* est représenté par des schistes, phyllades et grès, souvent à sérécité, atteignant plusieurs centaines de mètres d'épaisseur et ne montrant guère que des traces mécaniques (ripplemarks, pistes, empreintes de méduses) qui traduisent un dépôt sous une épaisseur d'eau insignifiante en une aire de subsidence. M. Thoral y a toutefois découvert une faune de Cystidés et Trilobites.

Le **Silurien** (*Ordovicien* et *Gothlandien*) est bien développé et présente des faciès tout à fait analogues à ceux du massif armoricain, qu'il est inutile d'énumérer ici. Il en est de même pour le **Dévonien**, d'abord gréseux, puis calcaire à partir du Coblentzien et se terminant par des *griottes* à Clyménies et Goniatites ; il semble, comme il est indiqué plus haut, ne pas avoir recouvert l'axe cristallin, d'après M. Thoral. De même, le **Dinantien** débute,

en certains points, par des lydiennes à nodules phosphatés, en concordance avec les griottes et qui doivent cependant correspondre seulement à la base du Viséen ; puis viennent des schistes avec quelques intercalations gréseuses à *Lepidodendron Veltheimianum* et ensuite des calcaires viséens à *Productus*, *Spirifer*, Gastropodes et Lamellibranches.

Tous ces terrains sont encore fortement plissés et recouverts en discordance par le *Stéphanien* et l'*Autunien*, concordants entre eux.

* * *

Postérieurement aux anciennes études de J. Bergeron, la tectonique de la Montagne-Noire *s. lat.* a été l'objet de nombreuses observations et elle a été surtout élucidée par M. Thorat, puis par B. Gèze. Ce dernier a donné l'esquisse structurale suivante de l'axe métamorphique et de ses bordures méridionale et septentrionale (fig. 19).

1° La *région axiale*, outre des gneiss et granites, montre des anticlinaux de gneiss cœllés et micaschistes francs, dont l'âge anté-cambrien est démontré par leur couverture de Cambrien, débutant par des schistes et mylonites à galets du Géorgien inférieur et d'ailleurs métamorphisé par la large granitisation hercynienne, qui constitue des synclinaux orientés SW-NE, tendant vers W-E dans la partie orientale de cet axe. Celui-ci laisse deviner des plis, sans doute anté-cambriens, mais dont un rejeu calédonien et hercynien demeure probable. D'autre part, la partie orientale, correspondant aux monts de l'Espinouze en son bord sud et aux monts de Lacaune en son bord nord, est séparée obliquement de la partie occidentale (Montagne-Noire proprement dite) par une dislocation *tertiaire* ayant produit un chevauchement du bord septentrional de la Montagne-Noire, qui est jalonnée par une pénétration W-E des dépôts tertiaires de Mazamet au long de la vallée supérieure du Thoré jusque vers Labastide.

2° Dans la *bordure méridionale* de l'axe métamorphique, où presque tous les étages sont représentés et généralement fossilifères, la structure est plus difficile à élucider, en raison de superpositions locales de calcaires cambriens et dévoniens, ainsi que de schistes siluriens et houillers, de faciès presque identiques, et aussi des laminages dus aux poussées hercyniennes (et peut-être

tertiaires), qui ont entraîné la formation d'écaillés et de véritables nappes charriées *du sud vers le nord*, pour lesquelles des déplacements tangentiels de l'ordre de 10 à 50 kilomètres paraissent vraisemblables à B. Gêze. D'autre part, des plis calédoniens se décèlent par le fait qu'à l'ouest de la vallée de l'Orb, le Cambrien est recouvert par du Gothlandien et du Dévonien, qui forment deux synclinaux un peu obliques aux plis du Cambrien et violemment

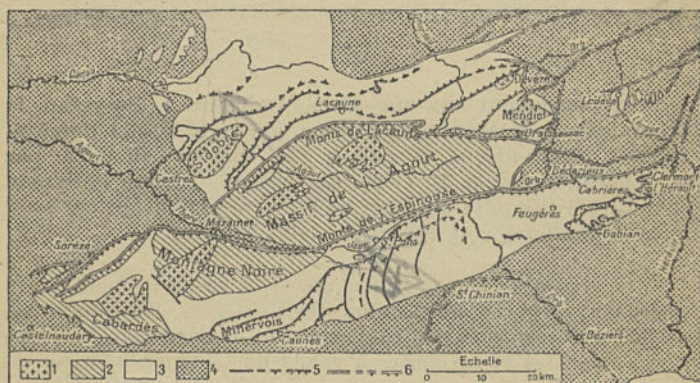


Fig. 19. — Esquisse structurale de la Montagne-Noire, d'après B. Gêze (1943).

1, granites ; 2, schistes cristallins ; 3, terrains anté-hercyniens ; 4, terrains post-hercyniens ; 5, failles et surfaces de chevauchement (1) hercyniennes 6, failles et surfaces de chevauchement tertiaires.

(1) Les lèvres chevauchantes sont indiquées par de petits traits transversaux.

déversés au NW. A l'est de la vallée de l'Orb, où dominent le Dévonien et le Carbonifère, le régime d'écaillés poussées au nord prend une grande ampleur dans la région classique de Cabrières à Laurens et Gabian. Il faut encore noter que quelques déversements au SE peuvent résulter, soit de contre-poussées lors de la formation hercynienne des écaillés, soit de réactions tertiaires. En outre, de grands accidents subméridiens verticaux coupent les accidents WSW-ENE.

3° La bordure septentrionale présente, dans sa partie sud-ouest, une série assez régulière d'anticlinaux et synclinaux renfermant toute la série cambrienne et poussés, dans l'ensemble, *vers le SE*,

c'est-à-dire vers l'axe cristallin, symétriquement par rapport aux écaïlles de la bordure méridionale. Dans la partie nord-est de cette bordure (monts de Lacaune), les plis isoclinaux, toujours dirigés WSW-ENE, se transforment en écaïlles imbriquées, à plongement nord, très nombreuses, mais paraissant n'avoir subi que des déplacements assez faibles (de l'ordre de 2 à 5 kilomètres au plus, pour B. Gèze). Celui-ci pense que ces accidents résultent de contre-chevauchements liés à une avancée profonde de l'axe métamorphique sous les terrains primaires du nord, ceux-ci ayant réagi à la façon des mottes de terre imbriquées en avant du soc de la charrue. La série primaire y comprend, d'autre part, jusqu'au Gothlandien.

Dans la partie occidentale, le *massif granitique du Sidobre* paraît occuper une aire synclinale, quoique montrant un petit anticlinal non digéré, qui indique que sa mise en place est syntectonique par rapport au plissement hercynien, comme celui de l'Aigoual indiqué précédemment.

En outre, toute cette région montre de très importantes *failles tertiaires* obliques, résultant peut-être du rejeu d'accidents antérieurs, mais qui, en tout cas, manifestent l'intensité de nouvelles poussées S-N ayant été capables de fracturer le bâti hercynien consolidé. Les deux principales sont : 1^o l'une à la limite N du plateau de l'Agout (faille des monts de Lacaune) ; 2^o l'autre, sur environ 125 kilomètres de long, depuis le N de Castelnaudary jusqu'à Clermont-l'Hérault (grande faille de la Montagne-Noire), jalonnée par le sillon Thoré-Jaur-Orb.

VII. — Au nord de la Montagne-Noire et se rattachant très étroitement à elle, l'**Albigeois cristallin** est constitué par des schistes peu ou non métamorphiques, s'étendant entre les monts de Lacaune, au sud, et le bassin houiller de Broquiès ou la vallée du Cérou, au nord. Ensuite vient le **Rouergue**, plus cristallin, formé de micaschistes au milieu desquels affleurent divers massifs de gneiss et de granites, dont le plus important est le massif de granite de Villefranche-du-Rouergue, orienté N-S le long de la faille de Villefranche, dont il sera question plus loin et qui sépare le socle ancien des terrains permien et secondaires de l'Aquitaine (Pl. IV).

VIII. — Les terrains cristallins
du bord sud-ouest du Massif Central proprement dit,
du pied de l'Aubrac à Nontron.

Au nord de Rodez, les terrains jurassiques du causse du Comtal, reposant sur du Permien et du Houiller de l'ancien fossé nord-aquitain, qui longeait le bord du Massif Central proprement dit jusqu'au delà du bassin de Brive, isolent presque entièrement de ce massif la région précédente du Rouergue, de l'Albigeois et de la Montagne-Noire. Dans un mémoire récent, M. Roques a décrit les terrains plus ou moins métamorphiques qui constituent la portion du socle ancien s'étendant à partir du pied des massifs volcaniques de l'Aubrac et du Cantal, à l'est, dans la direction WNW, en bordure du fossé nord aquitain en question, jusqu'à Nontron (Pl. IV). Il y distingue ainsi successivement les régions suivantes :

a) La *Viadène* et la *Châtaigneraie* (vallée supérieure du Lot), situées respectivement au pied sud-ouest de l'Aubrac, puis du Cantal, comportent principalement des phyllades, schistes à sérécite et micaschistes prolongeant, au delà du causse de Comtal, ceux du Rouergue. Les types plus cristallins y sont seulement des gneiss supérieurs, à deux micas, reposant directement sur des migmatites, qui sont fortement plissés avec renversement au SE, et des massifs de granites entourés d'une zone de métamorphisme de contact.

b) Le massif de la *Moyenne Dordogne*, encadré entre les extrémités du sillon houiller, à l'est, et de la faille d'Argentat, à l'ouest, comprend la terminaison méridionale du *massif granulitique de Millevaches*, qui longe la faille d'Argentat et ses puissantes mylonites. Ces granulites ont été injectées dans la série plissée, qui comprend un large développement des gneiss inférieurs, à biotite et sillimanite, et elles y sont disposées parallèlement aux plis. Ainsi que cela avait été déjà indiqué par A. Demay, les gneiss de ce massif sont poussés au SW et la série cristallophyllienne y est renversée dans sa partie sud. Ce renversement, qui a produit le recouvrement des micaschistes par des gneiss sur plus de 200 kilomètres entre Figeac et Nontron, dans la zone suivante, est postérieur au métamorphisme.

c) La zone du *Bas-Limousin*, à l'ouest de la faille d'Argentat,

s'étend en bordure des terrains secondaires de l'Aquitaine et du Permien, avec Houiller, de Brive. Elle est coupée successivement par une série de vallées qui sont, du SE au NW, le Lot, le Célé, la Cère, la Dordogne, la Corrèze, la Vézère, l'Auvezère et l'Isle, fournissant toutes de bonnes coupes des terrains du socle ancien. Ceux-ci sont peu métamorphiques, ne comprenant que les gneiss supérieurs sur les anatexites, puis des micaschistes, des schistes à séricite et des phyllades. Ce complexe contient, à Génis, la lentille de calcaire cristallin à encrines, dont l'âge cambrien ou dévonien a été controversé entre M. Roques et M. Thoral (p. 108) ; ensuite, en un synclinal, s'y trouvent les poudingues et grès de Thiviers et les ardoises d'Alassac, d'âge imprécis. Les granites ne sont pas abondants dans cette zone bordière du Limousin, par laquelle se termine notre esquisse des diverses régions du socle hercynien.

IX. — Résumé de la structure du socle hercynien.

En résumé, il résulte de ce qui précède que, si l'on suit le bord oriental du Massif Central, on y traverse successivement, dans les grandes lignes, des régions dont le socle hercynien présente des caractères bien différents. Dans une première zone, s'étendant du Morvan au faisceau synclinal de la Loire, les terrains paléozoïques anté-hercyniens (1) sont assez souvent représentés par les étages supérieurs (Dévonien supérieur et Dinantien) ; mais, d'autre part, ceux-ci peuvent aussi être englobés dans les terrains métamorphiques, et il est alors possible que dans ces derniers soient représentés, de même, des terrains inférieurs, dévoniens et silurocambriens ; mais on ne saurait l'affirmer avec certitude. Au point de vue tectonique, c'est une zone de plis réguliers, continus et habituellement sans direction de déversement caractérisée.

Avec la zone disloquée des écaïlles des environs de Tarare, qui s'enfoncent sous le bord de la précédente, commence une région où le métamorphisme général a été beaucoup plus intense. Celui-ci présente son maximum dans la zone

(1) J'emploie ici ce terme pour désigner la série qui se termine par le Dinantien, quoique des mouvements préliminaires, se rattachant à la phase hercynienne, aient pu se produire déjà entre le Dévonien et le Dinantien, puis pendant ce dernier, comme dans le massif armoricain.

du Lyonnais, qui montre une transformation complète ayant atteint les terrains anté-hercyniens les plus élevés. Cette zone, qui se présente au premier abord comme une *aire anticlinale*, mais affectée de plis isoclinaux aigus déversés vers le SE, correspondrait donc à *une région d'enfoncement géosynclinal maximum*.

La zone cévenole septentrionale, qui lui fait suite au sud du bassin houiller de Saint-Etienne, présente la continuation d'un type profond de métamorphisme général, accompagné d'un très intense remaniement magmatique syntectonique de la base du complexe des schistes cristallins; aucun terrain paléozoïque d'âge défini n'y est reconnaissable, ni même probable. Au point de vue tectonique, ce complexe, en partie caché sous le Houiller du bassin de Saint-Etienne, a son origine au bord sud du Lyonnais et correspond à des *déplacements tangentiels dirigés au SE* et appartenant à un faisceau varisque d'âge anté-stéphanien. Dans les Cévennes médianes, ce régime peut localement être troublé par des déplacements en sens inverse, peut-être en relation avec des mouvements ultérieurs.

Dans les Cévennes méridionales, il semble exister, suivant M. Thoral, un vieux fond sur lequel repose le Cambrien. Mais les granites syntectoniques et post-tectoniques hercyniens y ont entraîné un important métamorphisme de contact, qui a ajouté localement ses effets à ceux du métamorphisme général de formations malheureusement non datées dans leur grande majorité. Dans la Montagne-Noire, où le régime des poussées vers le SE se poursuit, traduit par des écaillés ou peut-être des nappes peu importantes, avec des complications pouvant être dues à des répercussions des poussées tertiaires de la zone pyrénéo-provençale, dont ce massif a constitué l'avant-pays, un métamorphisme anté-cambrien est certain, auquel s'est surajouté un autre plus tardif et hercynien, plus accentué vers l'ouest, mais *relativement faible*. Cette dernière notion n'est guère d'accord avec celle suivant laquelle, tandis que le Massif Central, pris dans son ensemble et dans le cadre de l'Europe Centrale, correspondrait à une zone anticlinale, la Montagne-Noire marquerait le début d'un régime géosynclinal d'une zone plus méridionale, dite *synclinal méditerranéen*.

En ce qui regarde le plan structural, il sera très intéressant pour les lecteurs du présent ouvrage d'avoir connaissance, malgré le degré nécessaire d'imprécision qu'il comporte encore actuellement, d'un *essai de coordination des lignes structurales et du sens des mouvements sur l'ensemble du Massif Central* qu'a bien voulu — et je l'en remercie vivement — exposer ici A. Demay, dont le nom est venu sous ma plume à de multiples reprises à propos de ce massif, car il en a étudié la plus grande partie (à l'exception de la Marche et du Limousin).

« 1° Les mouvements essentiels ont été partout anté-stéphaniens.

« 2° Tandis que la jonction des directions hercyniennes armoricaine et varisque n'avait été envisagée dans le Massif Central — se faisant soit par un raccord en arc, soit par un rebroussement — que pour les lignes directrices de l'*orogénèse stéphanienn*e ou *post-stéphanienn*e, suivant les vues classiques de Marcel Bertrand et d'Aug. Michel-Lévy, on aperçoit maintenant le dessin axial des *chaînon*s anté-stéphaniens. Celui-ci consiste essentiellement en *des arcs emboîtés, convexes vers le sud*, avec une large ondulation des axes autour du granite profond du Cantal, ainsi qu'avec un épanouissement des plis en certaines parties et inversement une convergence et un resserrement de ceux-ci en d'autres parties de cet arc anté-stéphanienn, qui peut être défini depuis la région de Lyon et de Saint-Etienne jusque dans le Limousin, à travers la région médiane du massif, le Cantal et la Corrèze.

« 3° Ce plan est troublé par *de grands accidents ou plissements transversaux*, postérieurs aux mouvements essentiels : faille d'Argentat ; accident anté-stéphanienn du grand sillon houiller, qui a rejoué après le Houiller ; zone de montée axiale du Forez, de direction NNW à N, depuis La Chaise-Dieu jusque dans la haute vallée de l'Allier, bordée à l'ouest par une brusque flexure ou par un synclinal transversal. Ces accidents, dans un pays que les mouvements antérieurs avaient rendu rigide, se traduisent par des zones mylonitiques à peu près rectilignes (faille d'Argentat, grand sillon houiller), par un décalage du Cristallophyllien de part et d'autre de l'accident, par une torsion des directions axiales.

« 4° Parmi les données essentielles de la structure transversale, il faut citer la poussée vers le SW, le S ou le SE et le renversement des gneiss à biotite sur des gneiss micaschisteux à bio-

tite et muscovite et de ceux-ci sur des micaschistes qu'A. Demay a observé le long de l'arc anté-stéphanien défini plus haut, depuis l'ouest de la Corrèze jusque dans le Forez et dont, au delà de la zone de montée axiale du Forez, le renversement des gneiss du Lyonnais sur les micaschistes de Saint-Etienne est encore un témoin. L'observation de charnières montre d'ailleurs qu'il ne s'agit pas là seulement d'un chevauchement, mais de plis répétés, souvent isoclinaux.

« Au delà du Rouergue, où apparaît, à la faveur de la montée axiale et transversale, une tectonique tangentielle profonde, les poussées sont de nouveau nettement dirigées vers le S : plis iso-clinaux au sud du Rouergue et dans les Cévennes méridionales, écaillés paléozoïques du Vigan et des monts de Lacaune.

« 5° Presque partout, on observe des *plis redressés*, souvent isoclinaux, tantôt de type normal, tantôt injectés et à demi-absorbés par les venues magmatiques (tectonique profonde de type non tangentiel). Dans certains cas, par exemple à la bordure sud de la zone lyonnaise, les plis se couchent et l'on passe à la tectonique tangentielle des Cévennes septentrionales.

« 6° L'âge de ces chaînons, sûrement anté-stéphanien, est presque certainement *hercynien dans la partie sud*, par continuité avec la tectonique des monts de Lacaune, considérée comme hercynienne malgré l'absence du Dévonien, et de manière moins immédiate, mais très proche, avec la tectonique hercynienne de la Montagne-Noire. Plus au nord, il ne pourra être établi avec certitude qu'après la détermination de l'âge du cristallophyllien et des granites engagés dans l'orogénèse. Enfin, dans la partie septentrionale du massif (zone morvano-roannaise, Bourbonnais, etc.), la tectonique cristallophyllienne semble bien être *anté-hercynienne*, car le Paléozoïque plissé, y compris le Dévonien, présente une allure toute différente. C'est là une grande différence avec la partie sud du Massif Central, où les structures cristallophylliennes prolongent sans la moindre discontinuité, ni la moindre trace de discordance, les structures visibles dans le Paléozoïque fossilifère. »

• •

Comme l'indique fort justement A. Demay dans les lignes qui précèdent, il importe donc, en ce qui regarde les dispositions tectoniques des terrains anciens du Massif Central, de distinguer entre celles qui résultent de la *tectonique post-*

dinantienne, qui a pu s'élaborer tout au long de la durée du Westphalien, et celle dont le plan, le plus apparent au premier abord et celui qui est le plus souvent et le seul envisagé d'ordinaire dans les schémas du système hercynien, est celui qui résulte de la disposition en France de nos bassins houillers du Massif Central, qui ne datent que du Stéphanien. Or, l'exemple du bassin houiller de Saint-Etienne, le plus important de ceux-ci, est particulièrement instructif pour montrer la possibilité d'une indépendance, au moins locale, de la tectonique anté-stéphanienne, à laquelle appartient le régime des nappes et écaillés des Cévennes septentrionales, et de celle datant du Stéphanien (plus ou moins accentuée après le dépôt de celui-ci), qui s'est superposée à la précédente. Il était évidemment utile de faire cette remarque avant d'examiner la disposition des bassins houillers du Massif Central.

B) LES BASSINS HOUILLERS STÉPHANIENS ET AUTUNIENS

Ces bassins se sont produits, comme nous le savons donc, dans la chaîne hercynienne, surgie après le Dinantien, mais dont les plissements, voire même les écaillés qui se rencontrent dans le soubassement de celui de Saint-Etienne, ont dû se poursuivre pendant le Westphalien. Ils se partagent en plusieurs groupes (fig. 20), où se traduit le « V hercynien » classique.

A) La plupart et les plus importants de ces bassins se trouvent dans la partie orientale du Massif Central et correspondent nettement à des *synclinaux de direction varisque*, qui ont constitué des fossés de subsidence ayant joué un rôle assimilable à celui de *petits géosynclinaux*, bien que remplis de *sédiments d'eau douce*, car ils se sont affaissés en accumulant de grosses épaisseurs de ces sédiments. Ces bassins, d'importance très inégale, sont les suivants, du nord au sud :

1° *Sincey*, dans le nord du Morvan, de direction W-E, très rectiligne et qui, d'après M. Bonnet, serait recouvert en ses deux bords par des terrains du socle ancien ;

2° *Decize, Epinac, Autun* (avec de l'Autunien et du Saxonnier) ;

3° *Bert, Blanzay, Le Creusot* (avec de l'Autunien et du Saxonnier) ;

- 4° *La Chapelle-sous-Dun* ;
 5° *Sainte-Foy et Largentière* ;
 6° *Saint-Etienne* ;
 7° *Prades*.

Ces divers bassins ne sont d'ailleurs pas rigoureusement

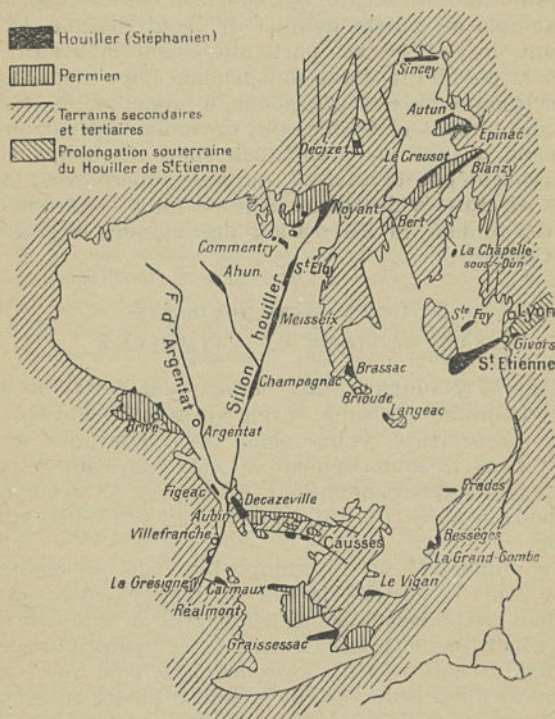


FIG. 20. — Carte des gisements houillers (stéphanien) et permien du Massif Central.

contemporains, certains d'entre eux ayant pu commencer plus ou moins tôt pendant le Stéphanien et se terminer aussi à des époques différentes.

B) En outre, d'autres petits bassins se montrent çà et là dans l'intérieur du Massif Central, avec des directions moins

nettes (par exemple ceux de *Brassac* et de *Langeac*), et d'autres dans la partie occidentale (*Commentry*, *Bourganef*, *Ahun*, *Argentat*) ayant alors une direction armoricaine et dont le raccord avec les précédents est assez hypothétique.

C) Certains petits bassins, alignés suivant le « *sillon houiller* » et très écrasés (*Noyant*, *Saint-Eloy*, *Meisseix*, *Champagnac*) forment une traînée discontinue suivant une direction rectiligne, partant des environs de Bourbon-L'Archambault pour aboutir à *Decazeville*. Cette traînée de bassins houillers a donné lieu à des interprétations très diverses. Aug. Michel-Lévy les considérait comme jalonnant séparément un rebroussement de la direction varisque à la direction armoricaine pour chacune des bandes synclinales existant plus à l'est. L'opinion actuelle en fait le remplissage d'un *chenal houiller*, d'une direction sub-varisque tournant vers le S, initialement continu, mais complètement écrasé et n'étant conservé qu'en certains points.

D) Un autre groupe de bassins houillers, en plusieurs rangées, se trouve tout au sud du Massif Central (souvent avec de l'Autunien), comprenant ceux du *Gard* (*Bessèges* et la *Grand-Combe*), ceux de l'*Aveyron* et du *Tarn* (*Decazeville*, *Carmaux*, *Graissessac*, *Broquiès*, etc.) et se poursuivant jusqu'au bassin de *Brive*. Cette traînée aurait une forme arquée, raccordant ainsi les directions varisque et armoricaine (1) sans rebroussement, ce qui d'ailleurs se concilie assez mal avec la direction presque varisque du sillon houiller.

L'allure des couches de houille dans le Massif Central est en général beaucoup moins régulière que dans le bassin franco-belge et elles s'y rencontrent dans des dépôts détritiques généralement plus grossiers. Si leur origine est très généralement lacustre, cependant des dépôts de caractère lagunaire se montrent dans le bassin houiller du *Gard*, probablement en rapport avec le voisinage d'un bras de mer ayant subsisté dans la région axiale du géosynclinal hercynien des Pyrénées (où des couches marines renferment des végétaux houillers dans la vallée d'Aure et au Plan-des-Etangs, au pied du Néthou). Souvent ces couches se réunissent sans toit bien défini, ainsi que le montre, par exemple, la « grande couche » de *Commentry* dont la disposition est analogue à celle des dépôts

(1) Nous avons vu plus haut (p. 80) qu'il est permis de faire l'hypothèse que cette traînée houillère se prolonge par celle des petits bassins houillers vendéens par dessous les terrains secondaires nord-aquitains.

d'un delta torrentiel lacustre (I, fig. 3) et dont les conditions de formation ont été reproduites expérimentalement par H. Fayol.

La flore stéphanienne est caractérisée par l'abondance des *Pecopteris*, *Cordaites* et *Calamodendron*, mais avec décroissance rapide des *Lepidodendrons* et *Sigillaires*. L'étude détaillée des flores rencontrées dans les divers bassins a permis d'établir des subdivisions dans le Stéphanien et de fixer comme il suit les âges respectifs du remplissage de ces bassins.

Zone des Calamodendrées.	Saint-Etienne Grand-Combe	Decazeville	Montchanin, Sainte - Foy, Largentière, Commentry, Champagnac.
Zone des Filicacées.			Decize, Bourganeuf, Ahun, Argentat.
Zone des Cordaïtéés.		Saint-Chamond, Blanzy, La Chapelle - sous - Dun, Saint-Eloy, Brassac, Langeac.	
Zone des Cévennes (stérile)			
Zone de Rive-de-Gier (à <i>Pecopteris arborescens</i>).		Rive-de-Gier.	

L'**Autunien** contient surtout des *schistes bitumineux* (avec *boghead* au sommet). Dans sa flore se trouvent en abondance des Conifères (*Walchia*, etc.), mais encore avec des Fougères (*Callipteris conferta*). Il se subdivise de la façon suivante dans le bassin d'Autun : 1° à sa base, les *couches d'Igornay* (environ 400 m.) renfermant une flore encore stéphanienne, mais accompagnée de *Walchia* ; 2° les *couches de Muse* (300 à 350 m.) ; 3° les *couches de Millery* (500 m.), renfermant la zone du *boghead*.

— Les schistes bitumineux se trouvent aussi dans le bassin de l'Aumance, à l'ouest de l'Allier, ainsi que dans la région de Lodève.

Les bassins autuniens ont été plutôt lagunaires, c'est-à-dire en communication plus ou moins directe avec la mer, laquelle tendait à reprendre possession du domaine hercynien, en sorte

qu'il s'est produit une continuation de l'ennoyage au Saxonien. En particulier, l'ennoyage du *sud du Massif Central* est très caractérisé depuis la région de *Lodève* jusqu'au *bassin de Brive*, jalonné dans l'intervalle par le Permien de la *Grésigne*.

D'autre part, ces fossés ont encore fonctionné comme de *petits géosynclinaux* et leur affaissement est très caractérisé, de même qu'il l'avait été déjà au Stéphanien, pendant lequel le bassin de Saint-Etienne avait engouffré une épaisseur de plusieurs milliers de mètres de sédiments (l'étage stérile des Cévennes y ayant déjà, à lui seul, environ 1.000 m.).

Ce caractère de subsidence est très net pour le *bassin d'Autun*, où l'Autunien a une grande épaisseur (certains forages ont encore rencontré les schistes bitumineux à 800 mètres de profondeur), ainsi que dans celui du *Creusot*, où l'Autunien a 900 mètres d'épaisseur à Charmoy, au SE du Creusot, alors qu'il n'a que quelques mètres seulement au bord du bassin.

Cette subsidence s'est d'ailleurs poursuivie plus tardivement pour le fossé longeant le bord sud du Massif Central jusqu'au bassin de Brive (et au delà jusqu'en Vendée), qui a reçu encore des sédiments pendant une partie de l'ère secondaire; c'est ainsi qu'au-dessus de l'Autunien, le Permien rouge de *Lodève* (Saxonien) a une très grande épaisseur et une large extension.

Dislocations hercyniennes d'âge permien.

Les dépôts précédents ont été ensuite plissés après l'Autunien; mais la tectonique des bassins houillers et autuniens semble en général assez peu compliquée (fig. 21) (1). Donc *cette deuxième phase hercynienne a été beaucoup moins intense que la phase anté-stéphanienne*. Cependant, des roches broyées jalonnent la bordure SE des lambeaux stéphanien dans la vallée de la Brévenne (Largentièrre, Sainte-Foy, etc.), d'après Albert Michel-Lévy.

En outre, se sont reproduites de *nouvelles fractures orientées NW-SE*, donc encore transversales aux plis varisques, comme celles de la fin du Viséen, ayant livré passage, à l'époque du *Permien inférieur*, à des *éruptions de porphyrites*

(1) Le *bassin houiller du Gard* fait exception, mais il a subi le contre-coup des poussées pyrénéo-alpines qui sont venues au Tertiaire écraser ce bassin situé au bord de leur avant-pays, en y développant même des accidents qui ont été décrits comme des charriages.

micacées et amphiboliques, qui se rencontrent en coulées à la base du Permien d'Autun et en nombreux filons traversant le Stéphanien dans la vallée du Gier. Ces roches ont les mêmes caractères magmatiques que les microgranulites du Viséen et que les granites.

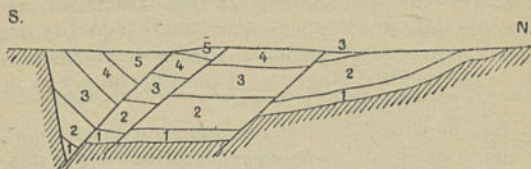


FIG. 21. — Coupe schématique du bassin houiller de Saint-Etienne, d'après Gruner.

1, brèche de base ; 2, assise stérile (faisceau houiller de Rive-de-Gier) ; 3, étage inférieur de Saint-Etienne ; 4, étage moyen ; 5, étage supérieur (ou du Bois d'Aveize).

Ensuite, entre le Permien et le Lias moyen, se sont produites des venues hydrothermales siliceuses, ayant produit du quartz, avec *barytine*, *galène* et *mispickel*. Dans le *Beaujolais*, elles sont sorties par des *fractures encore orientées NW-SE* et s'y sont surtout produites au Trias. Dans le *Morvan*, des phénomènes de silicification analogues ont atteint les calcaires hettangiens et jusqu'à ceux du Sinémurien.

C) LE MASSIF CENTRAL AUX TEMPS SECONDAIRES ET TERTIAIRES

Il s'est certainement produit des transgressions importantes des mers secondaires sur le Massif Central, en dehors des témoins conservés de la couverture de Trias et de Jurassique qui se rencontrent discordants au-dessus du socle primaire sur le bord du Morvan, dans le Beaujolais, le Charolais et le Lyonnais, ainsi que dans la région des Causses et sur le Rouergue, au sud du Massif Central, isolant presque complètement la Montagne-Noire. C'est ce que montre, en particulier, l'existence de nombreux points, à la surface des terrains anciens, de *chailles*, silex résiduels caractéristiques de divers niveaux jurassiques.

Mais il est impossible de dessiner, même grossièrement, les contours de ces avancées marines ; toutefois, celles-ci ont été

certainement en régression au Bajocien supérieur et surtout au Bathonien inférieur, époque à laquelle l'étude des terrains secondaires du bassin parisien et de l'Aquitaine indique que le Massif Central était entouré d'une ceinture de lagunes où se sont formés des dépôts saumâtres, montrant même parfois des discordances locales. Il en résulte qu'à cette époque le Massif Central a dû subir un exhaussement, d'ailleurs temporaire, car dès le Bathonien supérieur les faciès lagunaires ou même lacustres disparaissent dans les dépôts rencontrés en bordure du massif ou sur le « détroit des Causses ».

La couverture triasico-jurassique du Beaujolais et du Charolais a d'ailleurs été ultérieurement ondulée, par contre-coup des poussées alpines. Comme l'a établi Aug. Michel-Lévy, ses couches forment des voûtes à grand rayon de courbure et à clefs effondrées, affectées en outre, ainsi que leur substratum paléozoïque, de cassures et de décrochements transversaux à la direction varisque des plis hercyniens. J'ai déjà indiqué que certaines au moins de ces cassures s'étaient produites consécutivement aux derniers plissements hercyniens et qu'elles ont été le siège d'émissions siliceuses pendant le Trias et même jusqu'à l'Hettangien et au Sinémurien. Mais les ondulations du Jurassique sont évidemment plus récentes et il est extrêmement probable, sinon certain, qu'elles sont dues à une répercussion des poussées alpines au Tertiaire et que, de même, les décrochements successifs suivant ces fractures doivent résulter, pour une bonne part, d'une remise en mouvement par ces poussées.

Nous avons d'ailleurs signalé plus haut, en ce qui concerne les accidents hercyniens des Cévennes méridionales, qu'ils présentent des complications paraissant dues aussi à une même cause.

En outre, en d'autres régions du Massif Central, les anciennes dislocations hercyniennes ont pu rejouer à l'époque tertiaire et avoir eu un rôle important dans la production des accidents définitifs. On a pu reconnaître ainsi que l'ancienne zone de dislocation d'Argentat a rejoué, au moins vers son extrémité méridionale : que l'ancien sillon houiller a été réoccupé à l'Oligocène, dont les dépôts atteignent une centaine de mètres d'épaisseur dans le bassin d'Asprières, tandis que, d'autre part, cette fracture est relayée presque exactement, en son extrémité sud, par la *faille de Villefranche-du-Rouergue*, important accident d'âge tertiaire qui fait buter la série jurassique du Quercy et le dôme complexe permo-triasique de la Grésigne contre les granites et schistes métamorphiques du Rouergue. On a reconnu aussi, par une seconde

minéralisation dans certains filons métallifères hercyniens, que ceux-ci s'étaient rouverts à l'époque tertiaire.

De même, la partie occidentale du Massif Central est souvent bordée, du côté de l'Aquitaine, par des failles intéressantes à la fois le socle ancien et sa bordure secondaire, de direction nettement armoricaine, qui se sont manifestement greffées sur d'anciens accidents hercyniens. Nous constaterons plus loin que de tels accidents, plis ou failles, résultant d'une répercussion du plissement ancien, se retrouvent en pleine zone de terrains jurassiques et crétacés dans le nord de l'Aquitaine et que, d'autre part, ils semblent y être manifestement le contre-coup des plissements pyrénéens, d'un âge tertiaire antérieur à celui des plis des Alpes.

Le socle ancien du Massif Central a donc été soumis à des efforts de surrection et à des gauchissements pendant des époques assez diverses, et il est naturel que sa structure antérieure ait plus ou moins influé sur la disposition des déformations et des dislocations récentes. La limite de la région cévenole vers le fossé rhodanien, qui suit à peu près la direction varisque, a été caractérisée par E. Haug comme une faille de surrection du socle ancien par rapport à sa bordure ; d'ailleurs la surrection des Cévennes à une époque tertiaire assez récente est mise en évidence par l'encaissement profond des méandres des vallées.

Pendant, certaines grandes dislocations tertiaires du Massif Central ont été, semble-t-il, indépendantes de celles d'âge hercynien. Ce serait le cas pour celles qui encadrent et accidentent la Limagne et la plaine du Forez, ainsi que pour la prolongation des premières au nord du Bourbonnais, dans les *failles du Sancerrois*, dans celles du *Nivernais*, qui encadrent les petits horsts primaires de Decize et de Saint-Saulge, et dans celles qui bordent à l'W le *Morvan* (Pl. IV).

Dépôts oligocènes. — La disposition actuelle des témoins conservés des *dépôts oligocènes* est d'ailleurs très instructive. Ces témoins, aujourd'hui isolés à des altitudes très variées et qui avaient été autrefois considérés comme formés dans des lacs isolés à des niveaux différents (opinion évidemment insoutenable en raison de leur nature lagunaire et non lacustre), mettent en évidence des *surélévations inégales de vousoirs ayant joué d'une façon indépendante*.

Une grande partie du Massif Central avait été évidemment aplanie par l'érosion jusqu'au niveau des mers oligocènes, car les lagunes de cette époque semblent s'être largement étalées à sa surface, en communication avec le bassin parisien, l'Aquitaine et la région rhodanienne (I, fig. 29). On observe toutefois de grandes différences d'épaisseur pour leurs dépôts, généralement en rapport avec leur situation ultérieure. Relativement peu épais sur les voussoirs actuellement en saillie, ils se montrent au contraire très puissants dans les régions oligocènes qui se comportent comme des fossés affaissés. Ce contraste est très net pour la *Limagne*, dont les dépôts oligocènes ont une épaisseur dépassant notablement 1.000 mètres, qui a été constatée par les sondages de Macholles et Mirabel, près de Riom, et de Beaulieu à l'est de Clermont; dans ce dernier, le socle cristallin a été rencontré à la base de l'Oligocène à une profondeur de 1.153 mètres et celui de Mirabel n'a pas atteint cette base à 1.222 mètres. Par contre, dans des voussoirs moins affaissés en bordure de la Limagne, vers Champeix, l'épaisseur de ces dépôts est déjà bien moindre.

La Limagne (et de même, probablement, la plaine du Forez), antérieurement aux dislocations qui ont dénivélé ses dépôts, s'est donc comportée lors de la sédimentation oligocène comme une *fosse de subsidence*, analogue aux fosses houillères et permienues. Ses dépôts se sont évidemment formés sous des épaisseurs d'eau très faibles, et l'affaissement contemporain de la sédimentation y est indiscutable.

Parmi les terrains tertiaires du Massif Central, les couches les plus anciennes connues, de nature continentale, sont les *arkoses de Brives* (près du Puy), à nombreuses empreintes végétales correspondant à des espèces du calcaire grossier supérieur de Paris et de l'Auvervien de la Sarthe.

Les **formations oligocènes**, continentales et lagunaires, sont beaucoup plus étendues que ces arkoses éocènes et leur constitution de détail est très variable suivant les localités. Elles se montrent composées d'arkoses, de grès à végétaux, de marnes à *Cypris*, de calcaires à Limnées, d'autres calcaires avec nombreux tubes de larves de Phryganes, de couches à Diatomées, etc... En outre, des gisements de restes de Vertébrés s'y rencontrent à plusieurs niveaux en Limagne. On les a subdivisées en leurs deux étages habituels.

1° Le **Sannoisien** est constitué par les *arkoses* de la Limagne, reposant sur le socle cristallin, avec des intercalations de calcaires marneux à Striatelles auprès d'Issoire. Plus au sud, elles passent à des argiles sableuses rouges, supportant des marnes et calcaires à *Cerithium margaritaceum*, *Potamides submargaritaceus* et *Potam. rhodanicus* (indiquant une communication avec les lagunes de la vallée du Rhône).

Dans le *Velay*, il comprend des argiles et marnes sans fossiles, puis des marnes avec bancs de gypse à *Nystia Duchasteli*, *Bythinies*, *Cypris* (abondants), renfermant aussi *Palæotherium magnum* et *crassum*. Puis vient le calcaire de Ronzon, avec une abondance de Vertébrés (Poissons, Crocodiliens, Oiseaux, Mammifères) et une très riche flore, de caractère subtropical.

2° Le **Stampien** montre une extension très grande des lagunes vers le nord en Limagne et dans le bassin d'Ébreuil, en communication avec le bassin de Paris, où une intercalation de calcaire à *Potamides* se montre au milieu des sables de Fontainebleau, auprès de Nemours. Ces dépôts sont très épais en Limagne, où les seules marnes à *Cypris faba* qui les constituent ont été traversées sur plus de 700 m. à Macholles.

Après l'**Aquitanién**, représenté en beaucoup de localités par des calcaires d'eau douce à *Helix Ramondi* (celui de Saint-Gérand-le-Puy, dans l'Allier, est très riche en Vertébrés), on ne rencontre plus que les sables de Gergovie, à *Melanopsis*, Planorbes et Limnées, que l'on rapporte au **Burdigalien**.

On attribue au **Pontien**, mais sans preuve paléontologique, des alluvions à galets de quartz qui se rencontrent en de nombreuses localités, constituant souvent la base des formations volcaniques dont il va être question plus loin. Au milieu de celles-ci, on observe d'ailleurs fréquemment des intercalations de couches d'eau douce, lacustres ou fluviales, d'un caractère toujours local, consistant, suivant le cas, en cinérites avec plantes, couches à Diatomées, calcaires d'eau douce, etc., dont le détail nous entraînerait trop loin, et que la présence de débris de Vertébrés fait ranger dans le **Pliocène**.

D'autre part, il est important de signaler qu'en de nombreuses régions montagneuses du Massif Central, les formations glaciaires pléistocènes montrent un grand développement.

D) LES DISLOCATIONS ET LES ÉRUPTIONS RÉCENTES
DU MASSIF CENTRAL

Si les dépôts oligocènes se montrent actuellement dénivelés, témoignant du jeu de voussoirs séparés par des fractures, il est généralement impossible de préciser l'âge de ces dénivellations d'une façon directe, en raison de l'absence de couches plus récentes et d'âge bien daté qui, soit aussi affectées par la fracturation, soit au contraire postérieures à celle-ci, pourraient fournir des indications à cet égard. Dans quelques cas seulement, on a pu constater avec quelque certitude (La Bourboule, Perrier) que certaines fractures ont dénivelé des couches fluviatiles rapportées à un Pliocène assez récent ; il ne s'ensuit d'ailleurs pas que la dénivellation soit partout contemporaine. Il est même probable que, liée indiscutablement à une répercussion des poussées alpines sur le Massif Central qui servait d'avant-pays ou de butoir aux Alpes en cours de formation, la fracturation se soit produite en plusieurs temps, corrélativement aux diverses phases tectoniques entre lesquelles se partage la formation des Alpes françaises.

Cette question est d'ailleurs étroitement liée aussi à celle des âges attribués par les travaux classiques de F. Fouqué, Aug. Michel-Lévy, P. Termier, A. Lacroix, M. Boule, Ph. Glangeaud, etc., aux éruptions du Massif Central pendant les dernières périodes de son histoire. Or, il existe une concordance remarquable, à cet égard, avec les phases orogéniques des Alpes. C'est ainsi que, comme nous le verrons, une phase orogénique très importante de celles-ci s'étant produite immédiatement avant le Miocène supérieur (Pontien) et une autre ayant suivi celui-ci, on attribue au Pontien le début des éruptions dans le *Mont-Dore*, le *Cantal*, les *Coirons*, et qu'ensuite les éruptions se sont encore intensifiées au Pliocène ; dans certaines régions (*Velay*), elles paraissent n'avoir commencé qu'à cette dernière époque.

Il semble donc que les éruptions du Massif Central aient suivi de près les phases de compression de ce massif par les poussées alpines, traduites par un plissement des Alpes. Cela s'explique facilement par la décompression qui a dû suivre les phases pendant lesquelles les forces tangentielles

s'étaient trouvées satisfaites par la production de plissements. Grâce à cette décompression, les fissures produites dans le Massif Central lors de la phase de compression, mais qui étaient restées closes tant que durait celle-ci, ont pu jouer et les dénivellations de leurs deux lèvres se produire ; en même temps, ces fissures pouvant alors s'ouvrir, la sortie des produits volcaniques a pu être contemporaine de la décompression.

Quoi qu'il en soit de cette explication, il paraît vraisemblable que la dislocation du Massif Central a dû se produire principalement au Miocène supérieur et au Pliocène, s'atténuant graduellement à mesure que le plissement alpin allait en s'éteignant par des mouvements dont les derniers datent au moins de la fin du Pliocène.

D'autre part, il est possible que la phase de la fin du Numulitique, à laquelle se rapportent l'achèvement de la tectonique des Pyrénées et le début de celle des Alpes, ait eu dans le Massif Central une répercussion traduite par les éruptions qui paraissent nécessaires pour expliquer la formation de certaines pépérites dans l'Aquitainien de la Limagne.

Au sujet de la portée réelle de ces mouvements, on peut faire encore une observation. S'il n'est pas douteux que, dans la Limagne, et probablement dans la plaine du Forez, il y ait eu un affaissement contemporain de la sédimentation, il faut remarquer, d'autre part, que les derniers dépôts oligocènes, nécessairement formés au niveau de la mer, y sont actuellement plus élevés que celui-ci. Dans ces conditions, le fossé de la Limagne étant indéniablement affaissé par rapport aux voussoirs qui l'encadrent, il faut nécessairement admettre : ou bien qu'il s'est *affaissé après un bombement général préalable* qui l'avait affecté en même temps que toute la région avoisinante, ou bien que, pendant le mouvement général de surrection dû aux poussées alpines, *ce fossé s'est simplement moins surélevé* que les voussoirs qui l'encadrent. Il est difficile de faire un choix entre ces deux solutions et elles ont même pu contribuer toutes deux à l'état actuel des choses, car des rejets en sens inverse font saillir de petits voussoirs cristallins au milieu du fossé de la Limagne et finalement produisent une bifurcation de celui-ci vers le sud en deux branches de longueur très inégale, ce qui n'a d'ailleurs qu'une portée théorique. On peut aussi noter, par l'exemple précédemment indiqué de la « faille de Villefort », qui coupe les Cévennes méridionales (p. 120),

que certains de ces accidents ont été des *décrochements*, dont le déplacement relatif des deux lèvres a été longitudinal.

Quoi qu'il en soit, il est manifeste que ces dislocations ont eu un rôle capital dans la répartition géographique des éruptions du Massif Central (1).

1^o Zone volcanique occidentale.

Les plus importants massifs volcaniques d'Auvergne (Mont-Dore et Cantal) appartiennent à une première bande qui se suit, avec une direction sensiblement parallèle au front des Alpes françaises, depuis la Chaîne des Puys et même quelques petits pointements basaltiques isolés plus au nord, jusqu'à l'Aubrac et qui ensuite se prolonge d'une façon discontinue jusqu'au bord de la Méditerranée, à Agde.

Chaîne des Puys. — Cette chaîne, composée de *volcans isolés et très récents*, d'âge pléistocène, est en relation évidente avec la fracturation qui a dénivélé les dépôts oligocènes de la Limagne et leur socle cristallin. Il est d'ailleurs intéressant de constater que la chaîne des Puys (t. I, fig. 66), avec ses 80 volcans environ, ne s'est formée ni dans le fossé comblé par les sédiments oligocènes, épais et très plastiques, ni même sur la faille bordière où ces couches viennent buter contre le socle granito-gneissique surélevé (seul le volcan de Gravenoire, près de Clermont, se montre dans cette situation). Elle se trouve, au contraire, sur le vousseur cristallin rigide surélevé à l'ouest de la Limagne, qui a d'ailleurs été fracturé par une série de failles secondaires, bien visibles à l'ouest de Champeix, jusque vers Saint-Nectaire et Murols, grâce à la présence de témoins dénivélés des couches oligocènes, déjà moins épaisses que celles qui se sont déposées dans le fossé lui-même, ainsi qu'il est indiqué plus haut. Peut-être d'autres, transversales, se prolongent dans le subsassement des Puys, mais elles sont cachées par les produits issus de ces volcans, dont les coulées sont descendues dans

(1) Le lecteur pourra trouver des détails plus complets sur ces éruptions des divers massifs volcaniques, dans l'ouvrage suivant : F. RINNE, *La Science des Roches*, 3^e édition française, par Léon Bertrand, 1928, auquel sont empruntés les clichés des fig. 23 à 26, qui ont été obligeamment communiqués par l'éditeur E. Meyer, successeur de J. Lamarre.

les vallées pléistocènes, les unes s'écoulant vers la Limagne et l'Allier en entamant le bord surélevé du socle cristallin, tandis que d'autres, à l'ouest, descendaient vers la dépression de la Sioule (fig. 22 et t. I, fig. 66).

L'âge pléistocène des éruptions des Puys ne résulte pas seulement des relations de leurs coulées avec les alluvions quaternaires des vallées où elles ont coulé (tantôt au fond de l'ancien thalweg et au-dessous des alluvions pour les plus anciennes, tantôt recouvrant ces alluvions pour les plus récentes), mais aussi de l'état de

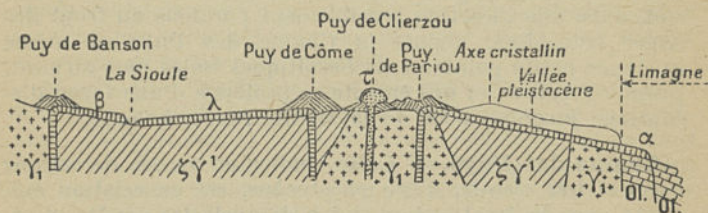


FIG. 22. — Coupe schématique de la chaîne des Puys, au nord du Puy-de-Dôme (d'après Ph. Glangeaud).

γ , granite; $\zeta\gamma^1$, schistes cristallins; ol, oligocène de la Limagne; τ , trachyte (volcan sans cratère); α , andésite; λ , labradorite; β , basalte, provenant de volcans à cratère, dont les coulées sont descendues les unes vers la Limagne, les autres vers la Sioule.

conservation parfait des cônes volcaniques. Ceux-ci présentent les deux types fondamentaux corrélatifs de la composition chimique des laves. La plupart sont des cônes à cratères, desquels sont sorties des roches basiques ou neutres (basaltes, labradorites, andésites); tels sont les puys de la Nugère, de Côme, de Loucha-dièrre, du Pariou (t. I, fig. 38), du Petit Puy-de-Dôme ou Nid de la Poule (I, fig. 38), de la Vache, de Lassolas (I, fig. 37), etc. Ces volcans ont donné des coulées très fluides, ayant pu parfois suivre le fond des vallées sur une grande longueur (par exemple, la très longue coulée issue du volcan du Tartaret, près de Murols).

Un plus petit nombre sont des cônes massifs, sans cratère, correspondant à des trachytes, plus acides, qui se sont épanchés en masses épaisses, très visqueuses lors de leur sortie, accumulées autour de l'orifice de la cheminée, ainsi que c'est le cas pour le Puy-de-Dôme (I, fig. 33), le Clierzou et le Sarcouy (ou Chaudron) (I, fig. 34).

Région de la Sioule. — Des éruptions se sont aussi produites dans la région de la Sioule située à l'ouest du vousoir surélevé qui porte la Chaîne des Puys, sur l'emplacement de dépressions lacustres oligocènes. Il s'y était formé, d'après les études de Ph. Glangeaud, une vingtaine de volcans, installés sur des fractures hercyniennes ayant rejoué au Miocène supérieur, desquelles sont alors sorties des masses importantes de laves, parmi lesquelles prédominent les basaltes. En raison de leur ancienneté relative et de l'érosion ultérieure, ces basaltes ne constituent d'ailleurs plus que des témoins et pitons isolés, mais non des volcans distincts, et le nom de « *petite chaîne des Puys* », qui a été donné à cette traînée de produits volcaniques, beaucoup plus anciens que ceux des volcans très récents de la chaîne des Puys, semble donc assez peu heureux en raison de la comparaison inexacte qu'elle peut évoquer.

Limagne. — La Limagne, outre les coulées descendues des volcans pléistocènes de la chaîne des Puys en suivant les vallées qui s'écoulent à l'Allier (t. I., fig. 66 et fig. 22), montre un assez grand nombre de basaltes dans des conditions comparables à ceux de la région précédente. Ce sont des restes d'anciens épanchements basaltiques qui couronnent des plateaux plus ou moins élevés au-dessus de la plaine et dont les plus importants se montrent au pied du vousoir qui porte la chaîne des Puys (côtes de Clermont, Chanturgue, plateau de Gergovie). Certains de ces témoins basaltiques sont affectés par de petites failles et ils sont antérieurs, par conséquent, à l'achèvement de la dénivellation de la Limagne. En tout cas, ils sont tous au moins d'âge pliocène, étant évidemment antérieurs au creusement des vallées pléistocènes.

Certains de ces lambeaux ont été considérés par Ph. Glangeaud comme provenant de coulées qui seraient sorties, soit au Miocène, soit au Pliocène, de bouches situées dans la Limagne, à la limite de deux vousoirs inégalement effondrés. D'autre part, l'un d'eux, débutant sur le socle cristallin surélevé, couronne ensuite les terrains oligocènes de la Limagne sur la Montagne de la Serre, longue arête séparant deux vallées au fond desquelles se sont encaissées deux coulées pléistocènes provenant de volcans de la Chaîne des Puys ; il se rattache manifestement au basalte des plateaux du Pliocène supérieur, qui forme la couverture du massif

du Mont-Dore et qui, sur le bord septentrional de celui-ci, a été localement recouvert par les produits épanchés des puys les plus méridionaux, ainsi qu'il est indiqué plus loin.

En outre, la Limagne renferme, dans les terrains oligocènes eux-mêmes, d'autres produits volcaniques ayant donné lieu à de nombreuses discussions, les *pépérites*. Ce sont des roches singulières, constituées par un mélange d'éléments volcaniques (fragments de basalte, scories, cendres) et d'éléments sédimentaires (*marnes et calcaires*) plus ou moins cuits et transformés. Certains auteurs les ont considérées comme des *tufs basaltiques* ayant accompagné une venue oligocène de basalte, car certaines pépérites paraissent nettement interstratifiées au milieu des couches oligocènes. Toutefois il semble que, le plus souvent, ce soient des formations d'origine *filonienne intrusive*, formées postérieurement au dépôt des couches qui les renferment, par une pénétration mécanique de magma volcanique dans celles-ci, en y ayant produit un mélange des éléments volcaniques et sédimentaires, avec une certaine cuisson de ces derniers, surtout au voisinage de cheminées de volcans récents, miocènes, pliocènes ou même pléistocènes.

On sait d'ailleurs que la Limagne montre encore des traces de l'ancienne activité volcanique, par les dégagements de gaz carbonique, par la présence de sources thermo-minérales riches en CO² et bicarbonates (bassin de Vichy) et aussi par une valeur anormale du degré géothermique (1° par 14 mètres environ seulement dans certains sondages).

Mont-Dore. — Les plus méridionaux des puys, au lieu de se superposer directement au socle granito-gneissique, sont isolés à la surface d'un plateau basaltique très étendu, plongeant doucement au nord et qui appartient déjà au *massif du Mont-Dore*, dont il constitue le dernier épanchement et autour duquel il forme une vaste auréole, entamée ou même entièrement traversée par l'érosion des vallées pléistocènes jusqu'au socle du volcanisme; ce « basalte des plateaux » est d'âge Pliocène supérieur. Au-dessous de lui, plus près du centre du massif, surgissent des roches volcaniques très variées, constituant un grand édifice montagneux déjà profondément disséqué par l'érosion de la vallée de la Dordogne, qui y prend naissance au pied du Sancy, et dont les formes sont dues à l'érosion comme celles d'un massif montagneux quelconque. Cet édifice, en réalité complexe et

provenant de la réunion des produits émis en plusieurs centres volcaniques, dont les deux principaux ont été celui du Sancy (fig. 23), au sud, et celui de la Banne d'Ordanche (fig. 24), au nord, était toujours superposé au socle granito-gneissique.

Il est constitué, pour sa partie inférieure, par des cinérites trachytiques, qui résultent de l'accumulation de projections datant vraisemblablement du Miocène supérieur et dans lesquelles sont intercalées des coulées de rhyolites (Ravin de Lusclade, près de La Bourboule), trachytes et phonolites. Au-dessus vient une série de tufs et conglomérats trachytiques et andésitiques, d'âge pliocène, où s'intercalent des coulées d'andésites, labradorites et basaltes. Ensuite se sont produites d'importantes coulées de trachytes (Sancy, Capucin, etc.) et d'andésites (Cliergue, Pailleret) ; puis se sont extrusés les pitons phonolitiques classiques de la Roche Tuilière et de la Sanadoire (I, fig. 36). Enfin se sont formées les puissantes coulées de basalte limburgitique des plateaux, par lesquelles se sont terminées les éruptions au Pliocène supérieur et dont de multiples témoins se rencontrent, isolés par l'érosion sur le socle cristallin, sur tout le pourtour du massif du Mont-Dore, qui a été largement débordé par ces coulées.

En résumé, depuis le Miocène supérieur jusqu'à la fin du Pliocène, se sont accumulés dans ce massif, provenant d'ailleurs de plusieurs centres éruptifs, des produits volcaniques extrêmement variés, depuis les roches les plus acides (rhyolites) jusqu'aux basaltes les plus basiques (basalte des plateaux).

Cézallier. — La région du Cézallier, intermédiaire entre le massif du Mont-Dore et celui du Cantal par sa situation géographique, constitue d'ailleurs une jonction de ces deux massifs volcaniques par la couverture de basalte de plateaux, directement superposée au socle cristallin et qui se rattache sans discontinuité à chacun d'eux (fig. 23 et 25). Au-dessus d'elle, se montrent quelques cratères récents (tel celui du lac Pavin).

Cantal. — Le massif volcanique du Cantal (fig. 25) est le plus important parmi nos régions éruptives d'Auvergne et il présente des caractères très analogues à ceux du Mont-Dore, mais sur une échelle plus grande. Très profondément entamé par une série de vallées pléistocènes qui divergent dans des directions radiales de sa partie centrale, ce grand édifice

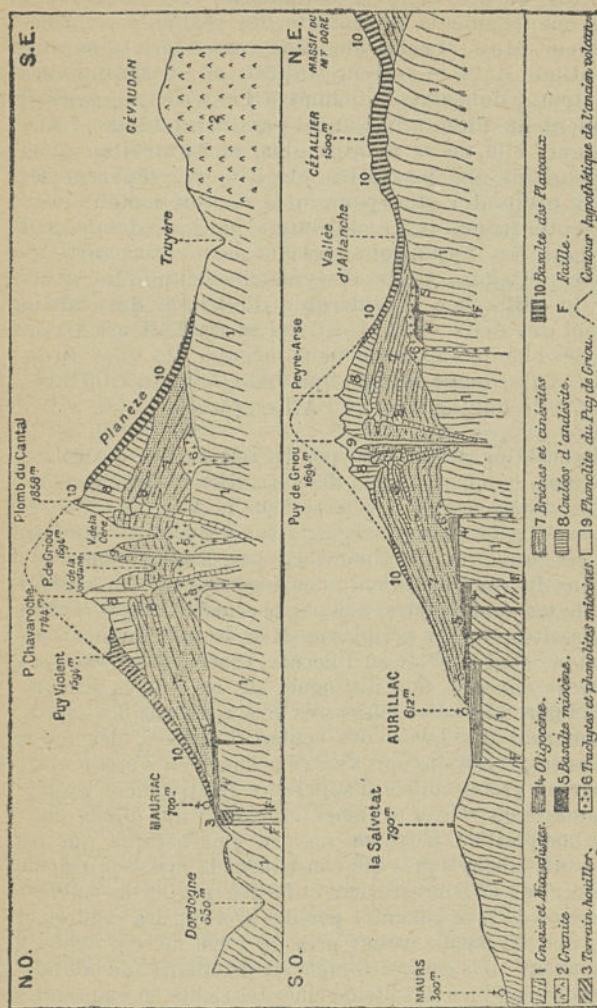


FIG. 25. — Coupes du massif du Cantal, d'après M. Boule.

Nota. — L'échelle des hauteurs est fortement exagérée par rapport à celle des longueurs ; d'autre part, ces coupes ont été simplifiées.

conique s'est encore achevé, comme le Mont-Dore, par d'énormes épanchements de basalte des plateaux au Pliocène supérieur. Mais, si cette ancienne couverture se montre encore continue dans le secteur sud-est, en constituant les grands plateaux doucement inclinés à l'extérieur (*planèzes*) qui s'étendent du Plomb du Cantal vers Saint-Flour et jusqu'à l'Aubrac, elle ne se montre plus, au contraire, qu'en quelques témoins sur les crêtes étroites qui séparent les vallées très profondes et rayonnantes de son secteur occidental et septentrional (Cère, Jordanne, etc.), profondément creusées dans les formations volcaniques antérieures au basalte des plateaux. Cette dissymétrie s'explique facilement par la différence considérable d'altitude des vallées qui drainent ses deux versants et qui se rendent à l'Atlantique par des chemins extrêmement inégaux, les unes directement par la Dordogne, tandis que l'Alagnon, au contraire, y aboutit par le long détour de l'Allier, puis la Loire.

On peut constater en plusieurs points, soit auprès d'Aurillac, soit vers Murat, la superposition des formations volcaniques du Cantal à des *dépôts oligocènes* reposant sur le socle cristallin et préservés de l'érosion par cette épaisse couverture. Au Miocène supérieur, les éruptions ont commencé par d'assez nombreux petits volcans disséminés, qui ont émis des laves variées, surtout acides (trachytes et phonolites) à la partie centrale et, par contre, basiques (basaltes) vers la périphérie. Mais le maximum d'activité volcanique s'est produit au Pliocène, concentré en *plusieurs centres éruptifs jumeaux*, non distingués sur les coupes schématiques de la figure 25 et d'ailleurs assez voisins les uns des autres, desquels sortirent des laves, des coulées boueuses, des nuées ardentes et des projections qui s'entremêlaient en s'accumulant pour donner un grand édifice d'apparence relativement simple. La grande masse du volcan est ainsi formée par une *brèche andésitique*, de composition moyenne un peu plus basique que les cinérites et tufs trachytiques qui constituent la masse principale du Mont-Dore, de couleurs variées et formée par un assemblage confus de blocs de lave cimentés par des scories, des cendres et des boues. Son épaisseur atteint près de 1.000 mètres et il s'y intercale souvent : des coulées compactes d'andésite, de labradorite, de basalte ; ou bien des lits de cinérites riches en empreintes de plantes, qui témoignent de périodes de repos relatif de l'activité volcanique, pendant lesquelles les flancs du grand volcan

pouvaient se couvrir de forêts ; ou encore des couches lacustres de diatomite (randanite ou kieselguhr), existant en particulier sur le flanc nord du Cantal vers Riom-ès-Montagne (1). D'ailleurs, ces brèches sont essentiellement ignées dans le centre, alors qu'à la périphérie il existe plutôt un conglomérat très hétérogène, à ciment cinéritique et peu cohérent, dans la formation duquel l'eau a dû jouer un certain rôle.

Sur les flancs de ce grand complexe andésitique se dressèrent ensuite de nombreux volcans secondaires, les uns sous forme de dômes trachytiques, phonolitiques (Puy Griou) ou andésitiques (Puy Mary), les autres à cratères. Enfin, les éruptions se terminèrent au Pliocène supérieur par les énormes émissions du basalte des plateaux, qui semblent être sorties principalement du grand centre éruptif du Plomb du Cantal.

Aubrac et traînée volcanique méridionale. — Ces sorties de basalte des plateaux se sont aussi poursuivies au SE du Cantal, sur une grande surface, dans l'*Aubrac*. D'autre part, la zone éruptive que nous venons de suivre depuis la chaîne des Puys se trouve encore jalonnée plus au sud, mais d'une façon très discontinue, par divers témoins isolés dans l'*Aveyron* : en particulier dans les gorges du Tarn, près de Millau, se trouve le petit volcan très curieux des *Eglazines*. Nous retrouvons ensuite une traînée sub-méridienne assez importante de témoins de basalte des plateaux, toujours d'âge pliocène supérieur, dans l'*Hérault*, à l'ouest de Lodève, à Gabian, etc., ces produits volcaniques se rencontrant jusqu'à la colline d'*Agde*.

En résumé, cette grande zone éruptive occidentale a été vulcanisée à partir du Miocène supérieur dans le Mont-Dore et le Cantal : les éruptions les plus étendues ont été celles qui ont donné naissance au basalte des plateaux, épanché sur de larges surfaces au Pliocène supérieur, à la façon des laves hawaïennes et de celles de l'Islande, réunissant alors le Mont-Dore et le Cantal par le Cézallier, s'étalant largement au SE du Cantal dans l'*Aubrac*, et ayant eu encore un important développement dans l'*Hérault*. Les éruptions pléistocènes, au contraire, s'étaient déplacées au nord du Mont-Dore dans la chaîne des Puys.

(1) La silice hydratée des tests des Diatomées provient (I, p. 40 de la décomposition par celles-ci des silicates des cendres volcaniques tombées et stratifiées dans les mêmes dépressions lacustres.

II. — Zone volcanique orientale.

Cette zone, moins importante que la précédente, débute au nord par de petits pointements basaltiques isolés et très locaux à l'ouest de Montbrison (1) et, par la région du Velay, elle se poursuit jusqu'à la vallée du Rhône en face de Montélimar, par le plateau des Coirons.

Région du Velay. — Cette région volcanique importante, située à l'est de la zone principale, se trouve de part et d'autre de la haute vallée de la Loire à la hauteur du Puy.

En premier lieu, elle comprend, entre les vallées de l'Allier et de la Loire, dans le prolongement de la « faille de Villefort » (p. 120), un très important témoin de basalte des plateaux reposant directement sur le socle cristallin et s'étalant dans la chaîne du *Devès*, sur une longueur d'environ 70 kilomètres, produit par une véritable inondation basaltique du type hawaïen et extrêmement uniforme, avec quelques rares cratères comme celui du lac d'Issarlès.

La *région du Puy* présente, par contre, à l'est de la vallée de la Loire, une plus grande variété, à la fois dans la nature et dans les âges des éruptions. Dans la ville même du Puy, les deux rochers Corneille et Saint-Michel, bien connus, présentent deux types différents de brèches à éléments basaltiques. Le premier est une brèche stratifiée faisant partie d'une formation étendue, dont un témoin plus important se trouve près du Puy, portant le château de Polignac ; les produits de projection, remaniés et stratifiés par l'eau, y alternent avec des graviers à *Mastodon arvernensis*, d'âge pliocène supérieur. Par contre, le rocher Saint-Michel, qui se dresse verticalement comme un véritable monolithe, est constitué par des blocs projetés cimentés par de la lave et constitue évidemment un « neck », remplissage d'une ancienne cheminée, ensuite décapé par l'érosion des produits plus meubles du cône environnant.

Postérieurement à ces éruptions basaltiques, contem-

(1) Un autre petit pointement basaltique a été reconnu plus au nord au voisinage de la Clayette (Saône-et-Loire).

poraines du basalte des plateaux, d'autres se sont produites, dont les coulées sont descendues sur les pentes et jusque dans le fond des vallées pléistocènes, ce qui est le cas, à côté du Puy, du *volcan de la Denise*, dont une coulée donne les classiques orgues d'Espaly au bord de la vallée de la Borne (1).

A l'est du Puy, se trouvent les massifs du *Mégat* et du *Mézenc*, avec leurs multiples

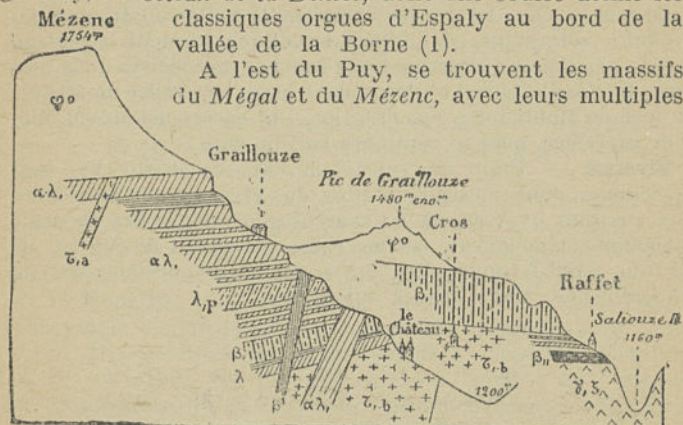


FIG. 26. — Coupe du Mézenc, d'après M. Boule.

γ°, granite gneissique ; βn, basalte inférieur, d'âge miocène ; τ, b, trachyte miocène ; αλ₁, et λ₁P, andésites et labradorites augitiques ; β, basalte porphyroïde du Pliocène inférieur ; τ, a, trachyte augitique ; φ°, phonolite ; β¹, basalte du Pliocène moyen.

Nota. — L'échelle des hauteurs est fortement exagérée.

pitons phonolitiques, qui surmontent d'ailleurs une série d'éruptions antérieures (fig. 26). Celles-ci ont débuté dans le Mézenc, au-dessus du soubassement cristallin, par des éruptions miocènes consistant, suivant les points, en trachytes ou en basaltes ; puis se sont superposées des coulées d'andésites, labradorites et basaltes du Pliocène inférieur, surmontées par l'éruption de phonolite, datant du Pliocène moyen, ainsi que des filons basaltiques.

Les pitons phonolitiques, qui donnent un caractère très spécial au paysage, se poursuivent plus au sud, sur la crête

(1) Un squelette humain a été trouvé dans les scories de ce volcan, ce qui a pu faire penser et écrire qu'il s'agirait d'un homme contemporain et victime de l'éruption ; mais, d'après un renseignement très affirmatif d'un ancien ouvrier de la carrière qui exploite ces scories, il se trouverait seulement en une sépulture creusée à très faible profondeur ; d'ailleurs M. Boule a considéré comme douteuse la signification de ces restes humains.

cévenole qui domine la vallée du Rhône et qui porte le Mézenc, jusqu'au delà du Gerbier-de-Jonc, dont la forme régulièrement conique est aussi très caractéristique.

Coirons. — Sur les pentes dominant la vallée du Rhône, des produits volcaniques de nature basaltique forment le plateau incliné des *Coirons*, superposé aux couches secondaires de la bordure du Massif Central et descendant jusqu'à la vallée du Rhône, en face de Montélimar. Ses éruptions ont encore débuté au Miocène supérieur, pour se continuer au Pliocène.

Vivarais. — Enfin des coulées de basaltes pléistocènes sont descendues dans plusieurs vallées du Vivarais, en particulier aux environs de Vals, où les sources minérales riches en acide carbonique témoignent, comme celles du bassin de Vichy, de Couzan, Saint-Galmier, etc., des restes d'une ancienne activité fumerollienne, très atténuée aujourd'hui.

VII. — LE MASSIF VOSGIEN

La chaîne des Vosges, qui longe le bord occidental de la plaine alsacienne, au-dessus de laquelle elle surgit brusquement, et qui, au contraire, s'abaisse doucement du côté de l'ouest vers les collines de Lorraine et le bassin parisien, montrant ainsi un profil transversal très dissymétrique, se divise nettement, aussi bien au point de vue orographique que par sa constitution géologique, en deux parties bien distinctes.

1° Les *Hautes Vosges*, qui surgissent brusquement au nord de la trouée de Belfort par le Ballon d'Alsace, conservent des altitudes comparables jusqu'au Donon ; leur versant occidental constitue les bassins supérieurs de la Moselle, puis de la Meurthe. Au point de vue géologique, c'est un massif hercynien, constitué par des terrains primaires plissés, montrant une prédominance très grande de schistes cristallins et de granites ; des témoins, d'abord isolés à leur surface et discordants, d'une couverture permo-triasique sont suivis, vers l'ouest, par un ennoyage du socle ancien et de sa couverture, d'une large zone triasique qui constitue déjà la région géologique de *Lorraine*, bordure orientale du Bassin de Paris (Pl. V).

2° Un peu au nord du Donon, sur la crête même des Vosges, les terrains primaires disparaissent aussi sous la couverture des grès triasiques qui forment, à partir de là, la prolongation de cette crête, dont l'altitude diminue d'ailleurs assez rapidement ; on entre alors dans les *Basses Vosges*, drainées vers l'ouest par la Sarre. La zone d'affleurement des grès triasiques se rétrécit d'ailleurs, pour une raison que nous indiquerons plus loin, et l'altitude de la crête diminue en même temps, jusqu'à la *dépression de Saverne*, au delà de laquelle la zone des grès triasiques se relève et s'élargit de nouveau dans les *Vosges septentrionales*, pour s'étaler ensuite dans la *Hardt*, massif montagneux du Palatinat, sans y laisser toutefois apparaître de nouveau le substratum de terrains primaires, sauf un peu de Permien supérieur vers le bas des vallées descendant au Rhin, au pied de ce massif, et deux petits affleurements du socle hercynien (1). Tout à

(1) Le socle hercynien affleure dans la partie des Vosges septentrionales

fait au nord du Palatinat, une large bande de grès permien se dégage, de nouveau, de cette couverture triasique et, tout en laissant apparaître vers l'ouest le Houiller de la Sarre, elle vient s'appuyer contre le bord du massif dévonien rhénan, fermant ainsi la ceinture secondaire du bassin de Paris, si l'on rattache à celle-ci les dépôts post-hercyniens à partir du Permien moyen, ainsi qu'il est suggéré au t. I, p. 140. D'ailleurs, depuis la disparition du socle hercynien auprès du Donon, on se trouve déjà dans cette bordure et *l'on peut, au point de vue géologique, restreindre le terme de massif vosgien au massif hercynien des Hautes Vosges.*

Ce massif semble être la prolongation plus ou moins directe du Morvan ; entre eux, au travers des terrains secondaires de la zone externe du Jura, le petit *massif de la Serre, auprès de Dôle*, montre, encadré entre deux dislocations, un affleurement permo-triasique reposant sur un substratum granito-gneissique.

D'autre part, le massif vosgien a évidemment constitué, antérieurement à la formation du fossé alsacien occupé par des dépôts oligocènes et analogue à la Limagne, un même ensemble hercynien avec la *Forêt-Noire*, qui lui fait pendant de l'autre côté de la plaine d'Alsace (t. I, fig. 66). Les deux massifs montagneux ainsi séparés ne montrent d'ailleurs un relief important que lorsqu'on les voit de la plaine du Rhin. Nous savons déjà que les Vosges (altitude maxima, 1.426 m.), s'abaissent progressivement vers l'ouest et le nord-ouest pour se relier à la Lorraine ; de même, les terrains primaires plissés de la *Forêt-Noire* s'enfoncent vers l'est sous les couches triasiques et jurassiques de la Souabe, qui plongent en sens inverse de celles du bassin de Paris. L'ensemble constituait, si l'on fait abstraction du fossé rhénan, une sorte de grand dôme à noyau hercynien.

Vers le sud, le massif vosgien est beaucoup plus nettement délimité que du côté lorrain par la *dépression de Belfort*, qui le sépare du Jura et qui correspond à une zone de terrains secondaires très disloqués. Cette zone se prolonge au

voisine de Pechelbronn en deux points : 1° du granite carbonifère, au fond de la vallée de Windstein-Jaegerthal, à 5 km. NNE de Niederbronn-les-Bains ; 2° des couches très redressées de grauwackes et schistes dévoniens, coupés de filons de diverses roches éruptives, dans la vallée de la Lauter, près de Weiler, à 3 km. à l'ouest de Wissembourg. En ces deux localités, le socle est recouvert en discordance par le Saxonien.

pied même des Vosges du côté de la plaine du Rhin, constituant une sorte de long gradin, d'ailleurs discontinu, intermédiaire entre les Vosges et la plaine alsacienne (*zone sous-vosgienne*), qui est la seule région d'Alsace où se trouvent des calcaires, fournis par des lambeaux jurassiques dénivelés, témoins de l'ancienne couverture affaissée du socle hercynien, recouverts par de l'Oligocène, également dénivelé par rapport aux dépôts de même âge enfouis dans le fossé.

Mlle G. Cousin a décrit les relations de ces terrains secondaires, formant la bordure sud du massif vosgien et constituant une « *falaise sous-vosgienne* », avec les « *collines sous-vosgiennes* » qui font encore partie du massif ancien, sur une longueur de 80 kilomètres, de Rougemont (Haute-Saône) à Thann. Sous l'action d'une avancée du Jura au NW sur son avant-pays vosgien, cette bordure secondaire s'est écrasée contre le massif ancien et aussi morcelée par des cassures et des décrochements transversaux en poussant devant elle un bourrelet de Permo-Trias, d'épaisseur variable. L'intensité de cette poussée tangentielle a été croissante suivant cette zone vers le NE.

A) LES TERRAINS ANTÉ-HERCYNINIENS

Le noyau de terrains primaires, plissés suivant la direction varisque, montre une très grande prédominance de schistes cristallins et de granites, avec quelques bandes de schistes beaucoup moins métamorphiques (schistes de Villé et de Steige). Des terrains primaires d'âge reconnaissable ne se rencontrent qu'au nord et au sud de ce grand massif cristallin, comprenant seulement du Dévonien et du Dinantien, comme dans l'est du Massif Central. Ils se trouvent en deux régions : 1° au nord, aux environs de Schirmeck et de Saint-Dié, dans les vallées de la Bruche et du Rabodeau ; 2° au sud, au voisinage de Belfort et de Thann, où les terrains dévono-dinantien constituent, en particulier, un grand synclinal (*synclinal de Thann*) se présentant en plan avec une direction en S très atténué, dans le massif des Ballons.

En outre, quelques petits bassins houillers, accompagnés de Permien, se rencontrent sensiblement dans les mêmes régions, le tout étant recouvert en discordance par les grès triasiques, généralement concordants avec ceux du Permien supérieur lorsque ceux-ci se rencontrent au-dessous

d'eux, mais beaucoup plus transgressifs qu'eux sur le massif hercynien.

Ces terrains primaires, dont je viens d'indiquer une esquisse très sommaire, ont donné lieu à des discussions tout à fait analogues à celles qui se sont produites au sujet des mêmes terrains dans le Massif Central, et il importe d'entrer dans quelques précisions à leur égard. Ils ont été principalement étudiés d'abord par Ch. Vélain et Albert Michel-Lévy, puis plus récemment par J. Jung.

Pour ce dernier, la série anté-dévonienne est constituée par des formations qui ont été maintes fois plissées et métamorphosées avant d'être englobées, *comme un matériel ancien*, dans les Vosges hercyniennes. Il admet, en effet, qu'il n'existe pas de passage latéral entre les gneiss et les terrains dévoniens et que des galets de gneiss se trouvent, en outre, dans les conglomérats de ces terrains.

Les *gneiss* sont surtout développés dans les Vosges centrales, où ils forment des massifs allongés dans le sens du plissement. On peut y distinguer trois massifs principaux : 1° celui de Sainte-Marie-aux-Mines, s'étendant du col du Bonhomme à la plaine du Rhin ; 2° celui d'Urbeis, le plus important, formant un arc concentrique au précédent jusqu'à Gérardmer ; 3° celui de Remiremont, qui se poursuit jusqu'à Bruyères, et, en outre, quelques autres plus restreints. Parmi ces gneiss, qui correspondent à la série profonde que Grubenmann a dénommée « catagneiss », ceux à biotite sont les plus fréquents, avec intercalations de gneiss à sillimanite, à cordiérite, à grenats, à amphibole, ainsi que d'amphibolites et de cipolins. Ils sont parfois intimement associés au granite en un même complexe, la base des gneiss correspondant, dans les Vosges centrales, d'après J. Jung, à des « migmatites fondantes » ou anatexites (voir la coupe de la fig. 55 du t. I, p. 278, pour la partie relative aux Vosges et au Morvan). Des *micaschistes* et roches connexes ne se montrent qu'en bandes étroites et très étirées, ou même mylonitisées, immédiatement au nord du gneiss d'Urbeis ; ils correspondent à un métamorphisme de moyenne profondeur (« mésogneiss » de Grubenmann).

La série dite des *schistes de Villé* est formée de schistes sériciteux gris, très finement plissés et n'ayant subi qu'un métamorphisme général très léger (« épigneiss »). J. Jung les considère comme *cambriens* par analogie avec des schistes semblables de Thuringe. Quant aux *schistes de Steige*, qui forment une unique

bande entre Saales et Andlau, ce sont des schistes tendres, rouges ou violacés, très fissiles, de type ardoisier, qui rappellent aussi beaucoup les schistes *cambriens* de Thuringe et de l'Ardenne.

La **série dévono-dinantienne**, indépendante de la précédente pour J. Jung, comprend les terrains suivants :

1° Le **Dévonien** est réparti en deux régions : l'une au nord, dans les vallées de la Bruche et du Rabodeau ; l'autre dans la région de Belfort, où il forme des collines schisteuses surgissant en flots au travers de la couverture permienne et secondaire, au sud du grand synclinal dinantien.

Dans la vallée de la Bruche, où il forme une longue traînée coupant en biais le massif granitique du Champ-du-Feu, il est presque uniquement formé de *roches volcaniques* (coulées et tufs d'andésites ou de dacites, le plus souvent métamorphisés par le granite), auxquelles s'associent des schistes, arkoses rouges et conglomérats, ayant fourni des fossiles de l'Eifélien (*Calceola sandalina*) et du Givétien. Dans la vallée du Rabodeau, près de Senones, il est encore essentiellement volcanique, mais n'a fourni aucun fossile. Par contre, dans la région plus méridionale de Belfort, le Dévonien est essentiellement schisteux et il est considéré par J. Jung comme d'âge famennien, tandis qu'Albert Michel-Lévy l'a attribué au Dévonien moyen.

2° Le **Dinantien** ne se rencontre que dans le grand synclinal de Thann, dans le sud des Vosges, représenté par ses deux étages habituels.

Le **Tournaisien**, qui forme la majeure partie du massif primaire des Ballons, où il constitue les deux flancs du grand synclinal à axe viséen, est surtout schisteux et gréseux, parfois aussi en grande partie volcanique (andésites et trachytes albitiques, avec des roches intrusives : diabases, diorites et gabbros) ; il a été traversé obliquement par le massif granitique du Ballon d'Alsace. Ses schistes noirs ne renferment que des radiolaires et des restes de végétaux, généralement indéterminables.

Quant au **Viséen**, qui forme un large faisceau synclinal s'étendant en arc de cercle des environs de Luxeuil à Guebwiller, par Plancher-les-Mines, Massevaux et Thann, il diffère du Tournaisien par l'importance qu'y prennent les conglomérats, corrélatifs de mouvements d'émergence pré-hercyniens. Il se divise d'ailleurs en une série inférieure, marine, et une supérieure, continentale, toutes deux fossilifères.

Les **roches volcaniques vosgiennes** sont surtout abondantes dans le Viséen, comprenant des andési-labradorites, des trachytes plus ou moins albitiques (porphyres bruns) et des rhyolites amphiboliques noirâtres.

D'autre part, en ce qui concerne les **granites** des Vosges, tous ceux dont l'âge a pu être déterminé sont *hercyniens* d'après J. Jung (1), ayant métamorphisé le Dévonien et le Tournaisien, mais non le Viséen. Il en existe plusieurs massifs, de composition et de texture différentes ; mais il est impossible actuellement de dire s'ils proviennent d'un même magma par différenciation ou bien s'ils sont dus à des intrusions successives et indépendantes. Par exemple, au Champ-du-Feu et à Andlau se trouvent des granites à biotite et d'autres à amphibole (Hohwald, Senones), semblables à ceux des Ballons d'Alsace et de Sérvanche. Par contre, le granite des Vosges centrales ou des Crêtes, le plus important de tous, est un granite porphyroïde à grands cristaux blancs d'orthose dans une pâte assez foncée à oligoclase, biotite et un peu d'amphibole ; cette dernière devient abondante dans deux bandes, formées par un granite porphyroïde à amphibole. En outre, il existe en divers points des granites à deux micas et des granites à muscovite (granulites), mais d'importance secondaire par rapport aux précédents.

Enfin, il se rencontre des *péridotites*, généralement transformées en serpentine, en très petits filons ou filons-couches, dont les plus nombreuses sont intercalées dans les gneiss et quelques-unes dans le Dinantien du massif des Ballons (mais qui seraient alors en « klippes » intercalées tectoniquement et non injectées dans le Culm).

* * *

A la suite de cet exposé emprunté au mémoire fondamental de J. Jung, on peut observer que, de même qu'en ce qui concerne la même question pour le Massif Central, la notion que les schistes cristallins des Vosges correspon-

(1) J. Jung indique toutefois qu'un conglomérat du Dévonien moyen de la vallée de la Bruche, métamorphisé par le granite hercynien du Champ-du-Feu, renferme des galets d'un granite antérieur, qui serait anté-dévonien, mais qui ne paraît pas avoir été identifié avec le granite de l'un des massifs connus.

draient à un « matériel ancien » repris dans les plissements hercyniens est peut-être trop absolue et ne s'appliquerait pas à tous ces schistes cristallins. En effet, la grande majorité des granites vosgiens étant hercyniens et, d'autre part, la délimitation des granites et des gneiss, souvent associés en un même complexe d'anatexie, étant imprécise, comme l'indique lui-même J. Jung, on pourrait évidemment penser que certains de ces gneiss sont le résultat du métamorphisme général hercynien. Il est, d'ailleurs, très intéressant, à cet égard, de remarquer qu'à une époque où le rôle du métamorphisme général n'avait cependant pas été mis en évidence, *Elie de Beaumont a pensé que le gneiss des Vosges résulterait du métamorphisme des terrains dévono-dinantien*s. D'autre part, une semblable opinion peut découler aussi des études d'Albert Michel-Lévy et Ch. Vélain sur les terrains anté-houillers du synclinal de Thann, où se rencontrent les mêmes faits que dans le Morvan.

En ce qui concerne certains arguments de fait invoqués par J. Jung, bien qu'un lambeau de gneiss « voisine avec le Dévono-Dinantien sans en être séparé par un accident tectonique de quelque importance » et qu'en un autre point on trouve des gneiss très granitisés « à quelques centaines de mètres de grauwackes qui ne le sont pas du tout », sans que J. Jung ait pu reconnaître ce qui existe dans l'intervalle, il ne paraît pas absolument certain qu'il ne puisse exister de passage entre les deux états des schistes en question. D'ailleurs, certains gneiss peuvent être anciens, sans qu'ils le soient nécessairement tous, de même que cela est possible dans le Massif Central. La question de l'âge des schistes cristallins vosgiens ne semble donc pas encore définitivement résolue.

La conception de J. Jung l'a conduit à admettre que les Vosges, comme le Morvan, appartiennent à un « géantical de l'Europe moyenne », compris entre un « géosynclinal ardennais et rhénan », au nord, et un « géosynclinal méditerranéen » au sud, lequel comprend la Montagne-Noire, où le Dévonien est complet. Mais la valeur de cette hypothèse, évidemment liée à l'âge réel des schistes cristallins, est extrêmement discutable, comme cela a été indiqué pour le Massif Central.

En ce qui regarde la série des *éruptions vosgiennes*, Albert Michel-Lévy l'a considérée comme tout à fait analogue à celle des éruptions du Massif Central. Dans le Dévonien, avant le

Famennien, se montrent des roches pyroxéniques (diorites, diabases, gabbros, porphyrites) provenant peut-être, en partie, de la digestion d'anciennes couches calcaires par le magma granitique. Au Famennien et au Dinantien, se sont épanchées des coulées d'ortho-albitophyres (trachytes albitiques de J. Jung) et de porphyrites oligoclasiques, accompagnées de tufs, constituant des roches *sodiques*. Enfin, les coulées d'orthophyres (trachytes) avec tufs, brèches et conglomérats éruptifs, produites au Viséen, sont des roches *potassiques*, dérivant des granites.

B) LES PLISSEMENTS HERCINIENS POST-DINANTIENS

La direction générale des plis et dislocations qui intéressent la série dévono-dinantienne, tout en oscillant autour de la direction varisque normale, présente, comme je l'ai déjà indiqué, deux inflexions en sens contraire lui donnant, en plan, la forme d'un S aplati.

De même que dans le Massif Central, de nombreuses zones mylonitiques existent dans les schistes cristallins et les granites, leur puissance excluant d'ailleurs, pour J. Jung, l'hypothèse de simples plis-failles locaux. Le plongement des surfaces de chevauchement se fait vers le sud, sous un angle de 60 à 70°, et J. Jung a émis l'idée que cette structure serait celle d'un pays de *racines de nappes*, s'étant étendues vers le NW et qui ont disparu par érosion ; en outre, ces accidents hercyniens présentent une série de surélévations et d'ennoyages, qu'il a expliqués par des ondulations transversales.

Quant à la prolongation des plis hercyniens de part et d'autre du massif vosgien, il est impossible d'établir avec certitude, au travers de la plaine d'Alsace, leur correspondance avec ceux de la Forêt-Noire. En sens inverse, du côté de l'ouest, où l'on a admis primitivement que la région dévonnaise de Saint-Dié et Schirmeck serait la prolongation de celle du Morvan et que le synclinal de Thann prolonge celui de Blanzky-Bert, cette assimilation est rendue actuellement un peu douteuse par la remontée vers l'ouest de l'extrémité occidentale du synclinal de Thann.

C) LA SÉRIE PERMO-HOUILLÈRE

Les dépôts postérieurs au plissement hercynien qui a suivi le Dinantien se rencontrent dans trois bassins indépendants :

1° *Le bassin de Saint Dié et Villé*, où le Stéphanien n'existe,

en grande partie, qu'à l'état de lambeaux encastrés entre des failles et se montre concordant avec le Permien qui, très épais au centre du bassin, diminue progressivement de puissance vers les bords de celui-ci, où l'on ne rencontre que ses termes supérieurs transgressifs ;

2° *Le bassin de Sainte-Hippolyte*, où le Houiller a été presque entièrement enlevé par érosion, sauf des lambeaux de Westphalien reposant sur le granite, faillés et plissés, qui ont été recouverts en discordance par le grès bigarré, le Permien étant absent ou réduit à quelques mètres de grès rouges concordants avec la base du Trias ;

3° *Le bassin de Ronchamp*, où le Stéphanien est complet et surmonté en concordance par le Permien, tandis que le Trias est discordant sur eux.

Le **Westphalien** y est formé de conglomérats à stratification entrecroisée, arkoses charbonneuses (autrefois exploitées) et schistes, à flore westphalienne.

Le **Stéphanien** présente un faciès houiller continental analogue au précédent, constitué aussi par des conglomérats, des arkoses grossières et des schistes à végétaux, parfois productifs (200 m. de puissance à Ronchamp). Ses couches tout à fait supérieures dans le bassin de Villé contiennent, à la fin, des lits de houille et des intercalations de calcaires siliceux à Ostracodes et de dolomie, constituant une zone de passage au Permien.

Le **Permien inférieur (Autunien)** est formé, dans la région de Villé, par des arkoses et schistes violacés à *Callipteris conferta*, tandis que dans la région sud (Val d'Ajol et Ronchamp), il est constitué par des matériaux volcaniques (argilolites, tufs bariolés et coulées de porphyre).

Ces dépôts houillers et autuniens ont été vraisemblablement intéressés par la phase hercynienne du Permien, qui a mis fin à l'histoire des fossés houillers du Massif Central et à celle de la Sarre.

D) L'HISTOIRE POST-HERCYNIENNE DU MASSIF VOSGIEN

Des dépôts grossièrement détritiques et encore continentaux, formés d'arkoses rouges grossières passant, vers le bord des bassins, à des conglomérats, correspondent aux **étages supérieurs du Permien (Saxonien et Thuringien)** ; ils sont encore à peu près localisés dans les bassins précé-

dents, quoique déjà transgressifs sur les bords de celui de Saint-Dié et Villé, comme nous l'avons vu précédemment. Vers le sommet de cette série détritique grossière, témoignant de la destruction en cours des reliefs hercyniens, on observe quelques intercalations de dolomies, qui doivent correspondre à l'extrême avancée du faciès thuringien du Permien supérieur, lequel est d'ailleurs bien caractérisé dans les affleurements permien qui se rencontrent à la base des grès triasiques de la Hardt dans le bas des vallées descendant vers le Rhin.

D'autre part, cette époque a été marquée par une *activité volcanique générale*, bien plus étendue qu'au Permien inférieur, qui a donné encore des rhyolites en de nombreux points (vallée de la Bruche, Val d'Ajol, Ronchamp) et au contraire des roches basiques (mélaphyres ou basaltes) auprès de Senones.

La transgression amorcée au Permien supérieur sur le socle hercynien s'est ensuite progressivement accentuée au **Trias**, les dépôts de cet âge débordant graduellement ceux du Permien et venant reposer directement sur les terrains anciens.

Pendant la première partie du Trias inférieur (*grès vosgien*), la transgression n'était pas encore très forte ; il s'y est formé une puissante série de grès grossiers, avec intercalations de conglomérats à éléments locaux, parfois très gros, des roches anciennes détruites par l'érosion (au Donon, le grès vosgien atteint une épaisseur d'environ 500 mètres et ses poudingues contiennent certains galets atteignant 20 à 25 kilogrammes). La puissance de cette formation est très variable ; d'autre part, la disposition lenticulaire des poudingues et la stratification souvent entrecroisée des couches gréseuses donnent à ces dépôts le caractère d'une *formation torrentielle* plutôt que celui d'une véritable formation marine. Les gros galets ont d'ailleurs une origine très locale et il devait probablement subsister des reliefs non détruits.

Par contre, lors du dépôt du *grès bigarré* proprement dit, les conditions étaient devenues bien plus uniformes et franchement *marines*, tout en indiquant une profondeur d'eau très faible. A la base se montrent encore quelques lits de *petits* galets dans des grès massifs et compacts ; puis viennent des grès très fins et fissiles, parfois riches en empreintes végétales, composés de fins grains de quartz, de nombreuses paillettes micacées détritiques

et d'un fond argileux plus ou moins abondant, indiquant à la fois une trituration plus complète des débris des roches anciennes qui ont fourni ces éléments et des conditions de dépôt devenues relativement tranquilles.

Il est probable qu'à la fin du Trias inférieur il ne devait plus guère subsister de terres émergées au milieu d'une mer très peu profonde recouvrant la majeure partie, au moins, de l'emplacement des Vosges et de la Forêt-Noire, qui ne constituaient alors qu'un même massif. Il semble bien qu'en tout cas *la submersion ait dû être complète au Trias moyen*, quoique, de même que pour les couches triasiques supérieures et les couches jurassiques suivantes, qui ont pu recouvrir l'emplacement des Vosges hercyniennes, il n'en subsiste aucun témoin au-dessus de celles-ci.

Certains géologues allemands ont même autrefois émis l'opinion que *les mers secondaires reliant le Bassin de Paris à la Souabe auraient recouvert les Vosges et la Forêt-Noire sans discontinuité jusque vers la fin du Jurassique*, en se fondant sur le fait que, sur la rive droite du Rhin en amont de Fribourg-en-Brisgau, dans le fossé effondré, il existe un témoin jurassique contenant du Callovien, de l'Oxfordien et de l'Argovien, se reliant aux mêmes étages des environs de Bâle et du Jura argovien. En outre, dans les lambeaux dénivelés de la zone sous-vosgienne, les couches jurassiques (jusqu'au Bathonien) présentent le faciès souabe et sont plus argileuses que celles du Bassin de Paris.

Mais cette opinion a été depuis longtemps combattue par Albert de Lapparent, qui a admis qu'il s'est produit *des alternatives d'immersions et d'émersions*. Si la submersion peut avoir été complète au Trias moyen et même encore au Trias supérieur, malgré son faciès keupérien lagunaire, l'existence de couches à insectes dans le Rhétien inférieur aux Schâmbelen, dans le Jura argovien, lui a servi d'argument pour admettre qu'il existait une émergence plus ou moins complète des Vosges et de la Forêt-Noire à cette époque, ces insectes n'ayant pu vivre sur une terre plus méridionale, car dans cette direction se trouvait le géosynclinal alpin. Par contre, A. de Lapparent a admis que de nouveau s'était produite une immersion à peu près complète à partir de l'Hettangien et que, probablement encore avec quelques oscillations, *cette immersion* (au moins à l'état d'un haut fond) *a dû durer jusqu'au Bathonien*, dont les dépôts sont encore marneux en Alsace comme en Souabe, alors qu'ils se présentent en Lorraine sous le faciès de la grande oolite.

Quant aux étages plus récents du Jurassique, comprenant du

Callovien à l'Argovien, qui se trouvent au voisinage de Fribourg, A. de Lapparent a émis l'hypothèse qu'ils se sont déposés seulement dans une dépression se reliant à la région du Jura argovien, qui a pu prélude à l'affaissement et l'envoyage du fossé rhénan à l'Oligocène. On ne connaît, en tout cas, *aucun indice d'une submersion, même partielle, des Vosges après le Bathonien, et cela même au Crétacé*, malgré la transgression très générale du Crétacé supérieur sur la plupart des massifs hercyniens qui encadrent le Bassin de Paris, *ni au Tertiaire inférieur*.

D'ailleurs, si, à l'**Oligocène**, on retrouve les traces d'une nouvelle époque de sédimentation dans le fossé rhénan de la plaine alsacienne, analogue à la Limagne, qui a séparé définitivement les Vosges de la Forêt-Noire, et s'il en existe aussi *des témoins dans les lambeaux sous-vosgiens, partiellement dénivelés, on n'a, aucun indice que ses dépôts se soient étendus, d'une façon notable, sur le massif vosgien proprement dit*.

L'histoire de celui-ci ne comporte ensuite que des *mouvements de surrection néogènes*, corrélatifs des phases alpines de plissement, qui l'ont fortement dénivelé par rapport au fossé alsacien et se sont répercutées dans le massif même et jusqu'en sa bordure occidentale, par une série de cassures ayant amené un morcellement et des dénivellations locales, dont certaines sont encore actuellement le siège de dégagements hydrothermaux (par exemple, à Plombières). J. Jung a observé qu'à l'inverse des dislocations hercyniennes, ces cassures, d'âge alpin, ne sont pas accompagnées de mylonites ; mais la distinction peut en être délicate dans les terrains cristallins.

D'autre part, en raison du relief ainsi acquis à la fin du Néogène, le massif vosgien a été, au Pléistocène, le théâtre de *phénomènes glaciaires* dont on retrouve les traces, dans ses grandes vallées, par des dépôts morainiques et une série de lacs post-glaciaires.

B. — LES BASSINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES ET LES CHAINES RÉCENTES

I. — LE FOSSÉ ALSACIEN

Au bord sud des Vosges, dans la région de Belfort, la ceinture des grès triasiques et des niveaux plus récents du Trias, puis des couches jurassiques, devient extrêmement étroite avant les premiers plis du Jura, présentant une direction générale SW-NE, qui est à la fois celle des plis hercyniens varisques et celle des plis voisins des terrains secondaires du Jura. Les couches secondaires qui la constituent sont dénivelées par rapport au noyau vosgien par de longues failles, formant un faisceau qui, tournant ensuite au NNE, puis au N, va délimiter les Vosges de la plaine de la Haute-Alsace.

A) LES DISLOCATIONS RHÉNANES

Au pied de la grande falaise des Vosges hercyniennes, se rencontrent, comme il a été indiqué plus haut, des lambeaux discontinus de leur couverture de terrains secondaires, renfermant jusqu'au Bathonien inclus et disposés en gradins successifs, qui témoignent d'un affaissement de l'Alsace par rapport aux Vosges. Au sommet de quelques-uns de ces lambeaux jurassiques, on rencontre aussi des témoins de couches oligocènes qui, d'abord plus ou moins inclinées, deviennent à peu près horizontales vers le bas de la falaise, avant de s'enfouir dans le sous-sol de la plaine alsacienne. Ces témoins en paliers superposés sont dénivelés par des failles, lesquelles sont donc d'âge postérieur à l'Oligocène et évidemment en relation génétique avec la formation du Jura et des Alpes. Elles se sont produites d'une façon ana-

logue aux dislocations de la Limagne dans le Massif Central, toutefois avec une direction à peu près normale à celle du bord alpin voisin, au lieu de lui être sensiblement parallèle.

Lorsqu'on examine d'ailleurs la situation du bord méridional du massif vosgien et de celui de la Forêt-Noire, on voit que, probablement par une inégalité d'action des poussées alpines sur l'avant-pays, il s'est produit un véritable décrochement entre les deux massifs, le bord sud de celui des Vosges étant notablement déplacé au nord par rapport à celui de la Forêt-Noire, ce qui explique la difficulté, indiquée précédemment, de raccorder les plis hercyniens des deux massifs au travers de la plaine d'Alsace. Il faut aussi rappeler que l'existence d'un ennoyage antérieur, à l'époque callovo-argovienne, dont il a été question plus haut, a pu jouer un rôle précurseur dans la production du nouvel ennoyage oligocène, qui a précédé lui-même la fracturation.

Les recherches récentes faites dans la Haute-Alsace ont d'ailleurs montré que le fossé rhénan s'y complique de dislocations secondaires (fig. 27) qui le font bifurquer vers sa terminaison méridionale, en un *fossé de Dannemarie*, prolongement direct du grand fossé principal, qui est limité à l'ouest par la Côte de Bourogne et dont l'axe passe par Delle, et un *fossé de Sierentz*, plus oriental, qui se dirige au SE vers Bâle. Ces deux fossés sont séparés par un vousoir d'Oligocène en saillie relative, se terminant vers le nord à Mulhouse, qui a été dénommé *horst de Mulhouse*.

Des dislocations se prolongent d'ailleurs plus au sud dans le domaine du Jura alsacien, ainsi qu'il sera indiqué plus loin.

En suivant le pied des Vosges vers le nord, la zone, jusque là discontinue, de lambeaux secondaires et oligocènes reparait à partir de Dambach (entre Sélestat et Barr), et s'y élargit considérablement entre deux failles principales. L'une, à l'est, dite *faille rhénane*, continue la faille principale du bord de la plaine alsacienne, tandis que la plus occidentale (*faille vosgienne*), présente un tracé curviligne, convexe vers l'ouest, qui l'écarte rapidement de la précédente, d'une vingtaine de kilomètres vers Saverne. Elle s'en rapproche ensuite et lui redevient sensiblement parallèle à partir de Niederbronn, écartée d'elle d'environ 10 kilomètres, pour se poursuivre dans la Hardt, dont elle accidente la

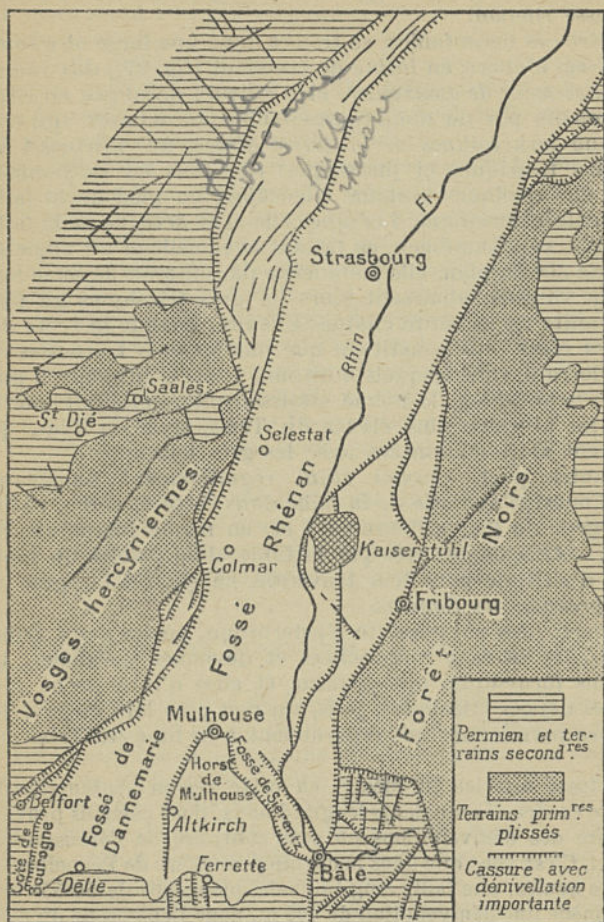


FIG. 27 — Le bassin oligocène alsacien, d'après J. Jung.

structure à l'ouest de la grande faille qui délimite ce massif du fossé rhénan.

Entre ces deux failles, se trouve donc une large aire semi-affaissée, d'abord en forme de croissant (fig. 27), dite *champ d'affaissement de Bouxviller*, et d'ailleurs découpée en compartiments par de nombreuses failles secondaires, qui correspondent aux *collines de la Basse-Alsace*, où affleurent les terrains triasiques et jurassiques (du Lias au Bathonien), ainsi que quelques témoins oligocènes, au pied de la faille occidentale curviligne. Lorsque celle-ci se détache de la faille rhénane, vers Dambach, en faisant avec celle-ci un angle de plus de 30° en plan, elle commence par entamer le socle hercynien vosgien, abaissant alors les grès triasiques au pied du granite de la haute chaîne. Ensuite, lorsque la crête des Vosges n'est plus constituée que par les grès triasiques du bord lorrain, sous lesquels a disparu le socle primaire à partir du Schneeberg, le même affaissement relatif fait que ce sont les niveaux plus élevés du Trias, puis du Lias, qui viennent alors en contact avec les grès triasiques.

D'autre part, ceux-ci étant régulièrement plongeants vers l'ouest, l'avancée de la faille dans cette direction réduit la largeur de leur affleurement et, en même temps abaisse l'intersection de ces grès par la faille, d'où résulte un minimum d'altitude pour leur traversée, ce qui est l'origine de la *dépression de Saverne*.

A partir des environs de Niederbronn, où les deux failles principales se sont rapprochées et devenues parallèles, les témoins jurassiques ont disparu, et elles n'intéressent plus que les dépôts triasiques, puis, un peu plus loin encore, les couches permienes qui reparaissent à la base du Trias.

Le fossé alsacien lui-même, en cette région septentrionale, montre encore des accidents longitudinaux, dont certains peuvent produire des dénivellations en sens contraire de l'affaissement général. C'est ainsi que dans le champ pétrolifère de Pechelbronn, près de Soultz, une faille longitudinale, plongeant de 50-55° vers l'W, amène une dénivellation de 400 m. pour l'Oligocène du compartiment ouest affaissé, en sorte qu'un sondage près de Kutzenhausen, à 2 km. à l'ESE de Pechelbronn, a rencontré le socle granitique à 1.561 m. de profondeur, surmonté par 460 m. de Saxonien et grès bigarré, 250 m. de Muschelkalk et Lettenkohle, 190 m. de Keuper et 220 m. d'Infralias et Lias, sous l'Oligocène,

tandis que dans le compartiment ouest, la profondeur du socle hercynien serait de 1.950 à 2.000 m. Pour R. Schnaebelé, l'amplitude totale du rejet du socle hercynien, entre l'affleurement de la faille rhénane au pied E du Hochwald et le sondage en question, situé à 5 km. 1/2 au SE, serait d'environ 1.900 m. pour le compartiment affaissé et seulement 1.500 m. pour le compartiment surélevé qui vient à l'est.

On doit noter que, sur le bord opposé du fossé rhénan, se montrent des faits analogues. Le fossé rhénan est séparé de la Forêt-Noire, depuis Bâle jusque vers Lahr, par un gradin intermédiaire où affleurent les couches jurassiques plus récentes que le Bathonien dont il a été question plus haut, puis le Trias, à mesure qu'on se dirige vers le nord, au pied de la faille passant par Fribourg qui délimite le socle hercynien de la Forêt-Noire. D'autre part, l'angle sud-ouest de ce socle est entaillé par une faille à tracé brisé, qui mord largement sur le massif granito-gneissique et au pied de laquelle se montrent le Permien et le Trias, au NE de Bâle, dans l'aire affaissée du *Dinkelberg* (Pl. V et fig. 27), disloquée par de nombreuses fractures et prolongeant le Jura tabulaire bâlois.

Il me faut rappeler que l'intérieur du massif hercynien des Vosges n'a pas échappé à une répercussion de ces dislocations et qu'il y existe des failles qui ont affecté les terrains de la couverture du socle ancien, ainsi que celui-ci naturellement.

B) LES DÉPÔTS OLIGOCÈNES DU FOSSÉ ALSACIEN

Les dépôts tertiaires du fossé alsacien présentent un intérêt particulier, en raison de la rencontre des couches pétrolifères exploitées aux environs de Pechelbronn, au nord de Strasbourg et près de Soultz, d'une part, et des couches potassifères des environs de Mulhouse, d'autre part. Il existe bien quelques dépôts d'eau douce datant de la fin de l'**Eocène** dans la région méridionale, produits dans un ancien « lac sundgovien » ; mais la grande masse de ces dépôts tertiaires, formés dans un couloir prolongeant au sud le bassin de Mayence et qui, se dirigeant vers la Suisse, se rencontrent aussi dans les premiers chaînons du Jura alsacien entre Montbéliard et Bâle, est exclusivement d'âge **oligocène**, de même que le remplissage de la Limagne. On y peut encore distinguer les deux étages classiques de cette série.

1° Le Sannoisien présente d'importantes variations de faciès suivant les différentes parties du bassin, surtout dans le sud, où le horst de Mulhouse s'intercale entre le fossé de Danne-marie, prolongation directe du fossé rhénan de l'aval, et le fossé de Sierentz. Les nombreux forages exécutés pour la recherche du pétrole et celle du sel potassique (mélange de KCl et de NaCl, dit sylvinite) ont fourni à cet égard des indications précises. Suivant J. Jung, on peut résumer ainsi ces variations de faciès :

Aux environs de Pechelbronn, le Sannoisien présente une épaisseur de 850 m. ; il repose sur du Jurassique par une zone dolomitique, surmontée par des couches rouges et ensuite par les couches de Pechelbronn, puissant complexe formé par des alternances répétées de couches marneuses et de lits sableux imprégnés de pétrole ou d'asphalte. Les marnes renferment quelquefois des Foraminifères marins, mais en général leur faune est exclusivement formée, comme à Pechelbronn, de Mollusques d'eau douce. Les couches pétrolifères sont recouvertes, à Lob-sann, par un calcaire lacustre, imprégné d'asphalte, contenant des empreintes végétales, avec Mollusques d'eau douce et ter-restres et des restes de Mammifères ne laissant aucun doute sur l'âge sannoisien de cette faune.

Dans la région potassique au nord de Mulhouse, le Sannoisien est constitué, à sa base, par des marnes vertes reposant sur le Jurassique, suivies de marnes dolomitiques avec couches d'anhydrite, leur ensemble ayant 160 m. de puissance. Puis vient une puissante série, de 900 m. d'épaisseur, de marnes feuilletées, renfermant de nombreuses couches de sel (atteignant jusqu'à 11 m. d'épaisseur) et deux couches de sylvinite (de 1 m. 50 à 5 m.). Une zone fossilifère s'intercale au milieu de cette série, renfermant une faune d'eau saumâtre avec nombreuses empreintes végétales ; cette série, essentiellement lagunaire, se termine par des marnes bariolées avec bancs calcaires, dolomi-tiques, gréseux et couches d'anhydrite, de gypse et de sel, renfermant des Ostracodes, des Linnées et des Charas.

Dans le fossé de Danne-marie, on trouve une succession ana-logue ; mais les marnes vertes de la base y sont remplacées par des marnes à gypse et, d'autre part, l'épaisseur totale du Sannoisien se réduit à 350 m. au lieu de celle de plus de 1.000 m. existant dans le bassin potassique.

Sur le horst de Mulhouse, qui présentait alors une tendance à l'émersion, la série est fortement réduite, comprenant à sa base un calcaire à *Melania Lauræ*, dont le substratum est d'ailleurs

inconnu et qui est surmonté, après une lacune, par des marnes en plaquettes tout à fait analogues à celles de la série potassifère, mais d'épaisseur beaucoup moindre, n'atteignant pas 50 m.

D'autre part, sur le palier de Senthem, à demi dénivélé au pied des Vosges, le Sannoisien est représenté par une puissante série de conglomérats rouges littoraux, avec une intercalation de marnes feuilletées, ayant au total une épaisseur de 650 m. L'étude de ces conglomérats a d'ailleurs conduit à des résultats intéressants, en démontrant qu'il a dû se produire à l'Oligocène une dénudation progressive des Vosges. En effet, les plus anciens ne contiennent d'abord que des galets de Jurassique, puis ceux-ci se mélangent de Trias et ensuite on trouve des galets de schistes cristallins dans les conglomérats supérieurs, qu'on a d'abord rapportés au Stampien.

2° Le **Stampien** montre, au contraire, une constitution beaucoup plus uniforme dans toutes les parties du bassin (il manque sur le palier de Senthem), en même temps que des faciès marins. Toutefois, tandis que dans le Sundgau sa base est constituée par des sables fossilifères analogues à ceux du bassin de Mayence et renfermant la même faune que les sables d'Etrenchy et de Jeurre auprès d'Etampes, cette base est constituée, dans les sondages faits dans le fossé alsacien, par des marnes riches en Foraminifères. Celles-ci sont surmontées par des schistes à Poissons, puis la série se termine par des marnes à Cyrènes. Les épaisseurs traversées par les forages ont été de 500 m. environ à Pechelbronn et de 350 m. environ dans le bassin potassique et le fossé de Dannemarie ; sur le horst de Mulhouse, le sommet de cette série a été enlevé, en sorte que son épaisseur primitive y est inconnue.

En certains points de l'Alsace, on connaît, au-dessus de la série oligocène, un **Aquitaniien** d'eau douce à *Helix Ramondi*. L'histoire de la sédimentation laguno-marine s'y termine donc avec l'Oligocène, de même que dans le Massif Central.

La dénivellation du substratum, correspondant à l'enfoncement du fond du fossé pendant la sédimentation, a donc été considérable, puisque la totalité des dépôts oligocènes ainsi accumulés par subsidence peut atteindre et même dépasser 1.500 mètres. Quant à la dénivellation totale du substratum hercynien par le jeu des cassures ultérieures, elle est encore beaucoup plus considérable si on l'envisage entre son altitude au fond du fossé, que nous avons vu, plus haut, être de l'ordre de 2.000 mètres au-dessous du niveau

de la plaine alsacienne, et celle qu'atteint sa surface dans les Vosges.

On peut d'ailleurs, à ce sujet, se poser la même question que pour la Limagne, à savoir s'il s'est seulement produit, sur l'emplacement de l'ancien fossé de subsidence, un effondrement postérieur à un bombement général de toute la région, ou bien si, en réalité, le fossé n'a participé que partiellement à la surrection des deux massifs jumeaux des Vosges et de la Forêt-Noire. En ce qui concerne le fossé alsacien, la première interprétation peut se justifier par le fait que le Pléistocène de la plaine d'Alsace dépasse parfois 200 mètres d'épaisseur pour les alluvions anciennes, ce qui indique peut-être une continuation très récente de l'affaissement sur l'emplacement du fossé alsacien.

Nous devons ajouter que la ressemblance du fossé alsacien avec la Limagne se complète par l'existence du petit *massif volcanique du Kaiserstuhl*, qui se dresse au milieu de la plaine rhénane, à l'ouest de Fribourg-en-Brigau. Les éruptions y comprennent successivement des téphrites accompagnées de tufs et conglomérats, des phonolites et leucophonolites (c'est-à-dire des roches alcalines relativement acides), puis une série très basique de limburgites et néphélinites.

L'âge de ces éruptions a été très discuté; elles paraissent à peu près contemporaines de celles de phonolites et basaltes à mélilite dans l'Höhgau, au nord de Schaffhouse, accompagnés de tufs de projection reposant sur le Sarmatien et renfermant des intercalations de couches à *Helix sylvana*, qui contiennent la flore d'œningen (Pontien). Elles seraient ainsi contemporaines des premières éruptions du Cantal, du Mont-Dore et même de la Limagne.

D'autre part, quelques cheminées volcaniques ont été observées sur le versant occidental des Vosges, à Essey-la-Côte, en une région où un réseau de fractures, évidemment corrélatives de celles du fossé rhénan, ramène de la profondeur des fragments du socle cristallin au travers de la couverture triasique. Enfin, nous savons déjà que diverses sources thermales du bord occidental des Vosges, telles celles de Plombières, se rencontrent dans des conditions analogues; elles semblent pouvoir être aussi considérées comme une manifestation très atténuée de la même activité interne.

II. — LE BASSIN PARISIEN

Avec les couches triasiques de Lorraine, qui plongent doucement et régulièrement vers l'ouest et sous lesquelles s'ennoie le massif hercynien des Vosges, nous pénétrons dans la bordure orientale du bassin parisien, au sens géologique (Pl. I et V).

La constitution géologique du bassin parisien est tout à fait classique; elle a fait l'objet, en particulier, d'une très importante coordination due à Paul Lemoine, depuis laquelle seuls des faits nouveaux d'importance secondaire ont été reconnus. D'autre part, si l'histoire de la sédimentation aux temps secondaires et tertiaires a été exposée, en ce qui regarde l'ensemble du bassin, dans le premier tome du présent ouvrage (1), avec un développement que le lecteur jugerait insuffisant, il pourra facilement y suppléer par un traité de géologie stratigraphique. Je crois préférable, pour ne pas dépasser le cadre de cet ouvrage, de me borner, avant d'exposer les grandes lignes de sa structure, à rappeler l'encadrement de ce bassin par les divers fragments de l'ancienne chaîne hercynienne dont je viens, dans les pages précédentes, d'indiquer sommairement la constitution géologique et sur lesquels certaines des mers successives qui ont occupé cet ennoyage ont pu déborder, plus ou moins largement, lors des époques de transgression.

A) L'ENCADREMENT DU BASSIN PARISIEN

Cet encadrement est bien défini à l'ouest par le massif armoricain (Pl. III), au sud par le Massif Central (Pl. IV), à l'est par les massifs vosgien et rhénan (Pl. V), et au nord-est par le massif ardennais et la ride de l'Artois, s'appuyant au Boulonnais (Pl. II).

En ce qui regarde le massif armoricain, la zone de bordure du Jurassique sur les terrains primaires plissés, depuis la Manche, par les parties occidentales du Calvados, de l'Orne,

(1) Le lecteur pourra utilement, pour suivre l'évolution du bassin parisien, consulter les petites esquisses paléogéographiques du tome I (fig. 20, 21, 22, 23, 26, 28, 29 et 30).

de la Mayenne et de la Sarthe, a fait l'objet des études de détail et d'un exposé synthétique de A. Bigot. Un trait particulier de cette bordure est fourni par la *dépression de Carentan*, dans laquelle des formations marines, interrompues par de fréquentes lacunes et des dépôts continentaux, se sont échelonnées depuis le Lias jusqu'à l'époque actuelle. Cette dépression s'était d'abord constituée à l'époque houillère, où elle a reçu les dépôts stéphanien qui ont été exploités à Littry, dans le Calvados, et aux environs de Carentan, dans la Manche. L'affaissement de cette fosse lacustre de subsidence s'était continué pendant le dépôt de grès, poudingues, argiles et calcaires magnésien du Permien, d'une épaisseur d'au moins 700 mètres. Le pourtour de cette dépression est occupé par une ceinture de galets et sables grossiers, attribués au Trias et continuant le faciès continental du Permien; ces formations débordent le pourtour de la région centrale du Cotentin et se continuent au sud-est par une dépression qui se termine vers Falaise.

Lors de la transgression liasique sur le socle hercynien, la mer a commencé par être cantonnée dans cette dépression pendant l'Hettangien, en transgression graduelle sur le Permien; le Sinémurien ne s'est encore déposé que dans le Cotentin, en bordure du bassin, mais il fut largement débordé par le Charmouthien, qui s'est avancé jusque dans l'Orne, où ses grès à débris végétaux reposent sur le granite, au nord de Briouze (Bois de la Mousse). La mer charmouthienne, sortant des limites de la dépression triasique, a d'ailleurs rencontré une surface irrégulièrement nivelée, avec des crêtes et bosses de roches dures, faisant saillie de quelques mètres seulement et constituant des lignes de récifs sur lesquels (lorsqu'ils ont été recouverts) et autour desquels les dépôts charmouthien ont des caractères très littoraux sur le Briovérien.

Si la transgression des étages supérieurs du Lias, puis du Jurassique, de la Basse Normandie s'est étendue davantage vers le sud en bordure du massif ancien, néanmoins l'instabilité du rivage que constituait celui-ci se traduit par des lacunes et des remaniements de couches, surtout fréquents dans le Toarcien, le Bajocien et le Bathonien, avec de nombreuses surfaces de bancs durcies, ravinées et percées par les Lithodomes. Tous ces caractères indiquent évidemment que l'avancée vers l'ouest des mers jurassiques n'a pas dû

dépasser beaucoup la limite actuelle des affleurements de leurs dépôts et qu'elles n'ont guère débordé sur les terrains anciens armoricains dans cette direction.

Cependant, au sud-ouest, le bassin parisien a communiqué avec celui de l'Aquitaine depuis le Lias jusqu'à la fin du Jurassique, par-dessus un ennoyage de la zone hercynienne constituant le *seuil du Poitou*, entre les aires plus élevées de la Vendée et du Limousin. Ensuite, après une interruption pendant le Crétacé inférieur, cette communication s'était rétablie, mais en un emplacement différent, par un nouvel ennoyage à partir du Cénomaniens, que nous avons défini au travers du massif armoricain, où il correspond approximativement à l'emplacement de la vallée inférieure actuelle de la Loire. Je rappellerai, d'autre part, que la présence d'argile à silex de la craie avec Bryozoaires et *Cidaris*, à la surface des terrains anciens à l'extrémité NW du Cotentin et celle de la craie sur le rivage vers Roscoff confirment la pénétration suivant la Manche occidentale, d'un bras de la mer du Crétacé supérieur et principalement du Sénonien, présumée d'après des sondages de son fond.

Rappelons aussi qu'à l'époque oligocène, le Massif Central était assez aplani, tout au moins en certaines de ses parties, pour que des couloirs plus ou moins étendus y aient été le siège d'une sédimentation lagunaire prolongeant, d'une part, les dépôts du bassin parisien et, d'autre part, se rattachant à ceux de l'Aquitaine et du bassin rhodanien. Parmi ces couloirs, la Limagne a même pu, par un affaissement simultané, engouffrer une épaisseur de sédiments incomparablement supérieure à celle que montrent les dépôts contemporains du bassin de Paris.

Je rappellerai encore qu'à l'époque miocène un ennoyage assez étendu s'est produit dans le massif armoricain et a permis à la mer de l'Helvétien de pénétrer jusqu'au delà de Blois, dans la direction d'Orléans, dans le bassin parisien (duquel la mer nummulitique avait disparu depuis la fin du Stampien pour faire place à un régime lacustre et fluviatile), en un golfe qui, plus réduit au Miocène supérieur, a été l'ébauche de la vallée inférieure de la Loire actuelle (I, fig. 30). Celle-ci a capturé ainsi les vallées descendant du Massif Central (y compris celles qui pouvaient drainer les couloirs oligocènes de la Limagne et du Forez), dont les cours devaient, à l'époque des sables de la Sologne, se pour-

suivre vers le nord dans la direction de la basse Seine, dont le bassin s'est trouvé ainsi très appauvri depuis lors.

Au nord-est du Morvan (d'ailleurs lui-même probablement recouvert en grande partie) et avant que les Vosges aient été émergées, le bassin parisien s'ouvrait largement du côté du sud-est et de l'est vers le géosynclinal alpin et le bassin souabe. Après l'émergence des Vosges, entre elles et le Massif Central, sur l'emplacement du seuil actuel de Langres, a subsisté un large *détroit de la Côte-d'Or*, par lequel s'est poursuivie la communication du bassin parisien avec la région jurassienne et le géosynclinal alpin jusqu'à la fin du Jurassique, époque à laquelle cette communication a été interrompue très temporairement, pour se rétablir pendant le Crétacé. Nous savons aussi que, probablement dès l'Oolitique inférieur et surtout à partir du Bathonien, une surélévation du socle vosgien, tout en continuant à permettre une facile communication du bassin parisien vers l'est, au moins par les environs de Saverne, avec la région souabe, constituait toutefois un seuil ou un haut-fond auquel s'arrêtait le faciès oolitique du bassin parisien et au delà duquel, dans les collines de la Basse-Alsace, commence immédiatement le faciès souabe, beaucoup plus argileux. Cette communication a été rompue dès le Callovien (I, fig. 21), le bassin parisien se fermant ainsi vers l'est, suivant une ligne de rivage qui a été suivie par la ceinture des récifs coralliens après l'Oxfordien.

Enfin, tandis que le massif hercynien ardennais semble avoir constitué, en son bord méridional, le rivage du bassin parisien pendant le Trias et le Jurassique, un ennoyage du socle hercynien entre l'Ardenne et le massif dévonien rhénan (I, fig. 20) a dû être traversé pendant le Trias, comme cela a été indiqué plus haut. Mais, en tout cas, il n'a plus subsisté ensuite qu'un *golfe du Luxembourg*, simple dépendance du Bassin de Paris.

Après la terminaison du massif ardennais vers l'ouest, l'encadrement du bassin parisien est moins bien défini. Si, en effet, le pli frontal de la chaîne hercynienne auquel s'est superposée la ride de l'Artois semble bien avoir été suivi de près par les rivages des étages jurassiques (avec une submersion du Boulonnais à partir du Bathonien comme nous l'avons vu) et encore jusqu'à l'Albien (I, fig. 22), la transgression débutant au Cénomaniens et présentant son maxi-

mum à l'époque du dépôt de la craie blanche a largement franchi cette ride, recouvrant la Flandre et une partie de la Belgique (I, fig. 23).

Après la régression très générale du Danien et un retour encore très limité au Montien, cet axe de l'Artois a été, de nouveau, recouvert par la mer thanétienne qui a apporté jusqu'à Bracheux une faune froide. Le bassin parisien, très réduit à l'époque éocène et n'ayant plus de communication avec la région rhodanienne ni avec l'Aquitaine, n'était d'ailleurs, au Thanétien, qu'un golfe se rattachant par la Belgique aux mers septentrionales. Cette communication avec la région belge par-dessus la ride de l'Artois s'est poursuivie jusqu'au Lutétien, accompagnée à partir de l'Yprésien par la réouverture d'un chenal vers l'Atlantique sur la Manche occidentale (I, fig. 26 et 28). Par conséquent, si l'on envisage l'extension des mers du Crétacé supérieur et de la première partie de l'Eocène, le bassin parisien devrait comprendre aussi la région des Flandres. Il semble toutefois plus logique de le limiter à la *ride de l'Artois et du Boulonnais*, tant au point de vue structural que par le fait que cette ride correspond approximativement au rivage des mers jurassiques et de la première partie du Crétacé.

Par contre, le bassin parisien, entendu comme unité géologique, doit aussi englober une petite partie de l'extrême Sud de l'Angleterre. En effet, le seuil de l'Artois et du Boulonnais se prolonge, au delà du Pas-de-Calais, par le long bombement anticlinal du *Weald*, dont l'axe est constitué par du Crétacé tout à fait inférieur, bordé de part et d'autre par les couches plus élevées du Crétacé jusqu'à la craie blanche. Il s'y superpose d'ailleurs encore à la ride frontale de la chaîne hercynienne, laquelle reparaît au jour plus à l'ouest, dans les *Mendip Hills*, après un ensellement suivi d'un relèvement des couches secondaires. L'histoire géologique de l'Angleterre montre que, par-dessus un seuil post-hercynien, la communication du bassin anglo-parisien avec un bassin anglais plus septentrional, s'étendant sur tout l'est de l'Angleterre jusqu'au Yorkshire, s'est faite aux temps secondaires, parfois d'une façon assez étroite, par l'ensellement en question, tandis qu'à d'autres époques elle existait beaucoup plus largement au-dessus de cette ride, comme au-dessus de l'axe de l'Artois. Il faut remarquer toutefois qu'à l'époque éocène, le bombement du *Weald*, surgit

à la fin du Crétacé, paraît avoir séparé le bassin méridional du Hampshire de celui de Londres, situé au nord de ce bassin, en raison de différences sensibles dans la composition du Nummulitique en ces deux bassins. •

La délimitation, ainsi conçue, du bassin de Paris par l'emplacement de la ride frontale hercynienne, depuis l'extrémité de l'Ardenne, nous conduit ainsi jusqu'au bord du canal de Bristol. Mais sa prolongation s'y trouve limitée vers l'ouest par un nouveau massif hercynien dont le bord prolonge, au travers de la Manche, celui du massif armoricain ; c'est le massif hercynien qui s'étend dans le Devonshire et la partie occidentale du Somerset et qui se termine au sud-ouest par la presqu'île de Cornouaille (Pl. I).

Je rappellerai enfin qu'à l'ère tertiaire, si l'ennoyage atlantique qui, dès l'Yprésien, après le Sénonien, a séparé ce massif hercynien du massif armoricain a été le précurseur de la Manche occidentale, comme l'a montré l'examen des échantillons du fond de cette dernière, étudiés par L. Dangeard, par contre l'ouverture du Pas-de-Calais et l'ennoyage de la Manche orientale par la mer ne se sont produits que tardivement, au cours du Pléistocène, ainsi qu'il a été indiqué au t. I (p. 188-189).

B) LA STRUCTURE DU BASSIN PARISIEN

Après avoir ainsi rappelé la délimitation du bassin parisien dans le domaine hercynien et ses relations avec les aires de sédimentation contemporaines qui l'entourent, nous pouvons maintenant examiner sommairement sa structure.

En premier lieu, il est important de constater que celle-ci est fortement dissymétrique, comme le montre le grand développement du Trias sur son bord oriental, en Lorraine et dans le Luxembourg, alors qu'il manque entièrement sur son bord occidental, à l'exception des conglomérats littoraux ou même continentaux qui le représentent au bord du Cotentin, sous un faciès d'ailleurs entièrement différent de celui du Trias lorrain ; sur son bord méridional, en bordure du Massif Central, le Trias, encore développé vers le Morvan, disparaît ensuite rapidement vers l'ouest. De même, tandis que les mers liasiques de Lorraine se réunissaient largement, vers l'est, par dessus le Trias, avec celles de Souabe (t. I,

fig. 21), n'ayant peut-être respecté que quelques points culminants de l'emplacement des Vosges et de la Forêt-Noire, par contre en Basse-Normandie, les mers les plus transgressives au Lias moyen et au Lias supérieur ne débordaient qu'à peine sur les terrains anciens et elles ont respecté des saillies gréseuses du substratum ne dépassant pas quelques mètres de hauteur, comme l'a reconnu A. Bigot.

La transgression cénomaniennne au delà de la bordure jurassique dans le chenal de la Basse-Loire et sur l'axe de l'Artois a aussi troublé la régularité de la « cuvette », à fond d'ailleurs convexe (p. 13) et qu'on s'imagine trop souvent symétrique.

Les déformations et dislocations subies par les couches secondaires et tertiaires du bassin parisien ont été peu importantes ; elles se sont produites par la répercussion des mouvements alpins et, d'autre part, elles ont souvent la signification d'accidents hercyniens posthumes. C'est ce que nous avons déjà reconnu pour la ride de l'Artois, superposée au pli frontal hercynien, ainsi que pour les ondulations des couches triasiques et liasiques de Lorraine, qui ont servi de guide pour la recherche de la prolongation des anticlinaux hercyniens du bassin houiller lorrain pouvant remonter le Houiller à une profondeur accessible au-dessous de cette couverture.

Dans le centre du bassin, les couches ne sont en général que très légèrement ondulées, à l'exception de certains accidents plus accusés et même rompus en donnant naissance à des failles. En général, ces ondulations ou failles ont, dans le centre et l'ouest du bassin, une direction armoricaine ou, tout au moins, très voisine de celle-ci.

C'est le cas, en particulier, pour l'accident le plus apparent sur une carte géologique, celui du *pays de Bray*, semi-dôme allongé des couches crétacées, à noyau de Jurassique supérieur apparent, dont le bord nord-est est très aminci et vertical, se traduisant même par une véritable faille entre le Crétacé et le Nummulitique sur son prolongement au SE. Il est à noter que le sondage de Ferrières-en-Bray, qui a atteint le substratum paléozoïque, a montré que l'épaisseur des divers étages jurassiques (environ 1.200 mètres, d'après P. Pruvost) y est environ 2 fois 1/2 plus grande en cette localité, située vers la région centrale du bassin, que celle qui avait été prévue et qu'on peut leur reconnaître dans les affleurements en bordure de celui-ci. Cela témoigne, à un

degré déjà notable, du phénomène d'enfoncement contemporain de la sédimentation, dénommé *subsidence*, pour cette aire d'ennoyage (1).

Un autre accident, parallèle au précédent, est la *faille de la Seine*, qui, très accentuée à Rouen (quartier de Saint-Sever), où elle amène au même niveau le Kimeridgien et la craie blanche sénonienne, se prolonge au SE vers la région de Versailles, où se montre, à peu près sur son prolongement, une ondulation bien marquée des couches (*dôme de la Mauldre*); une autre faille parallèle passe par Bolbec et Lillebonne.

Des directions semblables se rencontrent pour une série de failles situées auprès de Chartres, au sud de Châteaudun, au voisinage de Vendôme et jusqu'auprès de Loudun, où les couches secondaires sont intéressées par une faille prolongeant l'accident armoricain qui borde au sud le synclinal carbonifère d'Ancenis (fig. 13 et Pl. III), parallèlement à la vallée du Layon. Plus au sud encore, un faisceau de failles traverse les couches jurassiques et tertiaires (celles-ci d'eau douce) du « détroit du Poitou » avec la direction armoricaine; certaines d'entre elles se prolongent d'ailleurs dans le socle hercynien, aussi bien en Vendée que du côté du Limousin. C'est aussi à ce même régime armoricain qu'appartient d'ailleurs le grand accident du massif vendéen grâce auquel sont conservés le Houiller et le Jurassique de Vouvan et de Chantonny, dont il a été antérieurement question, et pour lequel est manifeste le caractère hercynien posthume de cette dislocation et d'autres voisines qui ont joué au Tertiaire; mais déjà la couverture de Secondaire dans laquelle se prolongent ces accidents (fig. 28) suivant un même régime appartient à la série des couches du nord de l'Aquitaine.

Sur la bordure du massif armoricain, les axes jurassiques du *Merlerault* et de plusieurs anticlinaux parallèles, plus ou moins rompus et faillés, ont plutôt une tendance à s'orienter du SW au NE, ce qui pourrait traduire la présence, dans le substratum hercynien, de plis ayant encore la direction du

(1) Par contre, au-dessous de l'Hettangien, une épaisseur de 22 mètres seulement de marnes rouges panachées de vert, avec un mince banc de 0 m. 50, à leur base, d'un calcaire cristallin et gréseux à petits graviers de quartz, doit représenter le Permo-Trias au-dessus des micaschistes dans lesquels a été arrêté le forage, à 1.172 m. 70 de profondeur.

Léon. Ce régime se poursuit à travers le Perche jusqu'à Vendôme, coupant presque orthogonalement les accidents de direction armoricaine. La carte géologique de France figure une de ces failles sur environ 100 kilomètres de long depuis Pontvallain, au SW, jusqu'au delà de Nogent-le-Rotrou, au NE.

Il faut d'ailleurs noter que Marcel Bertrand a autrefois émis l'opinion que les faibles plis des couches secondaires et tertiaires, dans une grande partie du bassin parisien, constitueraient un *réseau orthogonal* ; il ne paraît toutefois pas, en réalité, qu'il y ait une correspondance régulière des élévations et des abaissements d'axes des ondulations, de direction générale armoricaine, en passant de l'un de ces plis aux voisins.

Dans le nord de la Lorraine et le Luxembourg, il existe, par contre, un faisceau de failles orientées SW-NE (Pl. II et V) qui paraissent être en corrélation avec la direction varisque des plis du substratum hercynien. De même, les couches jurassiques du plateau de Langres et de l'ancien « détroit de la Côte d'Or » sont affectées par une série de failles qui se greffent sur celles du bord du Morvan et montrent une direction nettement varisque. L'une des principales prolonge celle qui marque, dans le Massif Central, le bord nord du synclinal permio-houiller du Creusot et elle se poursuit, au travers des couches secondaires, vers Dijon (Pl. IV), accompagnée d'un faisceau de failles analogues. Le seuil de Langres, qui limite le bassin de la Seine et le sépare de celui de la Saône, a d'ailleurs été mis en saillie assez brusque du côté de ce dernier, par une dénivellation rapide produite par ce régime de failles, alors que, du côté du nord, le plongement des couches secondaires s'y fait lentement et régulièrement, ainsi que c'est le cas normal pour la bordure du bassin parisien. Ces failles du seuil de Langres vont d'ailleurs se greffer sur la surélévation des Vosges et s'associer à celles qui accidentent le bord sud-ouest de ce massif (Pl. VI).

En ce qui concerne l'âge des mouvements dans le nord du bassin parisien, on a pu reconnaître que le dôme du Bray avait déjà subi des oscillations pendant l'Eocène. Toutefois, ces mouvements se sont surtout accentués au Miocène et ils ont continué au Pliocène ; en effet, nous savons déjà que les sables marins diestiens (Pliocène inférieur) ont été portés à plus de 100 mètres d'altitude dans le Nord et sur le Boulon-

nais, avant le dépôt du Pliocène supérieur d'Anvers. Ces mouvements ont même continué à la période historique, ainsi qu'on peut le constater en divers points du rivage de la Mer du Nord et de la Manche orientale.

D'autre part, l'axe du Bray n'a été traversé par l'Oise qu'au Pliocène; antérieurement, les vallées de l'Oise et de l'Aisne devaient se réunir à la Somme, dont la large vallée inférieure paraît bien, dès le premier abord, hors de proportion avec son bassin supérieur actuel.

Dans le sud du bassin parisien, il existe un système de failles (Pl. I et IV) entièrement indépendant des précédents. Ce sont des failles de direction N-S, qui accidentent le *Sancerrois*, le *Nivernais* et le *bord occidental du Morvan*; par le jeu de ces failles, les terrains primaires sont mis en saillie au travers des terrains secondaires de leur couverture dans le petit « horst » de Saint-Saulge et celui de Decize. Il est évident que ces failles sont la prolongation directe, au delà du Bourbonnais, des dislocations d'âge alpin du Massif Central, soit dénivellant sa couverture de terrains secondaires et tertiaires, soit mettant en contact ceux-ci et le socle ancien. On a d'ailleurs pu démontrer directement qu'elles sont aussi postérieures à l'Oligocène.

Ce sont ces failles du Sancerrois et du Nivernais qui orientent la vallée actuelle de la Loire en amont de Gien; si elle présente ensuite, vers Orléans, une brusque déviation à l'WSW, nous savons déjà que celle-ci est manifestement due à une capture provoquée par l'ancien golfe helvétique atlantique qui a déposé les faluns dont on retrouve des témoins jusqu'au voisinage de Blois et dont on ne connaît d'ailleurs pas la limite de l'extension originelle. Cette capture de la Loire supérieure, accompagnée évidemment de l'interruption par ce golfe des cours d'eau plus occidentaux descendant du Massif Central, n'a ainsi laissé subsister dans le bassin actuel de la Seine qu'une partie seulement de l'ancien bassin parisien qui existait encore lors du lac de Beauce et même de la formation des sables granitiques de la Sologne, dont on trouve des témoins jusque vers l'embouchure de la Seine par d'anciens « sables éruptifs » conservés dans des poches de la surface de la craie.

III. — LE SUD-OUEST DE LA FRANCE (AQUITAINE ET PYRÉNÉES)

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION DU SUD-OUEST

L'*Aquitaine*, située au sud des massifs hercyniens de la Vendée et du Massif Central, diffère essentiellement du bassin parisien par le fait qu'au lieu d'être encadrée, comme celui-ci, par une ceinture de massifs n'ayant qu'assez peu rejoué depuis la fin de l'ère primaire, elle est bordée au sud par la chaîne des Pyrénées, dont les complications tectoniques sont d'âge principalement tertiaire. Le plissement pyrénéen s'y est naturellement éteint en s'éloignant de la partie axiale de la chaîne et il n'existe aucune limite tranchée entre la *région aquitaine*, où les terrains secondaires et tertiaires sont, sauf quelques rides, restés sensiblement horizontaux, et une *zone sous-pyrénéenne*, dans laquelle commencent à se montrer dans ces terrains, des plissements plus accusés et d'importance graduellement croissante. Celle-ci constitue la zone la plus externe des *Pyrénées* (1), en avant d'une *zone nord-pyrénéenne* et de la *zone axiale*, où les accidents tectoniques prennent ensuite une importance et un degré de complication plus considérables et où les terrains primaires plissés reviennent au jour sur de grandes surfaces.

Cependant, dans le *nord de l'Aquitaine*, si les couches tertiaires et celles du Crétacé supérieur (il n'y existe pas de Crétacé inférieur) présentent une allure à peu près horizontale, seulement troublée localement par les quelques rides indiquées sur la fig. 28, les dépôts du Jurassique et du Trias y montrent, jusqu'au bord du Massif Central, des ondulations plus marquées, passant souvent à des failles importantes. Tous ces accidents structuraux du nord de l'Aquitaine ont d'ailleurs la direction armoricaine et

(1) Cette zone, analogue à la zone subalpine pour les Alpes, pourrait, par symétrie, être dénommée *zone subpyrénéenne*. Si j'ai préféré employer le terme de zone sous-pyrénéenne, c'est par raison d'euphonie, et aussi pour éviter la confusion possible avec la zone sud-pyrénéenne; mais il doit être bien entendu qu'elle constitue la zone la plus externe des *Pyrénées* et non une zone indépendante de celles-ci.

massif primaire des Corbières ou de Mauthoumet, lequel est resté jusqu'au début du Nummulitique réuni à la Montagne-Noire et émergé avec elle. Or, de très importantes différences de composition entre le Jurassique du nord de l'Aquitaine et celui de la zone nord-pyrénéenne m'ont conduit depuis longtemps à admettre qu'une *prolongation souterraine de ce massif émergé a dû se poursuivre vers le nord-ouest, tout au travers de l'Aquitaine*, séparant pendant le Trias et le Jurassique les *fossés nord-aquitain et nord-pyrénéen* (I, fig. 21). Il faut d'ailleurs observer que le Crétacé inférieur, présent le long des Pyrénées, où il se termine même par des dépôts albiens d'une épaisseur considérable et d'un faciès flysch qui témoignent d'une sédimentation dans une fosse géosynclinale, manque au contraire entièrement dans le nord de l'Aquitaine (I, fig. 22).

J'ai aussi été conduit à la même hypothèse par une autre raison, d'ordre tectonique. Les rides graduellement décroissantes des terrains secondaires de la région sous-pyrénéenne finissent par s'atténuer avant le cours inférieur de la Garonne, tandis que les plis et failles parallèles du nord de l'Aquitaine y montrent de nouveau une plus grande intensité. Il m'a paru logique d'admettre l'existence d'une zone plus rigide intermédiaire, correspondant à un tel socle caché à faible profondeur sous les formations transgressives du Crétacé supérieur et du Nummulitique, beaucoup moins épaisses et moins plastiques que celles de même âge déposées dans le fossé sous-pyrénéen.

En effet, à la suite d'une première phase de plissement anté-cénomaniennne des Pyrénées, consécutive à la sédimentation subsidente de l'Albien, la mer du Crétacé supérieur a été rejetée surtout dans une *avant-fosse* longeant le bord de cette ébauche de la chaîne pyrénéenne et dans laquelle s'est faite une épaisse sédimentation de flysch correspondant au Crétacé supérieur. De ce *fossé sous-pyrénéen* (t. I, fig. 24) s'est avancée sur l'Aquitaine, par-dessus l'éperon du socle ancien dont il vient d'être question, une transgression débutant au Cénomanienn et qui, avec des faciès très néritiques, s'est étendue sur l'ancien fossé nord-aquitain dont le Jurassique était lui-même notablement plissé, jusqu'au Massif Central et à la Vendée; elle a même traversé le massif armoricain par la région de la Basse-Loire, comme nous le savons déjà. Un même fossé sous-pyrénéen s'est perpétué au

Nummulitique, servant encore de départ à une extension, sur l'Aquitaine, de dépôts alternants, les uns de nature encore marine, mais très néritique, les autres lagunaires ou même lacustres. On peut donc dire que, si le *bassin de l'Aquitaine constituait une même aire de sédimentation au Crétacé supérieur et au Nummulitique, il était formé alors de deux régions essentiellement différentes par les conditions de cette sédimentation et ce n'est, en réalité, qu'à dater du Néogène, que s'est formé un véritable bassin aquitain*, empiétant largement au sud sur le domaine pyrénéen qui venait de surgir définitivement, en particulier sur l'ancienne zone sous-pyrénéenne dont les dépôts sont souvent masqués par le Miocène aquitain dans sa portion occidentale.

Sauf une survivance locale de l'ancien fossé sous-pyrénéen dans la région aturienne (I, p. 187), ce bassin néogène aquitain était seulement un *golfe atlantique*, fermé du côté de l'est (I, fig. 30), qui a continué à se combler par des dépôts laguno-marins ou d'eau douce et surtout, vers le sud, par d'énormes formations détritiques provenant de la destruction de la chaîne pyrénéenne.

Ce rapide exposé suffit à montrer que l'histoire du bassin aquitain, bien que celui-ci se présente au premier abord avec une apparence assez analogue à celle du bassin parisien sur une carte géologique, en a été bien différente. Il va nous conduire à étudier séparément la partie nord et centrale de l'Aquitaine, puis sa partie sous-pyrénéenne, dont l'histoire est liée à celle des Pyrénées jusqu'à la fin du Nummulitique.

1° LE BASSIN AQUITAIN

A) LE FOSSÉ NORD-AQUITAIN AU TRIAS ET AU JURASSIQUE

Cette région étant moins classique que le bassin parisien, je crois utile de résumer, tout d'abord, les faits principaux de sa stratigraphie, qui résultent, pour une bonne part, des études de Ph. Glangeaud. Ils témoignent de l'individualité du fossé nord-aquitain jusqu'à la fin du Jurassique, lorsqu'on compare cette série stratigraphique à celle des dépôts contemporains dans la zone nord-pyrénéenne, qui sera indiquée plus loin.

Le **Trias** est constitué par des grès faisant suite aux schistes et grès rouges permien du bassin de Brive ; on a d'ailleurs pu démontrer qu'à Brive ce faciès gréseux s'est continué jusqu'au Rhétien.

Au **Rhétien**, le fossé nord-aquitain s'avancé jusqu'au sud de la Vendée, déposant des grès comme à Brive ; plus à l'est, sa communication avec le géosynclinal alpin se traduit par le fait que, dans le Rouergue et près de Figeac, le Rhétien cesse d'être gréseux et est représenté par un faciès d'argiles vertes supportant des calcaires en plaquettes dans le « détroit des Causses », où son faciès se rapproche de celui qui existe dans les régions rhodaniennes.

A l'**Hettangien** et au **Sinemurien**, l'invasion marine du fossé nord-aquitain s'est accentuée et le faciès calcaire s'y est généralisé, quoique encore très néritique ; d'autre part, sa communication avec le bassin parisien avait commencé à s'établir par le seuil du Poitou.

Le **Lias moyen** marque une continuation de la transgression et le détroit du Poitou était alors largement ouvert ; d'autre part, la mer s'est avancée sur le massif vendéen, comme le montre la présence du Lias moyen à la base du témoin de Jurassique conservé au-dessus du Houiller du bassin de Vouvant et Chantonnay. Les dépôts de cet âge sont franchement marins, constitués par des calcaires marneux et des marnes riches en Ammonites, mais sans *Phylloceras* ni *Lytoceras*, c'est-à-dire encore néritiques.

Au **Toarcien**, la transgression s'est encore accentuée, car aux environs de Thouars des grès de cet âge sont transgressifs sur les schistes cristallins. Souvent les dépôts toarciens, conservés en des affleurements déjà assez distants de leur rivage, présentent un faciès très uniforme et bathyal de marnes avec *Phylloceras* et *Lytoceras* ; toutefois, ils montrent de grandes variations d'épaisseur suivant la longueur du fossé nord-aquitain, devenant beaucoup plus puissants en se rapprochant de la région des Causses et du géosynclinal dauphinois. Cette variation d'épaisseur est d'ailleurs commune aux autres étages du Lias. C'est ainsi que le Lias du nord-ouest du bassin aquitain ne présente qu'une épaisseur totale de 10 à 30 m. (sur 300 à 500 m. pour l'ensemble du Jurassique) et est relativement pauvre en Ammonites, tandis que dans le Quercy et le Sarladais le Lias comprend 500 m. de marnes à Céphalopodes (sur 1.500 m. pour la totalité du Jurassique), ce qui se rapproche beaucoup des conditions du

géosynclinal dauphinois, dans lequel le Lias présente à Digne une épaisseur de 650 m. On peut donc dire qu'à l'époque liasique le fossé nord-aquitain présentait un caractère géosynclinal dans sa portion orientale.

La transgression paraît s'être encore accrue à l'**Aalénien** et au **Bajocien inférieur**, époques pendant lesquelles le détroit des Causses était très largement ouvert vers le géosynclinal alpin.

Par contre, au **Bajocien supérieur** on assiste à une régression qui atteignit son maximum au **Bathonien inférieur**, corrélativement à un exhaussement du Massif Central, autour duquel s'observe une ceinture de dépôts saumâtres, aussi bien du côté du bassin de Paris que de celui de l'Aquitaine, même avec des discordances locales. C'est ainsi que, dans la partie de l'Aquitaine qui est voisine de l'ancien détroit des Causses, ces étages ne sont plus représentés que par des dépôts lagunaires et même lacustres, faisant suite à la puissante série précédente de marnes riches en Ammonites. Toutefois, des dépôts marneux à Ammonites se continuaient au voisinage du détroit du Poitou, en connexion avec le bassin de Paris.

Dès le **Bathonien supérieur**, les faciès lacustres et lagunaires avaient disparu et les dépôts étaient redevenus exclusivement marins dans la région voisine des Causses, mais avec des faciès sub-coralliens de calcaires oolitiques ou crayeux, à Nérinées et Rhynchonelles, tandis que des marnes et calcaires marneux à Ammonites continuaient à se déposer au voisinage du Poitou et de la Vendée.

La même répartition générale des faciès s'est continuée pendant le **Callovien** et l'**Oxfordien**. Mais, au **Lusitanien**, de véritables récifs coralliens, avec leur cortège habituel de calcaires oolitiques ou sublithographiques, s'établirent dans la partie orientale, ayant reculé graduellement au SE pendant les trois étages Argovien, Rauracien (1) et Séquanien. Il faut noter toutefois que dans la région de Séverac recommençaient des dépôts de calcaires marneux et marnes, se rattachant au faciès du géosynclinal dauphinois.

Au **Kimeridgien**, la région de la Charente-Inférieure fut à son tour envahie par l'activité corallienne, alors que jusque-là

(1) Celui-ci, représenté par un calcaire lithographique avec intercalation de marne grise à *Diceras arietinum*, a été atteint par un forage fait à Agen au bord de la Garonne entre 315 et 351 m. de profondeur, au-dessous de 25 m. de Sidérolitique, surmonté par les mollasses oligocènes de l'Agenais.

les abords du détroit du Poitou et le sud de la Vendée avaient continué à recevoir des marnes et calcaires marneux à Céphalopodes. Dans la région du Lot, les marnes alternant avec les calcaires kimeridiens se montrent, en certaines localités, assez bitumineuses pour pouvoir être distillables et même parfois donner des suintements d'hydrocarbures.

Le **Portlandien**, qui ne se montre qu'entre Saint-Jean-d'Angely et Angoulême, renferme dès sa base des intercalations locales de couches lagunaires au milieu des calcaires marins; puis, au Portlandien supérieur, le faciès lagunaire s'était généralisé, analogue au Parbeckien du bassin anglo-parisien, avant l'émersion totale du fossé nord-aquitain, dont l'histoire sédimentaire s'interrompt ici.

B) LE NORD ET LE CENTRE DE L'AQUITAINE AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET AU NUMMULITIQUE

Après l'émersion de la région nord-aquitaine qui eut lieu au cours ou à la fin du Portlandien, il s'y produisit un plissement d'importance modérée, modelé sur les anciens accidents hercyniens. Il peut sembler exister une certaine incertitude au sujet de l'époque de ce plissement, car les premières couches crétacées superposées au Jurassique sont cénomaniennes, en sorte qu'un large intervalle de temps sépare l'achèvement de la sédimentation jurassique et le retour de la mer après le plissement. On ne peut penser, toutefois, que celui-ci ait été immédiatement consécutif à l'émersion, car, parmi les bombements que présentaient les couches jurassiques lors du retour de la mer au Cénomaniens, certains d'entre eux n'ont pas été recouverts de prime abord et ne l'ont même été qu'au Turonien. Ce fait serait évidemment peu compatible avec une conservation de ces reliefs de faible importance pendant toute la durée de la période crétacée anté-cénomaniennne et il est bien plus vraisemblable qu'il s'agit d'un *ridement contemporain de la première phase orogénique post-hercynienne des Pyrénées*, phase comprise entre la fin du dépôt du flysch albien et le début du Cénomaniens. L'emplacement de l'ancien fossé nord-aquitain paraît donc avoir été le siège d'un léger *plissement anté-cénomaniens, de direction armoricaine*, qui s'est moulé sur la tectonique hercynienne antérieure.

Le **Cénomanién**, qui se montre donc transgressif sur les terrains jurassiques du nord de l'Aquitaine, sans en avoir toutefois encore recouvert tous les principaux bombements, débute par une base encore lagunaire et localisée en certains synclinaux seulement, qui renferme des lignites à l'île d'Aix et, parfois, du gypse et du sel. En certaines localités, d'ailleurs, le Cénomanién est entièrement formé de dépôts saumâtres ; mais en général il se continue par des grès marins à Orbitolines et Oursins, qui se sont étendus sur l'ennoyage de la Basse-Loire, en continuité avec les sables du Mans à Orbitolines, suivis par des calcaires à Caprines (avec Radiolites au sommet) présentant en leur milieu des argiles à Ostracés (*O. columba*, etc...). On sait que ces Ostracés et ces Rudistes se retrouvent aussi dans le Cénomanién supérieur du Mans, témoignant de la communication de l'ouest du bassin de Paris avec l'Aquitaine, mais que les Rudistes en particulier y ont mal prospéré, trouvant évidemment dans le bassin de Paris des conditions de température moins favorables à leur développement que dans l'Aquitaine.

Au **Turonien**, la transgression s'est continuée et, dès le début, elle a submergé entièrement tous les anticlinaux de Jurassique qui avaient pu rester en saillie dans la mer cénomaniénne. C'est ainsi que l'étage inférieur (**Ligérien**) est très uniformément formé de calcaires et marnes à Ostracés, Inocérames et Ammonites, sans Rudistes (sauf des Sphærolites au sommet dans la Charente-Inférieure). Par contre, à l'étage supérieur (**Angoumien**) s'est produite une régression, amenant le dépôt de calcaires à Hippurites (calcaires d'Angoulême et de Chancelade, près de Périgueux), tandis que dans le SE de la Dordogne se formaient des dépôts littoraux et très détritiques de grès, sables et lignites.

Au **Sénonien**, une nouvelle transgression a provoqué la formation d'une épaisseur considérable de grès et calcaires sableux riches en Ostracés, Echinides et Ammonites, avec seulement quelques intercalations de calcaire à Hippurites dans le Santonien. D'ailleurs, une tendance à l'émersion se manifestait au **Maestrichtien** par le développement de calcaires à Rudistes, *et avant la fin du Crétacé la régression avait été complète dans tout le nord de l'Aquitaine, de même que dans sa partie centrale, où le Crétacé supérieur a dû aussi recouvrir l'éperon du socle ancien, dont il a été question plus haut*, en débordant, avec des faciès différents, celui de l'avant-fosse sous-pyrénéenne. D'autre part, si, dans celle-ci s'observe une continuité des dépôts entre le Crétacé et le Tertiaire (pouvant se faire toutefois par une phase intermé-

dière de dessalure suivie d'un retour de couches marines), par contre, dans le centre de l'Aquitaine occidentale, F. Daguin indique, à propos de la ride du Crétacé supérieur de Villagrains et Landiras, que celui-ci est recouvert seulement par le calcaire à Astéries stampien à Landiras et par un calcaire lacustre aquitain à Villagrains, le Tertiaire ravinant le Crétacé supérieur.

Les parties septentrionale et centrale de l'Aquitaine n'ont donc reçu, à l'époque nummulitique, en discordance sur le Crétacé supérieur, que des sédiments provenant d'une nouvelle transgression venue du fossé sous-pyrénéen et encore, le plus souvent on n'y rencontre, surtout au nord de la Gironde, que des dépôts de bordure, calcaires lacustres alternant avec des couches détritiques résultant de la destruction des reliefs qui entouraient le bassin.

Par contre, en ce qui concerne l'**Éocène**, vers le rivage actuel de l'Océan et plus au sud, le sondage des Abatilles, à Arcachon, qui est descendu jusqu'au Lutétien, a traversé une série nummulitique entièrement formée de calcaires marins. Mais auprès de Bordeaux, où le Lutétien est transgressif comme à Royan (le calcaire lutétien y repose par un conglomérat de base sur le Maestrichtien), il existe déjà, au-dessus de lui, des alternances de grès dans des calcaires. Parmi ceux-ci, nous citerons le calcaire de Blaye, du Lutétien supérieur, suivi par des marnes auversiennes marines, puis par un calcaire saumâtre ou lacustre à *Limnea longiscata* (calcaire de Plassac); un retour de calcaire marin se montre au Ludien (calcaire de Saint-Estèphe).

A l'**Oligocène**, on rencontre de même, dans le Bordelais, des alternances de couches marines et lagunaires, constituant un passage au faciès de calcaires lacustres qui va se généraliser dans presque toute l'Aquitaine, alternant seulement avec un grand développement de mollasses provenant de la destruction des reliefs pyrénéens en voie de surrection progressive. La partie supérieure de l'Oligocène montre finalement une complète régression marine dans tout le Bordelais, contre-coup de la dernière phase tectonique importante des Pyrénées, qui doit se placer avant l'Aquitainien.

Du côté du Massif Central, qui était alors parcouru par d'importantes lagunes (I, fig. 29), l'Aquitaine se rattachait à ces lagunes oligocènes par le petit bassin d'Asprières, qui se prolongeait par celui de l'ancien sillon houiller, réouvert du moins en partie. La série oligocène s'y termine, ainsi d'ailleurs que dans tout le fond du bassin aquitain vers le Lot et le Tarn, par des

niveaux de calcaires lacustres à Hélix, Limnées, Cyclostomes, etc... et à *Anthracotheium magnum* (calcaires de Briatexte et de Cordes dans le Tarn, de Cieurac et Lalbenque dans le Lot). Ces calcaires surmontent, dans le bassin d'Asprières, une puissante série détritique d'argiles rouges sableuses, identiques à celles de la base de l'Oligocène dans les lagunés du Massif Central. En outre, un faciès côtier se rencontre en bordure du dôme à noyau permien de la Grésigne, situé vers la terminaison méridionale de la grande faille de Villefranche-de-Rouergue.

D'autre part, dans les couches laguno-lacustres stampiennes du bassin de l'Agout, aux environs de Castres et jusqu'à Réalmont, sur le bord du massif de la Montagne-Noire, on voit apparaître une particularité signalée par G. Vasseur, à savoir la présence de couches de *poudingues à galets pyrénéens*, constituant la terminaison des poudingues de Palassou qui s'intercalaient depuis le milieu du Lutétien dans les formations du bord des Pyrénées.

Cette avancée des galets pyrénéens à l'Oligocène supérieur le long du bord occidental de la Montagne-Noire traduit une disposition nouvelle. Le fossé sous-pyrénéen qui, lors du Crétacé supérieur, bordait au sud le massif de Monthoumet, ainsi que l'éperon du socle ancien qui devait prolonger ce massif vers l'ouest sous le centre de l'Aquitaine, puis se poursuivait jusqu'en Provence (t. I, fig. 23-28), s'était, en effet, déplacé au début de l'Eocène dans sa portion orientale, en passant alors au nord du massif de Monthoumet, et séparant celui-ci de la Montagne-Noire, à laquelle il était uni jusqu'alors, en l'incorporant dès lors à l'édifice pyrénéen. Mais, vers la limite de l'Eocène et de l'Oligocène, époque des mouvements pyrénéens à Biarritz et provençaux, ce « détroit de Castelnaudary et Carcassonne » s'est progressivement surélevé et comblé par des dépôts lagunaires comprenant d'abord le gypse du Mas-Saintes-Puelles, équivalent du gypse parisien et de celui d'Aix (qui passe latéralement aux calcaires lacustres de Cuq et de Vielmur, dans le Castrais et l'Albigeois, à Planorbes, Limnées, Cyclostomes et *Palaeotherium*), puis la mollasse de Blan et le calcaire lacustre du Mas-Saintes-Puelles et de Villeneuve-le-Comptal, à nombreux Mollusques d'eau douce et terrestres, contenant toute la faune de Vertébrés de la masse supérieure du gypse parisien. Les mollasses oligocènes des environs du Mas-Saintes-Puelles, avec pistes et traces de gouttes de pluie, ont achevé

ce comblement de l'ancien détroit de Castelnaudary ; elles correspondent, dans le Castrais, au calcaire lacustre de Lautrec.

Le bassin de l'Aquitaine était alors définitivement fermé vers l'est, ne constituant plus qu'un golfe atlantique ; les galets pyrénéens ont pu alors cheminer le long de son rivage à l'Oligocène supérieur et atteindre ainsi le bord occidental de la Montagne-Noire.

Formation sidérolitique du nord de l'Aquitaine. —

D'autre part, une grande partie des plateaux calcaires du nord de l'Aquitaine, que ces calcaires soient d'âge jurassique ou bien qu'ils appartiennent au Crétacé supérieur, se montrent recouverts, en de nombreuses localités, par une formation assez complexe et pouvant reposer indifféremment sur les divers termes du Jurassique ou du Crétacé, laquelle est constituée par des sables plus ou moins grossiers et des argiles plus ou moins chargées de grains de quartz et de rognons ou simples pisolites de limonite, parfois aussi renfermant des couches de silex et des meulières.

Une bonne partie de cette formation, dite *sidérolitique*, doit dater de l'époque à laquelle l'Aquitaine était occupée par le golfe lagunaire dont je viens de rappeler l'histoire, c'est-à-dire être d'âge principalement oligocène, mais aussi en partie éocène. Cette formation comprend d'ailleurs tantôt des produits de la *décalcification sur place des calcaires sous-jacents*, émergés au bord de la lagune aquitaine, tantôt des dépôts provenant des produits de la *destruction des roches cristallines du Massif Central*, entraînés dans la lagune ou sur les plateaux intermédiaires de terrains secondaires par le ruissellement et par les cours d'eau de l'époque. Leur composition est, on le conçoit facilement, très variable suivant les localités ; en particulier les argiles très kaolinitiques et réfractaires, qui y sont recherchées en de multiples localités dans la Dordogne et les Charentes, se montrent souvent en gisements irréguliers dans les sables encaissants.

Dans la formation sidérolitique se sont produites aussi des *phosphorites* par un régime karstique, principalement dans d'anciennes grottes creusées dans le calcaire sous-jacent ; le phosphate de chaux provient, en partie, du remaniement de celui qui existait à l'état disséminé dans le calcaire qui a été dissous au voisinage et, pour une autre part, des nombreux ossements de Vertébrés ayant vécu dans ces grottes ou qui y ont été entraînés

par les eaux, ces ossements ayant été empâtés par la phosphorite. La faune des phosphorites du Quercy a été rendue classique par les travaux de Filhol ; leurs gisements sont d'ailleurs épuisés.

En tout cas, cette formation sidérolitique s'est arrêtée au Stampien, car les calcaires lacustres du Stampien supérieur la recouvrent en certains points. Ce changement de régime semble être en relation avec *l'achèvement des plissements pyrénéens, ayant modifié le relief et le régime hydrographique du bassin aquitain, dont la disposition s'est tout à fait précisée à partir du Miocène, dans un cadre formé de reliefs récents (Pyrénées) ou rajeunis (Massif Central) et avec une moindre étendue que précédemment.*

C) L'AQUITAINE A L'ÉPOQUE NÉOGÈNE

A l'**Aquitainien**, il s'est encore produit une occupation marine vers l'Océan, encadrée par des dépôts calcaires lacustres dans l'Agenais et surtout des mollasses argilo-sableuses dans la région toulousaine et l'Armagnac, jusque dans les premières collines du pied des Pyrénées, où ces formations détritiques, provenant de l'érosion des roches pyrénéennes, reposent en discordance, à peine légèrement relevées, sur les couches sous-pyrénéennes, dont le plissement s'était achevé avant l'Aquitainien. Cet état de choses s'est ensuite perpétué pendant les étages suivants du Miocène. D'ailleurs les dépôts marins du voisinage de l'Océan (t. I, fig. 30) ne sont guère visibles qu'en un petit nombre de localités isolées, en raison de la couverture du *sable des Landes* qui les cache généralement.

C'est ainsi que, dans le Bordelais, l'**Aquitainien** est constitué par des alternances de marnes et de faluns à faune marine [faluns de Larriey, Saint-Avit, Bazas, Mérignac (niveau inférieur)], mais pouvant déjà alterner avec les calcaires lacustres qui existent seuls dans l'Agenais. Par contre, dans le sondage des Abatilles, à Arcachon, localité plus proche de l'Océan, le Miocène tout entier est représenté par des sables et grès marins. Plus au sud, sur l'emplacement de l'ancien fossé sous-pyrénéen, on trouve des couches à grandes Lépidocyclines, c'est-à-dire à Foraminifères franchement marins, près de Dax (à Saint-Geours et Abesse) et de Peyrehorade (à Peyrère), témoignant de la persistance d'un « golfe aturien » dont l'origine était bien plus ancienne.

Le **Burdigalien** marin présente encore un faciès très uniforme de faluns ou sables coquillers (Léognan, Saucats, etc...), et il en a été de même à l'**Helvétien**, auquel semble correspondre le maximum d'extension de la mer miocène et appartiennent les faluns de Salles et Saint-Paul-de-Dax, à *Cardia Jouanneti* et *Scutella subrotundata*. Il faut même noter qu'un faciès *tortonien*, relativement plus profond, celui des faluns argileux de Saubrigues, à *Pleurotomes*, *Ancilla glandiformis*, *Aturia zigzag*, se rencontre dans le sud des Landes, c'est-à-dire toujours dans la région de la fosse aturienne (I, fig. 30).

Lorsqu'on se dirige plus à l'est et au sud-est, se montrent des intercalations de formations lacustres et sub-continentales, qui arrivent à exister seules à partir de l'Armagnac, où se rencontrent des mollasses avec intercalations de calcaires lacustres à Unios, Mélanies et Helix. Dans ces calcaires, on a rencontré deux niveaux à Vertébrés, dont la faune est bien connue, à Sansan et Simorre. Le premier renferme *Propithecus antiquus*, *Mastodon angustidens* et *tapiroides*, *Amphicyon major*, *Rhinoceros sansaniensis*, *Dicrocerus elegans*, etc., et se rapporte à l'Helvétien inférieur. Le second, à *Mastodon tapiroides* et *simorrensis*, *Dinotherium giganteum*, *Rhinoceros brachypus*, etc., est d'un niveau helvétien plus élevé.

En diverses localités, très voisines des Pyrénées, des apports de débris végétaux, parfois d'éléments ligneux de grande taille, amenés par des cours d'eau descendant de la région montagneuse voisine, ont produit des dépôts locaux, parfois épais de quelques mètres, de *lignites* intercalés dans ces mollasses (Orignac, au NE de Bagnères-de-Bigorre; Nousty, entre Pau et Tarbes, etc.).

Dans des mollasses du **Miocène supérieur**, on a rencontré *Dryopithecus Fontani* à Valentine, près de Saint-Gaudens, et une faune à *Dinotherium*, *Hipparion*, *Tapirus priscus*, à Orignac.

Des formations plus récentes se rencontrent encore dans l'Aquitaine, mais non marines; s'il est probable qu'au Pliocène la mer ait encore pénétré sur une certaine étendue, c'est exclusivement dans la région aujourd'hui couverte par le sable des Landes qui s'étend jusqu'à l'embouchure de l'Adour.

Il est intéressant de constater que sur le prolongement de la fosse aturienne, accident structural déjà ancien, mais ayant pu continuer à s'enfoncer tardivement (1) et dans lequel nous

(1) La discussion des résultats d'un forage récemment fait à Morcenx a conduit F. Daguin à reconnaître que l'intervalle entre les deux rides de Roquefort et de la Chalosse constitue une « zone de subsidence ou d'affaissement ».

venons de constater l'existence d'un faciès tortonien, c'est-à-dire profond, lors du dernier étage miocène connu, se trouve actuellement la *fosse du Cap-Breton*. Cette profonde dépression, véritable fossé sinueux très étroit, de direction générale perpendiculaire au rivage actuel et qui amène des fonds de plus de 1.000 m. à proximité de celui-ci, au milieu de la côte remarquablement plate du golfe de Gascogne, a été expliquée de diverses façons. S'il paraît peu admissible qu'il s'agisse d'une vallée sous-marine creusée par le courant fluvial sous la mer jusqu'à une profondeur croissante, atteignant jusqu'à 1.000 mètres, il n'en serait pas de même pour une vallée creusée, à faible profondeur en une région qui a pu s'enfoncer graduellement. C'est ainsi que dans mon premier volume (p. 187), j'ai émis l'hypothèse que cette fosse résulterait de la permanence, jusqu'à l'époque actuelle, du processus de subsidence qui a existé, à partir de l'ébauche anté-cénomaniennne des Pyrénées, dans la partie occidentale de l'avant-fossé sous-pyrénéen.

Si nous ne connaissons pas en Aquitaine de dépôts marins du **Pliocène**, il existe toutefois d'importantes formations détritiques qui doivent se rapporter à cette époque et qui résultent, en grande partie, de la destruction des Pyrénées occidentales, dont le relief avait été rajeuni par une surrection dont témoigne le relèvement des mollasses miocènes qui s'appuient en discordance sur les terrains pyrénéens au pied de la chaîne. C'est le cas, en particulier, de la *formation du Lannemezan*, qui s'est étendue sur une superficie considérable au-dessus des mollasses de l'Armagnac, sous la forme d'un gigantesque cône de déjection très surbaissé, présentant son sommet au débouché de la partie pyrénéenne de la vallée de la Neste, laquelle prend ensuite, jusqu'à son confluent avec la Garonne à Montréjeau, une direction perpendiculaire à la précédente et latérale par rapport à ce cône. Les dépôts du Lannemezan s'étendent ensuite sur les croupes de directions rayonnantes séparant les vallées divergentes de la région du Gers, qui entament le substratum miocène et qui se sont creusées suivant les génératrices de ce cône. Plus à l'ouest, d'autres cônes analogues se rencontrent encore; en particulier, l'un d'eux a son sommet vers le débouché du Gave de Pau à sa sortie des Pyrénées, à Lourdes, et est encadré entre le cours inférieur du Gave de Pau, dirigé au NW vers Pau et Orthez, et le cours de l'Adour en aval de Tarbes jusque vers Riscle.

L'importance de ces formations témoigne de l'intensité considérable de l'érosion des Pyrénées encore au Pliocène; cet âge

a été admis pour la formation du Lannemezan par M. Boule, en raison de sa superposition aux couches du Miocène supérieur, à faune d'Orignac, et de son ravinement ultérieur par des alluvions du Pléistocène ancien contenant la faune chaude à *Rhinoceros Mercki*, *Hyæna striata*, etc... D'autre part, en ce qui concerne la nature de cette formation, on peut observer qu'au débouché de la Neste en amont de Lannemezan, elle renferme de nombreux blocs de grande taille, peu ou pas roulés. Il s'agit ainsi probablement d'un vaste complexe fluvio-glaciaire pliocène (1), antérieur aux glaciations pléistocènes qui correspondent aux terrasses successives de la Garonne, laquelle a d'ailleurs contourné le grand cône du Lannemezan jusqu'à Toulouse.

Postérieurement à cette formation s'est produite celle, également très étendue et plus proche du rivage atlantique, du *sable des Landes*, qui couvre de très grandes superficies, cachant presque entièrement de son manteau toutes les formations géologiques antérieures. Si, auprès de Soulac, on la voit reposer sur des argiles à *Elephas meridionalis* et appartenir là entièrement au Pléistocène, il n'est nullement certain qu'elle ne soit pas, en réalité, plus complexe (ainsi qu'on peut le constater aux environs de Bayonne) et que sa base ne puisse, en bien des points, correspondre au Pliocène.

Dans le *nord de l'Aquitaine*, où n'existaient évidemment pas des reliefs comparables à ceux des Pyrénées (d'ailleurs rajeunis par une surrection post-miocène), on ne trouve pas de formations détritiques d'une importance semblable. Cependant, auprès de Nontron et de Montbron, on rencontre des argiles ou des sables

(1) J'indiquerai à ce sujet que j'ai observé, dans l'intérieur de la haute chaîne pyrénéenne, diverses traces de l'existence d'un ancien réseau de vallées glaciaires très différent de celui des vallées occupées par des glaciers pléistocènes. C'est ainsi que la crête qui sépare la vallée supérieure du Salat de celle de sa tributaire la vallée d'Aulus est coupée *transversalement* par un ancien lit glaciaire à une altitude d'environ 1.000 mètres au-dessus de celles-ci. Cette indépendance est particulièrement nette pour le glaciaire du col de Puymorens, au-dessus de l'Hospitalet, où la tête de la vallée pléistocène glaciaire de l'Ariège s'est très profondément encaissée, avec une direction S-N, dans une branche de l'ancien réseau glaciaire du Sègre, dont des restes se rencontrent suspendus à grande hauteur sur la rive gauche de l'Ariège et qui, par le col de Puymorens, allait se réunir avec la branche venant du lac de Lanoux pour descendre sur Puycerda, rejoignant là le débouché de l'ancienne dépression de Cerdagne, où avait existé l'ancien lac miocène où s'est déposé le lignite miocène d'Estavar. Cette capture pléistocène d'une partie du bassin du Sègre par l'Ariège a été indiquée sur la notice de la feuille de l'Hospitalet.

à galets de quartz, parfois micacés, renfermant des feuilles de Conifères, qui reposent sur le Sidérolitique et qui ont fourni, près de Ruffec, des dents de *Mastodon arvernensis*. Ces formations de plateaux, d'âge pliocène en ces localités, ne sont d'ailleurs peut-être pas synchroniques en tous les points; en tout cas, elles sont antérieures au creusement des vallées pléistocènes.

En ce qui regarde la disposition générale de ces vallées pléistocènes pour l'ensemble de l'Aquitaine, il est intéressant de constater la régularité de leur convergence vers la région de Bordeaux, abstraction faite, pour la Garonne, de son tracé de Montréjeau à Toulouse, où elle a été manifestement déviée par le cône du Lanmezan. D'autre part, l'existence de très nombreux méandres encaissés à la traversée des terrains jurassiques et créacés par la Vézère, la Dordogne, le Lot et le Tarn témoigne d'un relèvement assez récent de la bordure du bassin de l'Aquitaine, évidemment corrélatif de la surrection alpine du Massif Central que nous avons déjà reconnue.

D) LES ACCIDENTS STRUCTURAUX DU NORD DE L'AQUITAINE

Les accidents structuraux du nord de l'Aquitaine, étudiés d'abord par Ph. Glangeaud, présentent, comme nous le savons déjà, la direction armoricaine et les plus septentrionaux d'entre eux peuvent même se prolonger à l'intérieur des massifs hercyniens voisins (fig. 28). C'est le cas, en particulier, des failles parallèles qui traversent le détroit du Poitou en passant des terrains anciens de la Vendée à ceux du Limousin. Ces failles ont affecté des calcaires lacustres lutétiens, mais sont en général antérieures au Sidérolitique; elles sont donc d'âge anté-oligocène et corrélatives du plissement pyrénéen. Pourtant certaines d'entre elles peuvent avoir rejoué plus tardivement, dénivellant les dépôts pliocènes.

Plus au sud, se trouve l'*anticlinal de Montalembert*, qui se transforme souvent en une faille et que Ph. Glangeaud a considéré comme la limite entre le détroit du Poitou et l'Aquitaine. Au sud de cet anticlinal, un certain nombre de failles parallèles intéressent le Lias, puis l'Oolitique; leur rejet est variable, mais se fait surtout au nord, tandis que les couches plongent au sud. Ces failles, toujours postérieures aux calcaires lacustres et marnes du Lutétien et antérieures au Sidérolitique, semblent résulter générale-

ment de la rupture de plis trop brusques, souvent avec préexistence d'une dislocation hercynienne de même nature dans le substratum primaire.

Un des principaux et des plus instructifs accidents de la structure de la région nord-aquitaine est le *pli de Mareuil-Meyssac*, qui se suit sur 180 kilomètres de long (fig. 28) et que nous savons devoir correspondre au prolongement de l'anticlinal des Sables-d'Olonne, qui limite le Bas-Bocage vendéen ou synclinorium de Luçon.

Tout d'abord, sur un trajet de plus de 40 kilomètres à partir du sud d'Angoulême, le Crétacé supérieur montre un anticlinal à

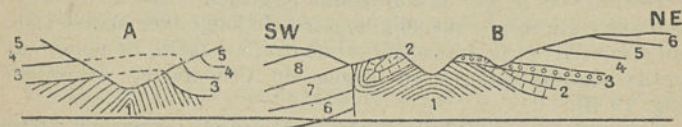


FIG. 29. — Coupes au travers de dômes de Jurassique perçant sous le Crétacé supérieur dans le nord de l'Aquitaine, d'après Ph. Glanraud.

(A, dôme de Mareuil; B, dôme de Saint-Cyprien).

1, Kimeridgien; 2, Portlandien; 3, Cénomaniens; 4, Ligérien; 5, Angoumien inférieur; 6, Angoumien supérieur; 7, Coniacien; 8, Santonien.

flanc NE presque vertical, qui aboutit au *dôme de Mareuil* où se montre, sous le Turonien et le Cénomaniens, le Kimeridgien bien plus plissé que sa couverture discordante (fig. 29A). Plus loin, après une partie monoclinale, reparait un anticlinal, mais alors avec son flanc SW très redressé, qui se continue vers le bassin de Brive par une faille de 100 kilomètres de long, dont la lèvre sud est affaissée et le rejet graduellement croissant, d'abord entre des couches crétacées, puis faisant buter du Jurassique contre le Crétacé et ensuite amenant au même niveau du Permien, surmontant le Houiller de Brive, et du Bathonien. En un point même, le Bajocien vient buter contre les schistes métamorphiques du Massif Central. La dénivellation arrive ainsi à atteindre progressivement 500 mètres environ; d'autre part, on constate successivement, le long de cet accident, une discordance entre l'Autunien et le Trias, une autre entre le Jurassique et le Crétacé supérieur, et enfin une dernière avant l'Oligocène. Cela montre bien que cet accident structural, d'ailleurs superposé,

au sud de Brive, à un pli hercynien qui limitait au sud le bassin permien, a joué lors de toutes les phases de déformation et de dislocation de l'Aquitaine, en particulier des périodes de plissement pyrénéen.

Ensuite vient l'*anticlinal de Périgueux*, qui se suit sur environ 200 kilomètres et montre en son milieu le *dôme de La Tour-Blanche*, à noyau de Portlandien ; de part et d'autre, il se transforme en une faille amenant le Portlandien et le Kimeridgien en contact avec le Crétacé supérieur redressé à 70°. D'autre part, à son extrémité SE se trouve le *dôme de Saint-Cyprien*, dont le noyau jurassique se montre sur plus de 40 kilomètres de long et se rattache, vers le SE, au Jurassique largement étalé du Quercy ; son axe a été rompu sur 30 kilomètres de long, avec abaissement du flanc SW, et le Jurassique y montre, en outre, de nombreux petits plis secondaires au-dessous du Cénomanién discordant (fig. 29 B).

Un autre pli parallèle se suit sur une grande longueur à partir de l'île d'Oléron, où il amène en saillie le Jurassique supérieur au travers du Crétacé supérieur, avec un fort redressement de son flanc NE. Il semble bien que ce soit sa prolongation qui se retrouve avant la vallée du Lot à Sauveterre-la-Lemance et à Saint-Front, où un noyau de Kimeridgien, surmonté directement par le Turonien, perce au travers du Coniacien. Ensuite, à la vallée du Lot, se rencontre le *dôme de Fumel*, à noyau jurassique portant encore des témoins de Turonien en son sommet, ce qui montre bien que cette ride n'avait pas été recouverte par la transgression cénomaniénne. Le Jurassique de ce dôme se rattache encore à celui du Quercy, où Thévenin a aussi signalé quelques anticlinaux, dômes et failles correspondant aux mouvements pyrénéens.

L'importance des *mouvements pyrénéens* dans le nord de l'Aquitaine est donc évidente, aussi bien lors de la phase anté-cénomaniénne qu'au cours d'une seconde phase ayant fait rejouer ces accidents avant l'Oligocène.

Un autre accident structural important du bord oriental de l'Aquitaine est le *massif de la Grésigne*, situé à l'ouest de la terminaison sud de la faille de Villefranche (Pl. IV), considéré jusqu'à une étude récente de F. Ellenberger comme un simple dôme à noyau permien, dont la bordure de Trias et Jurassique montre un renversement local. En réalité, il existe, alignés suivant une direction SW-NE, trois de ces

dômes : celui de la Forêt de la Grésigne, le plus étendu, séparé par un ensellement de Trias et Lias inférieur de celui de Vaour, à la suite duquel vient celui de Marnaves, à la vallée du Cérou. Les retombées du Trias, du Lias et du Jurassique au NW de ces trois dômes se confondent suivant une direction générale SW-NE, ne montrant que des accentuations locales du pendage pouvant atteindre presque la verticale, avec quelques failles et de petits plis ou flexures, de direction NNW-SSE. Par contre, la bordure SW à SE présente des *failles inverses*, nées de la rupture de plis en Z et démontrant le rôle important des efforts tangentiels, ayant amené le Permien à chevaucher jusque sur des conglomérats littoraux stampiens ; si la formation de ceux-ci doit résulter d'une surrection anté-stampienne du massif de la Grésigne, il s'est donc produit aussi d'importants mouvements post-stampiens.

D'autre part, des plis datant de la fin du Miocène se sont encore produits dans le Quercy, en donnant des accidents principalement orientés SSW-NNE et accentuant quelques-uns de ceux d'âge oligocène ; ils semblent pouvoir être attribués à une *faible répercussion des mouvements alpins*, au delà du socle ancien du Rouergue, de même que la *faille de Villefranche*, qui fait buter les terrains secondaires contre ce socle. Toutefois, cette faille, qui représente presque exactement le prolongement de l'ancien « sillon houiller » du Massif Central rajeuni à l'Oligocène, peut vraisemblablement avoir eu aussi une ébauche oligocène et s'être définitivement produite, dans son état actuel, lors des dislocations alpines miocènes du Massif Central, en même temps que certaines dislocations affectant le bassin oligocène d'Asprières.

2° LES PYRÉNÉES ET LA ZONE SOUS-PYRÉNÉENNE

En première approximation, la chaîne des Pyrénées présente une large *zone axiale de terrains primaires* s'étendant sur la majeure partie de sa longueur jusqu'au Pic d'Anie à l'ouest, ainsi que divers massifs primaires de moindre importance et parfois très réduits (*massifs nord-pyrénéens*), disposés en avant de la zone axiale et séparés, soit de celle-ci, soit entre eux, par des bandes de couches secondaires par-

fois très étroites, voire même entièrement laminées en certains points (Pl. VIII). Sauf en quelques parties isolées de cette zone nord-pyrénéenne, c'est au nord de celle-ci, dans la zone *sous-pyrénéenne* (1), que se rencontrent bien développées les couches crétacées supérieures et nummulitiques, encore disloquées ou fortement plissées au voisinage immédiat de la zone nord-pyrénéenne, mais dont l'allure devient de plus en plus régulière en s'éloignant de la chaîne. Ensuite, ces couches disparaissent sous les formations discordantes, à peine relevées au bord de cette dernière, des terrains néogènes de l'Aquitaine, débutant par l'Aquitainien, que nous avons déjà décrits et qui, essentiellement détritiques (mollasses), sont formés par les produits de la destruction des Pyrénées, entremêlés çà et là de dépôts calcaires d'eau douce, ayant pris naissance dans des lacs de bordure de la grande lagune aquitaine.

Toutefois, cette première esquisse doit être complétée, pour la partie orientale, par l'apparition, dans la zone sous-pyrénéenne, du massif primaire isolé formant l'ossature des Corbières occidentales (*massif de Moulhoumet*) qui surgit au-dessous de Crétacé supérieur en son bord sud et seulement de Nummulitique vers le nord (2). D'autre part, les terrains néogènes manquent, comme nous le savons déjà, dans la région orientale du pied des Pyrénées, à partir du méridien de Toulouse approximativement, le golfe de l'Aquitaine ayant été borné dans cette direction par le comblement et la fermeture de l'ancien détroit nummulitique de Castelnau-dary, qui avait séparé les Corbières septentrionales de la Montagne-Noire.

En outre, en quelques points de la partie française des Pyrénées se montrent des formations secondaires et tertiaires qui appartiennent à une autre zone, constituant la couverture méridionale de la zone primaire axiale (*zone sud-pyrénéenne*), largement développée au contraire sur le versant espagnol.

Avant d'exposer sommairement les caractères tecto-

(1) Voir la note intrapaginale de la p. 185.

(2) Ce substratum primaire reparaît aussi plus au nord, sur une faible étendue, dans la montagne d'Alaric, qui constitue un témoin de sa continuité avec la Montagne-Noire sous une couverture formée seulement de Garumnien et Nummulitique, ainsi qu'au bord méridional de la Montagne-Noire.

niques des diverses zones que je viens de définir dans les grandes lignes et qui ressortent de l'examen de la carte géologique (Pl. VIII), il est nécessaire que j'indique tout d'abord les caractères stratigraphiques des différents terrains qui s'y rencontrent et l'histoire de leur formation.

A) LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE PYRÉNÉENNE
ET SOUS-PYRÉNÉENNE

I) Les terrains primaires.

A) *Massif de Moulhoumet.*

Les terrains primaires de ce massif présentent de grandes analogies avec ceux du bord sud de la Montagne-Noire, avec absence de massifs granitiques et de schistes cristallins, lesquels se retrouvent au contraire bien développés dans les massifs pyrénéens. On ne connaît pas non plus, dans le massif de Moulhoumet, les termes inférieurs, cambriens, de la série primaire qui sont bien représentés dans la Montagne-Noire.

Le Silurien y est essentiellement schisteux; en ce qui concerne l'Ordovicien, on n'y connaît d'ailleurs que sa partie supérieure, renfermant quelques intercalations de grès et de calcaires; le Gothlandien se montre sous son faciès classique de schistes graphiteux à *Monograptus*, avec bancs calcaires à *Cardiola interrupta*. Le Dévonien, en grande partie calcaire et dolomitique, s'y termine souvent par des griottes amygdalaires à Goniatites, surmontés par des lydiennes à nodules noirs de phosphate de chaux qui constituent la base du Dinantien (1), formé par un épais complexe de schistes avec bancs de grès et de conglomérats.

Tous ces terrains ont été plissés après le dépôt du Dinantien. Postérieurement à ce plissement hercynien se sont produits les petits bassins houillers de Durban et de Tuchan (2), dont le remplissage est constitué par du *Stéphanien inférieur*,

(1) Comme dans la Montagne-Noire et les Pyrénées et malgré leur parfaite continuité apparente avec le Dévonien, ces couches doivent être attribuées seulement au Viséen.

(2) Un autre petit affleurement de Houiller a été reconnu récemment par L. Barrabé entre Durban et Tuchan, en bordure de la couverture secondaire, sous laquelle il peut se prolonger.

entièrement discordant sur les terrains antérieurs et indépendant du Dinantien, car ces bassins reposent sur de l'Ordovicien. Nous verrons plus loin que, par contre, dans les Pyrénées des intercalations de couches de poudingues avec végétaux westphaliens ou même stéphaniens peuvent se rencontrer dans une série carbonifère continue et sans discordance avec le Dinantien, le plissement hercynien post-dinantien ne s'y traduisant que par des intercalations de galets provenant de régions émergées en bordure du géosynclinal, comme le massif de Mouthoumet.

B) *Pyrénées (zone axiale et massifs nord-pyrénéens).*

En général, la série primaire y est constituée par une succession de dépôts très épais et bien plus uniformément schisteux que dans les autres régions primaires françaises, avec peu de niveaux gréseux et des intercalations calcaires surtout dans le Dévonien. D'autre part, leur succession se montre concordante jusqu'au Carbonifère et en continuité, vers la base, avec les schistes cristallins.

La base de cette série paléozoïque est formée, en effet, par des schistes métamorphiques présentant tous les types successifs du métamorphisme général : gneiss, micaschistes, puis schistes sériciteux et schistes satinés passant insensiblement aux schistes ardoisiers ordoviciens, qui constituent le premier terme ayant pu être daté avec précision.

Cette notion d'une *série continue et sans discordance* avait été, en 1933, contredite par E. Raguin, qui admettait une *discontinuité entre les schistes paléozoïques et les gneiss sous-jacents* ; ceux-ci résultant d'un métamorphisme général ancien, ils auraient été recouverts *en transgression* par des schistes siluriens, ensuite plus ou moins affectés par un léger métamorphisme postérieur. Toutefois, en 1938, E. Raguin a reconnu qu'il ne lui a pas été possible de trouver quelque part une discordance angulaire nette entre les gneiss et les schistes, ni un poudingue à la base de ceux-ci, en sorte « qu'il n'y a pas d'argument positif pour expliquer « l'hiatus gneiss-schistes par une lacune sédimentaire et une « transgression et il y a une objection sérieuse à cette idée : la « liaison pétrographique qui apparaît en dépit de la discontinuité ». Il a alors admis que les gneiss pyrénéens seraient le

produit d'un processus d'anatexie, c'est-à-dire une *migmatite* provenant d'un mélange irrégulier de magma granitique diffus monté de la profondeur et de gneiss provenant de métamorphisme général. Le front des migmatites y serait monté jusque dans les micaschistes, comme dans la Montagne-Noire (t. I, fig. 55), alors que dans d'autres contrées il reste dans les gneiss-ectinites.

Laissant de côté cette distinction, dont l'intérêt peut sembler plutôt spéculatif, il importe de chercher à préciser l'âge du métamorphisme général qui a transformé en micaschistes, schistes sériciteux, phyllades satinés et ardoises les schistes paléozoïques inférieurs et dont habituellement les effets se sont fait sentir jusqu'assez haut dans l'Ordovicien, *mais sans dépasser celui-ci*. Il serait donc naturel de l'attribuer à une période d'enfoncement géosynclinal antérieure à la phase orogénique calédonienne, laquelle ne s'est pas traduite normalement, dans les Pyrénées par des discordances (1) et tout au plus, en certains points, par des faciès détritiques; il importe, en effet, de ne pas confondre ses effets avec ceux du *métamorphisme de contact* existant à la périphérie des multiples *massifs granitiques intrusifs*, qui sont généralement d'âge carbonifère ou plus récents, comme il va être indiqué plus loin. Mais cet âge du métamorphisme général ne pourrait s'appliquer à la partie orientale de la chaîne.

En effet, les calcaires qui ont été considérés par Ch. Depéret comme cambriens dans les Albères, par une simple analogie pétrographique avec la Montagne-Noire, ainsi que les schistes noirs qui les accompagnent, doivent en réalité correspondre en général respectivement à des calcaires dévoniens et à des schistes carburés gothlandiens, étant donné qu'ils se présentent, au milieu des schistes ordoviciens, *pincés en bandes synclinales et non anticlinales*, ainsi que O. Mengel et moi l'avons reconnu, et que cela a été indiqué par une double notation sur la feuille de Céret au 1/80.000. Or, dans le massif du Canigou et sa prolongation au nord-ouest, au nord de la vallée de la Têt, les schistes cristallins renferment certaines intercalations de calcaires cipolins qui paraissent

(1) O. Mengel a cependant admis, dans la partie orientale de la chaîne, l'existence de mouvements locaux datant de cette phase calédonienne; mais leur importance paraît toutefois avoir été assez faible et, d'autre part, il n'existe pas d'indices certains de tels mouvements dès la région ariégeoise.

aussi correspondre à de tels calcaires dévoniens pincés dans des synclinaux gothlandiens. Il semblerait donc que, dans la partie orientale de la chaîne, le métamorphisme général aurait pu localement monter plus haut que dans les Pyrénées centrales et occidentales, où il ne dépasse pas l'Ordovicien. En ce qui concerne celui-ci, on ne connaît encore que sa partie supérieure qui soit assez souvent fossilifère, renfermant surtout *Orthis Actoniæ*.

L'**Ordovicien** est uniformément constitué, en général, par des schistes ardoisiers dans les Pyrénées Centrales (régions de l'Ariège et de la Haute-Garonne), parfois avec un niveau de schistes noirs très satinés vers la base. Mais plus à l'ouest, de même que dans la partie orientale, il s'y montre des intercalations de quartzites, surtout vers le sommet de la série, et même des poudingues dans les Pyrénées Orientales, suivant O. Mengel.

Le **Gothlandien** présente partout le faciès très uniforme et bathyal de « schistes carburés », graphiteux, très noirs et tendres, à Graptolites, avec lentilles de calcaires noirs à Orthocères et *Cardiola interrupta*. Ce niveau, que l'on voit souvent très reconnaissable à distance, serpentant dans les montagnes pyrénéennes en raison des plissements qui ont affecté la série primaire, a été comparé autrefois par Leymerie, d'une façon très pittoresque, à un coup de crayon donné par la nature, qui souligne ces plissements. Ces schistes, souvent accompagnés de sources ferrugineuses (provenant de l'oxydation des pyrites) et de dépôts efflorescents de soufre et d'alun, se décolorent parfois entièrement en devenant tout à fait blancs, par l'oxydation de la matière carbonneuse, dans certaines régions où ils ont été très écrasés.

Le **Dévonien** se distingue, comme à l'ordinaire, des autres divisions des terrains primaires par une grande prédominance du faciès calcaire, qui envahit presque toute sa hauteur dans les Pyrénées Orientales. Par contre, il est presque entièrement formé de calcschistes dans la Haute-Ariège (Luzenac, Vicdessos), quoique toujours avec des bancs calcaires massifs. En moyenne, la composition du Dévonien est la suivante : le Dévonien inférieur est formé de calcschistes ; le Dévonien moyen, de calcaires roussâtres massifs à Polypiers et souvent de dolomies, et le Dévonien supérieur de calcaires durs de teinte claire, grise ou rosée, se terminant souvent par des marbres griottes rouges, avec acci-dents verts, à Goniatites, constitués par un fond schisteux englobant des nodules calcaires.

Le **Dinantien** débute fréquemment par des lydiennes avec nodules noirs de phosphate de chaux très siliceux et mélangé de matière charbonneuse (« phosphates noirs »), qui, de même que dans la Montagne-Noire, ont fourni des Orthocères et des cônes de *Lepidodendron* (*Lepidostrobus*), dont l'âge paraît, d'après les études récentes de G. Delépine, être viséen et non tournaisien, quoique ces couches soient en parfaite concordance avec les griottes du Dévonien terminal (1). Dans les Hautes Pyrénées, la sédimentation a débuté, sans discontinuité, par des calcaires griotteux, de teinte gris clair, dont la faune est carbonifère et non plus dévonienne, d'après J. Bresson. En tout cas, la grande masse de ce complexe très épais est constituée par des schistes foncés très riches en paillettes détritiques de micas, avec des intercalations de bancs calcaires noirs, à *Productus cora*, *semireticulatus* et *giganteus*, *Phillipsia*, etc... La limite supérieure de ces schistes est, dans bien des cas, d'un âge assez imprécis.

Il faut, en effet, observer que les schistes de Mondette (au sud de Saint-Girons), d'ailleurs situés à une hauteur assez faible au-dessus de la base des schistes carbonifères, qui avaient été attribués au Permien inférieur par E. Haug, d'après une faune découverte par J. Caralp, ont été récemment reconnus comme encore dinantiens par G. Delépine; ils sont caractérisés par *Goniatites subcircularis* et doivent être attribués au Viséen supérieur. En outre, dans les Pyrénées basques, au-dessus de cette faune de Mondette, le même auteur en a reconnu une autre, d'âge nettement Namurien, c'est-à-dire appartenant déjà au Westphalien (ou plutôt au Moscovien, puisqu'il s'agit de couches marines), et il existe encore au-dessus une assez grande épaisseur de calcaires évidemment marins.

Vers Fontanes, dans la haute vallée de l'Aude, les schistes carbonifères renferment des alternances de bancs de poudingues formés de nombreux galets de quartz dans le même fond schisteux, voire même simplement des galets très disséminés dans le schiste. Ces poudingues n'ont évidemment aucun caractère d'une formation littorale, mais témoignent de mouvements hercyniens ayant eu lieu à peu de distance vers le nord, ainsi que nous l'avons

(1) Il importe d'observer qu'en l'absence de traces manifestes d'émer-sion (érosion suivie d'une discordance, ou altération superficielle des couches sous-jacentes), une lacune stratigraphique peut être le résultat simplement d'une absence de sédimentation, ayant pu se produire par diverses causes (éloignement des rivages, courants marins empêchant la sédimentation comme dans le Pas de Calais actuel, etc.).

vu pour le massif de Mouthoumet, émergé à la fin du Dinantien. Un grand développement de poudingues s'intercale aussi dans le Carbonifère de la vallée d'Aure, entre Arreau et Sarrancolin. Mais, d'autre part, il importe d'indiquer que, soit dans cette région, soit encore au Plan des Etangs, au pied du massif de la Maladetta, on a signalé des couches à végétaux du Westphalien supérieur ou du Stéphaniens s'intercalant dans ce complexe carbonifère, qui n'est donc pas limité au Dinantien, et qu'en outre, au Pic d'Ibantelly, au pied sud de la montagne de la Rhune, dans les Basses-Pyrénées, les schistes carbonifères sont surmontés, en parfaite concordance, par un Houiller à *Pecopteris*, *Dictyopteris*, *Annularia*, *Asterophyllites*, *Sigillaria*, etc., se terminant par un complexe argilo-gréseux de couleur grisâtre ou verdâtre (1).

Il est donc permis de penser que la *sédimentation marine dans les Pyrénées a subsisté plus tardivement que dans les autres régions hercyniennes de France*, tout en présentant des indices de la proximité de terres émergées après le Dinantien par la première phase hercynienne habituelle. Le principal plissement y daterait soit de la fin du Carbonifère, soit du début du Permien, c'est-à-dire d'une phase tardive, ce qui est une différence fondamentale avec l'avant-massif de Mouthoumet, qui n'a été d'ailleurs englobé dans l'édifice pyrénéen qu'au début du Tertiaire.

Une autre différence importante avec ce massif réside dans le très grand développement des *granites pyrénéens*. Ceux-ci ont souvent pénétré jusque dans le Carbonifère, entourés d'auréoles métamorphiques très développées. Ils se présentent, le plus souvent (Pl. VIII), sous la forme de massifs isolés et sensiblement elliptiques, allongés suivant la direction générale des terrains primaires encaissants, c'est-à-dire dans des conditions analogues à celles des granites du massif armoricain. Même, dans la région orientale, une grande masse granitique s'étendant de l'ouest à l'est, depuis la chaîne entre l'Ariège et l'Aude (région de Quérigut) jusqu'à la Têt aux confins du Roussillon, a conservé en son intérieur le dessin des plis hercyniens (présentant d'ailleurs là

(1) Il faut d'ailleurs rappeler que sur le prolongement des Pyrénées dans les Asturies, il existe du Carbonifère moyen et supérieur, *concordants avec le Dinantien*, constitués d'abord par du Moscovien marin, puis par des dépôts houillers renfermant le Westphalien supérieur et le Stéphaniens, d'après Ch. Barrois

un rebroussement très net) par la présence d'enclaves de calcaires dévoniens non digérés et montrant en quelques points des griottes encore très reconnaissables. Ce granite est donc certainement *post-lectonique*, ce qui le date au moins de l'extrême fin du Primaire, sinon même d'un âge plus tardif (peut-être en relation avec l'important métamorphisme qui a affecté les couches secondaires, comme il sera indiqué plus loin).

G. Astre a récemment signalé aussi, dans le massif granitique au sud de Luchon, entre les Pics Crabioules et Lezat, un lambeau de calcaire du Silurien supérieur ou du Dévonien inférieur, reste d'un pli hercynien redressé à la verticale, non digéré et même non métamorphisé, correspondant à une structure préexistante au granite et incomplètement effacée par la digestion de celui-ci, ce qui contribue, pour une part, à l'hétérogénéité de ce massif indiquée par E. Raguin.

Les phénomènes d'endomorphisme sont très nets dans ces massifs granitiques, lorsqu'ils ont digéré des calcaires et surtout des dolomies du Dévonien; c'est ainsi qu'y ont pris naissance localement, sur l'emplacement de ces couches, les *péridolites* et roches connexes du Laurenti étudiées par A. Lacroix dans le massif granitique de Quérigut, ainsi que les enclaves de *talc* du massif du Saint-Barthélemy, du Laurenti, des environs de Reynès, etc.

D'autre part, il semble bien qu'il faille rattacher à des phénomènes éruptifs post-hercyniens les *éruptions permiennes* qui se sont produites en divers points des Pyrénées (massif de la Rhune; Pic du Midi d'Ossau; vallée supérieure du Rébenty, affluent de l'Aude, vers Niort, etc.) et même, très probablement, la venue plus tardive des *ophites*, en général interstratifiées ou intrusives dans le Keuper en grands laccolites, mais aussi quelquefois (environs de Saint-Girons) se montrant en véritables coulées et prenant alors une structure microlitique signalée par A. Lacroix, ainsi que l'éruption mélaphyrique de Segalas, entre Castelnaudurban et la Bastide-de-Sérou, qui a donné une cinérite à blocs à la base du Rhétien.

Par contre, les roches filoniennes qui percent le Crétacé supérieur dans les Pyrénées Occidentales seraient liées au plissement anté-cénomaniens.

II. — Les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne.

En certaines parties du bord septentrional de la zone primaire axiale et de la bordure des massifs primaires nord-pyrénéens, mais d'une façon non constante, la couverture post-hercynienne débute par des grès et poudingues rouges, bien développés en particulier dans le massif de la Rhune, devenant blancs et micacés vers le haut. Cette formation détritique comprend certainement le Trias inférieur, mais il est très probable que, du moins en certains points, elle englobe aussi le Permien supérieur ; dans l'impossibilité de distinguer avec certitude ce qui revient aux deux séries, il convient de lui attribuer le nom de **Permo-Trias**.

En certaines localités, soit des Corbières et des Pyrénées Orientales [Amélie-les-Bains (1)], soit des Basses-Pyrénées, on rencontre des calcaires et cargneules présentant le faciès et parfois les fossiles du **Muschelkalk**. Mais, en général, le Permo-Trias est directement surmonté par le faciès du **Keuper**. Celui-ci est constitué par des marnes et argiles bariolées, gypsifères et salifères en beaucoup de points du bord des Pyrénées, depuis les environs de Bayonne jusqu'à la région au sud du massif de Mouthoumet, en passant par des localités dont les noms sont bien typiques (Salies-du-Béarn, Salies-du-Salat, etc.). Il faut d'ailleurs ajouter qu'en l'absence du Muschelkalk reconnaissable, la distinction purement fondée sur des faciès entre grès triasique et Keuper ne repose sur aucune base paléontologique et n'entraîne pas nécessairement une lacune stratigraphique. Je rappellerai, d'autre part, l'association constante des *ophites* au Keuper.

Le **Rhétien** est représenté, en certains points, par des calcaires en plaquettes alternant avec des délits marneux et quelques cargneules, qui renferment la faune caractéristique à *Avicula contorta*, avec quelques Poissons. A l'**Hettangien** correspondent des dolomies et cargneules, suivies de calcaires souvent rubanés, de teinte grise ou rosée, qui appartiennent au **Sinémurien**. Puis vient, au-dessus de ce **Lias calcaire**, un **Lias marneux**, fos-

(1) Le Trias d'Amélie-les-Bains se trouve dans un synclinal isolé et qui, en réalité, doit plutôt se rattacher à la *série sud-pyrénéenne*.

silifère en beaucoup de points et renfermant en général des espèces du Lias moyen, plus rarement des formes du Toarcien. Au-dessus se rencontre un complexe de dolomies noires, donnant au choc du marteau une odeur qui les a fait qualifier de « dolomies fétides » (1), que l'on attribue au **Bajocien** et peut-être au **Bathonien**, et qui terminent le plus souvent le Jurassique dans la zone nord-pyrénéenne. Toutefois, en certaines parties des Basses-Pyrénées il existe au-dessus de ces dolomies un retour d'un faciès marneux, dans lequel on a rencontré des fossiles de niveaux stratigraphiques plus élevés, jusqu'à l'Oxfordien. D'autre part, dans le Pays de Fenouillet, J. de Lapparent admet qu'après les dolomies du Jurassique moyen, la sédimentation s'est continuée par des calcaires sublithographiques représentant le Jurassique supérieur et le Néocomien, en continuité l'un avec l'autre comme dans la région rhodanienne, dont on s'approche.

En tout cas, cette série jurassique, très différente de celle que nous avons trouvée dans le nord de l'Aquitaine, paraît bien s'être terminée, en général, avant la fin du Jurassique. D'autre part, lorsque la sédimentation a repris ultérieurement pendant le Crétacé inférieur (en général seulement à l'Aptien) et bien qu'habituellement il n'y ait pas de discordance entre les deux séries, il s'intercale localement à la base de ce Crétacé, à l'ouest et à l'est de Foix, une formation de *bauxite* avec pisolites ferrugineux, accompagnée de *lignites* à la cluse de Péreille, qui témoigne évidemment d'une longue émergence continentale intermédiaire. Dans le Pays de Fenouillet même, où la sédimentation jurassique se serait continuée jusqu'au Néocomien d'après J. de Lapparent, on retrouve des bauxites corrodant ce Néocomien et recouvertes par l'Aptien. Par conséquent, on trouverait partout la trace d'une *émersion antérieure au dépôt de l'Aptien* (2).

L'**Aptien** montre, à sa base, des calcaires sub-récifaux à *Toucasia*, surmontés de marnes noires à Orbitolines et Ostracés (*Exogyra aquila*). C'est à ce même niveau qu'auprès de Lourdes, dans les ardoises de Lugagnan, jusqu'alors considérées comme d'âge primaire, L. Carez a trouvé autrefois une Ammonite (*Hoplites Deshayesi*), caractéristique de l'Aptien supérieur. L'Aptien montre d'ailleurs des variations assez notables de compo-

(1) Dans la région ariégeoise de la Bellongue, des calcaires à pâte fine s'intercalent dans la partie supérieure de la dolomie jurassique ; le même fait a été retrouvé dans certains sondages des Petites-Pyrénées.

(2) P. Lamare admet l'existence de mouvements anté-aptiens dans le pays basque.

sition lorsqu'on le suit au bord de la chaîne de l'ouest à l'est. En particulier, il existe un développement de plus en plus considérable du faciès urgonien (**Urgo-Aptien** à *Toucasia*) vers l'est. Dans l'Ariège et à la vallée de l'Aude, au-dessus des couches de lignite et de bauxite, une première masse urgonienne est surmontée par une assez faible épaisseur de marnes à *Orbitolina subconcava-conoidea* et *Exogyra aquila*, suivies par un second niveau urgo-aptien analogue à la grande masse inférieure. Dans les Corbières Orientales, à la montagne de la Clape, les calcaires urgoniens, très épais, ne sont plus qu'à peine subdivisés par une intercalation de marnes, constituant ainsi une transition au faciès urgonien si développé dans la vallée du Rhône.

Avec l'**Albien** commence un faciès de « flysch » très épais, constitué par des marnes noires schisteuses, souvent un peu micacées et gréseuses, contenant parfois encore des intercalations de bancs calcaires, analogues à ceux de l'Urgo-aptien, mais de faune un peu différente ; par son épaisseur considérable, atteignant au moins 1.000 mètres, il présente un caractère géosynclinal, bien que néritique. Vers Narbonne, des grès calcaires prennent un certain développement dans cette série.

III. — Métamorphisme des couches secondaires nord-pyrénéennes.

Dans certaines régions de la zone nord-pyrénéenne, les calcaires et dolomies du Lias inférieur, du Jurassique et de l'Urgo-aptien sont transformés en types marmoréens, souvent remplis de cristaux de dipyre (*couseranite*), et les marnes du Lias et du Crétacé, jusqu'à celles de l'Albien, ont donné des roches dures, parfois de véritables cornéennes chargées de nombreux silicates de métamorphisme. Dès 1907, j'ai attribué ces transformations à un processus de *métamorphisme général* lié à l'enfoncement du géosynclinal nord-pyrénéen, ces modifications présentant leur maximum suivant les parties qui ont été les plus profondes de ce géosynclinal et s'atténuant graduellement dans les régions les moins profondes. J'avais été conduit, en effet, à envisager les relations entre le métamorphisme des couches secondaires en question et les phénomènes de métamorphisme de contact qu'avait signalés A. Lacroix au voisinage des *therzolites*, très basiques et magnésiennes, et de certaines autres roches

basiques seulement calciques, perçant ces mêmes couches en divers massifs, principalement ariégeois (Etang de Lherz, Bois du Fajou, Pic de Gérale). Au cours de mes explorations géologiques, étendues à la région de l'Aude où ne se rencontrent plus ces roches basiques, j'avais été frappé de constater que, si, en leur voisinage, il est naturel d'admettre une relation de cause à effet entre la pénétration de ces roches éruptives dans les couches métamorphosées et les transformations de celles-ci, *le même métamorphisme des couches secondaires se poursuit dans la région plus à l'est, jusqu'à la vallée de la Têt, en l'absence et à grande distance de tout affleurement de ces roches éruptives, par suite sans intervention probable de fumerolles dégagées de tels magmas venus de la profondeur.* Cette constatation géologique rendait nécessaire, pour moi, de considérer *le métamorphisme des couches secondaires comme le phénomène principal et la présence locale des masses de lherzolites comme un fait plus accessoire*, d'ailleurs très intéressant à élucider.

En effet, j'étais arrivé à constater, d'une part, que *ces roches ne se rencontrent, dans les couches secondaires*, que principalement associées aux *calcaires et dolomies* métamorphiques, et, d'autre part, que, lorsque le socle hercynien se montre à découvert à côté de localités où existent de multiples pointements de ces roches dans les couches secondaires (région de Vicdessos à Aulus, par l'Étang de Lherz; massif du Gars), *les terrains primaires ne s'y montrent nulle part percés par des filons ou culots de roches semblables*, mais renferment, au contraire, des *masses granitiques*. Peut-être celles-ci auraient-elles pu monter dans la série secondaire lors de la phase géosynclinale de l'Albien, ainsi que j'en ai invoqué plus haut la possibilité pour l'un des massifs granitiques, et là, par endomorphisme (ou par le jeu de « colonnes filtrantes » semblables à celles auxquelles Pierre Termier avait attribué la genèse des « roches vertes » des schistes lustrés alpins), elles auraient servi d'appareil de profondeur pour les roches basiques pyrénéennes en question.

Il y avait là un problème très intéressant à résoudre, sur lequel j'ai orienté les recherches de mon élève Michel Longchambon, dont la fin prématurée au cours de la précédente guerre a été une très grande perte pour la géologie. En un mémoire de 1912, que je puis qualifier de magistral, fondé sur de nombreuses observations sur le terrain, études pétrographiques et analyses chimiques,

il précisait la localisation étroite des lherzolites et des roches basiques calciques dans les couches secondaires, les premiers tenant la place de dolomies jurassiques et les secondes celle de calcaires du Lias, et aussi *l'absence de toute roche correspondante dans le Primaire*. Ces constatations précises confirmaient donc celles que j'avais faites précédemment.

En ce qui regardait les modifications des couches secondaires, ainsi attribuables au *métamorphisme général ou géosynclinal*, les calcaires du Lias sont transformés en calcaires à dipyre (la soude nécessaire devant être prise au passage, par les vapeurs minéralisatrices, au sel du Trias sous-jacent), les marnes du Lias sont devenues des schistes micacés, des cornéennes et des roches à amphibole, toujours chargés de dipyre; les dolomies jurassiques et les calcaires urgoaptiens, originellement purs, sont seulement marmorisés et devenus saccharoïdes, et les calcaires marnoux de l'Aptien supérieur sont devenus des calcaires noirs à dipyre. Quant aux marnes de l'Albien, quoique situées au sommet de la série, elles ont subi des modifications chimiques très intenses, caractérisées principalement par une *silication totale*, ayant remplacé les carbonates, avec des apports d'alumine et d'alcalis, et cela aussi bien en l'absence de toute lherzolite. M. Longchambon a conclu que, « lors même que ces roches existent, leur « présence n'est guère accompagnée que d'une plus grande intensité des modifications des couches secondaires avoisinantes, la « nature de ces modifications restant sensiblement la même ».

Au lieu que l'existence de ces roches soit la cause de l'accroissement, d'ailleurs léger, du métamorphisme en leur voisinage, leur présence et l'intensité plus grande du métamorphisme seraient deux effets d'une même cause qui, *devant être indépendante de l'existence des roches basiques*, ne pourrait être attribuée qu'à un phénomène d'ordre général qui, pour M. Longchambon comme pour moi, ne pourrait être que le *métamorphisme général développé par la condition géosynclinale, lors de l'Albien*. En ce qui concernait la *genèse des roches éruptives basiques*, Michel Longchambon concluait que : 1° les roches basiques calciques (les ophites interstratifiées dans le Trias étant mises à part) et les lherzolites sont le terme ultime de l'endomorphisme du magma granitique par les calcaires du Lias et par les dolomies jurassiques; 2° cette formation a dû être précédée d'une wernéritisiation (enrichissement en soude) du magma par les couches salifères du

Trias ; au-dessus de celui-ci, tous les magmas élaborés dans les couches secondaires ont une *fumerolle mégasodique*, alors qu'elle était *mégapotalassique* tant que la granitisation n'avait pas atteint le Trias ; 3° les phénomènes d'exomorphisme corrélatifs de cet endomorphisme ont été influencés par un tel apport de soude, d'où la nature sodique des minéraux formés (dipyre, albite, tourmaline).

Ces conclusions si logiques ont été combattues par Ch. Jacob et M. Casteras, qui n'ont pas admis le caractère géosynclinal de ce métamorphisme, pour la raison que la notion de géosynclinal serait liée, pour eux, au caractère bathyal des dépôts. Ces phénomènes se seraient produits en des parties *synclinales* du revêtement secondaire qui ont été *serrées entre les masses hercyniennes profondes*. En même temps que les plissements, se serait produite une *montée, entre ces masses profondes, de roches et fumerolles plus ou moins indépendantes les unes des autres, pouvant étendre leur action plus ou moins loin des magmas déplacés*, ce qui donnerait au métamorphisme *une cause dynamique* puisqu'il serait corrélatif et contemporain du plissement.

Remarquons d'ailleurs que, pour les quelques gisements de lherzolites de la Bigorre et du Béarn, P. Viennot a constaté qu'ils se trouvent *dans des zones anticlinales régulières* et non dans les « serrées » entre des massifs anciens. D'autre part, M. Casteras lui-même, dans celles de ses coupes qui intéressent des lherzolites de l'Ariège et du massif du Gars, a figuré leur mode de gisement dans les couches secondaires sous la forme de *masses isolées tenant la place de dolomies jurassiques et non montées de la profondeur*, c'est-à-dire de la même façon que celle admise par M. Longchambon et moi, ce qui paraissait trancher la question d'une manière non conforme avec l'opinion qu'il avait défendue.

IV. — Le plissement anté-cénomaniens des Pyrénées.

Après la sédimentation géosynclinale de l'Albien et le métamorphisme général dont il vient d'être question, il s'est produit *une phase orogénique préliminaire importante*, dont le détail n'est pas complètement précisé. Celle-ci a donné une ébauche générale de la chaîne pyrénéenne et, en particulier, a pu produire une esquisse de la plupart des accidents tectoniques de la zone nord-pyrénéenne qui seront indiqués plus loin, ensuite affectés par un rejeu qui a pu être impor-

tant lors du plissement pyrénéen au Tertiaire. Ce *plissement anti-cénomaniens* s'est étendu au nord jusqu'au-dessous de la partie méridionale de l'aire ensuite occupée par le fossé sous-pyrénéen, car les sondages récents pour la recherche du pétrole ont montré que le Cénomaniens y est discordant sur les couches secondaires antérieures, encore assez fortement plissées (fig. 32).

A la base de la série sédimentaire sud-pyrénéenne qui s'étend jusqu'aux Eaux-Chaudes et à Gavarnie, ou bien encore dans le petit synclinal d'Amélie-les-Bains, ce sont seulement, par contre, des couches à Hippurites, plus récentes que le Cénomaniens, qui, jusque sur l'axe de la chaîne, reposent directement sur les terrains primaires ou bien par l'interposition de Trias, sans couches intermédiaires.

V. — Le Crétacé supérieur et le Nummulitique du fossé sous-pyrénéen.

Au nord de la chaîne qui venait de surgir s'est constitué, à dater du Cénomaniens, un *avant-fossé sous-pyrénéen*, déplacé au nord par rapport au précédent géosynclinal nord-pyrénéen, tout en recouvrant encore une partie de l'emplacement de celui-ci et de la zone plissée qui y avait pris naissance, et inversement transgressif sur l'Aquitaine. Immédiatement, commençait à se détruire l'ébauche de la chaîne pyrénéenne et sur celle-ci se produisait une transgression qui a laissé des témoins synclinaux en certaines parties de l'intérieur de la zone nord-pyrénéenne (environs d'Arbas, synclinal d'Oust-Massat, environs de Saurat, de Foix à Nalzen et aussi une partie des schistes de la Bellongue considérés comme d'âge carbonifère). Cette transgression s'est produite par dessus une ride anticénomaniens suivant laquelle le Cénomaniens repose jusque sur les terrains primaires et qui a été l'ébauche du front pré-pyrénéen, jalonné par les chevauchements d'âge nummulitique, de Camarade, Betchat et Salies-du-Salat, à l'est de Salat. D. Schneegans et P. Michel ont récemment précisé la prolongation de cette « cordillère » par le sud de Saint-Gaudens, Capvern, Mauvezin et Lannes, jusqu'à Ossun, au nord de Lourdes, formant des festons arqués vers le nord, dans l'intervalle desquels le Cénomaniens peut faire suite à

l'Albien ; toutefois une ligne de petites Klippes de Primaire peut encore y jalonner la continuité de l'accident.

Le **Cénomanién**, surtout développé superficiellement dans la bande qui est désignée plus loin au point de vue structural sous le nom de *zone pré-pyrénéenne*, mais qui, au point de vue stratigraphique, se rattache à la zone sous-pyrénéenne, montre un faciès de « *flysch* » avec des conglomérats et des intercalations assez peu abondantes de calcaires à Caprines, ou encore, vers l'Océan, le faciès du « calcaire de Bidache » à lits de silex. Ces conglomérats, souvent très grossiers et contenant parfois des blocs volumineux, surtout vers le sud où se trouvait à proximité la chaîne en voie de destruction, sont habituellement formés d'éléments des calcaires et dolomies de la série nord-pyrénéenne et aussi, suivant la bande indiquée plus haut, de diverses roches schisteuses, quartziteuses et granitiques du Primaire. Dans les sondages des Petites-Pyrénées (fig. 31 et 32), à la base du flysch, le Cénomanién discordant sur la dolomie jurassique et le Lias d'un anticlinal nord-pyrénéen, est d'abord formé par une brèche polygénique, à éléments de dolomie jurassique, d'une épaisseur d'une cinquantaine de mètres, surmontée par une formation marno-calcaire bréchoïde d'environ 150 mètres de puissance, passant ensuite au flysch, puissant, au total, d'environ 2.000 mètres. Sous l'anticlinal de Gensac, le Cénomanién est entièrement gréseux et repose, là, sur une série marno-calcaire du Crétacé inférieur (Albien-Aptien) terminée par une formation volcanique basique, aussi rencontrée par un forage sous le dôme d'Aurignac. Au bord sud du massif de Mouthoumet, sur lequel il est transgressif, le Cénomanién se présente sous un faciès gréseux au-dessus d'un conglomérat de base, et le Cénomanién supérieur devient souvent saumâtre dans les Corbières.

Au **Turonien**, dans la partie occidentale du fossé, s'est poursuivi le faciès flysch, avec de multiples alternances de lits gréseux ou bien calcaireux, intercalés dans les marnes micacées et un peu sableuses qui en constituent la masse principale, dans les anticlinaux des Petites Pyrénées, d'ailleurs avec des variations notables de l'un à l'autre. Par contre, au sud du massif de Mouthoumet, près de Rennes-les-Bains, le Turonien transgressif est surtout constitué par des calcaires à Hippurites, avec lits gréseux intermédiaires.

Le **Sénonien**, dans toute la partie occidentale, est représenté par des marnes et calcaires marneux à Ammonites et Echi-

nides, devenant riches en Ostracés dans les collines des Petites Pyrénées (fig. 31) situées aux environs de Boussens, de part et d'autre de la Garonne. Ils y terminent le flysch, où d'ailleurs la distinction de la partie turonienne et de celle attribuable au Sénonien dans ce puissant complexe est peu précise, malgré l'abondance de Foraminifères d'espèces nombreuses, parmi lesquels les Rosalines existent du bas vers le haut, dans les échantillons raménés des forages dans les anticlinaux des Petites Pyrénées. Le Sénonien devient de plus en plus détritique vers l'est, formé de marnes entremêlées de grès et psammites, dans l'Ariège, et de calcaires à Hippurites vers Rennes-les-Bains, à la montagne des Cornes ; dans les Corbières plus orientales, l'élément argileux finit par disparaître et il n'existe plus que des grès et psammites.

Ces variations longitudinales de faciès s'étaient d'ailleurs accentuées lors du dépôt de la partie supérieure du Sénonien, au **Maestrichtien**. Celui-ci continue, dans le pays basque, à être constitué par des marnes et calcaires marneux à Ammonites et nombreux Echinides, tandis que, dans les Petites Pyrénées, des calcaires marneux à Orbitoïdes passent rapidement au « calcaire nankin » à Oursins (*Hemipneustes*), chargé de nombreux grains sableux de quartz, et qu'à la traversée de l'Ariège au nord de Foix, il n'existe plus qu'un grès jaune contenant de nombreux débris végétaux. A la traversée de l'Aude et à Rennes-les-Bains, le grès d'Alet, très grossier, est transgressif vers le nord sur le massif de Mouthoumet.

Le **Maestrichtien supérieur** devient même déjà saumâtre à l'ouest de la Garonne, où il est constitué par les marnes d'Auzas, à *Cyrena garumnica*, avec Huitres et encore quelques Rudistes. A l'est de la Garonne, il se transforme en un « **faciès garumnien** » d'argiles bigarrées avec bancs sableux et ligniteux, qui se poursuit dans les Corbières Occidentales par des marnes et argiles rouges, avec grès et poudingues. D'ailleurs, dans les Corbières Orientales, tout le Maestrichtien a pris ce faciès d'eau douce, qui se poursuit dans l'Hérault par les grès à Reptiles de Saint-Chinian, transgressifs sur le Primaire de la Montagne-Noire.

Le **Danien** est encore marin dans la région sous-pyrénéenne occidentale, seule région de France où il existe à cet état ; il y est représenté par les calcaires jaunes et rosés de Bidart à *Nautilus danicus* et de nombreux Oursins, fréquents aussi à Tercis, près de Dax. Mais il est devenu entièrement lacustre dès les Petites Pyrénées, où il est formé par un calcaire sub-lithographique à

Physes (*Garumnien moyen*), qui se continue en Provence par le calcaire de Rognac.

Au **Montien**, on retrouve de nouveau, dans les Corbières et l'Ariège, des argiles rouges constituant le « *Garumnien supérieur* » et correspondant en Provence aux argiles de Vitrolles, qui ont fourni des débris de Dinosauriens. Mais déjà, à partir du Mas d'Azil, sur l'Arize, vers l'ouest, on observe un retour de marnes grises, marines à *Echinanthus* et *Operculina Heberti* (formes déjà éocènes), toutefois surmontées par des couches à *Micraster terciensis*, indiquant une récurrence de formes crétacées. Les faciès marins avaient donc déjà gagné dans la direction de l'est, et par conséquent le *Danien* correspond à un maximum de régression des faciès marins vers l'ouest dans le fossé sous-pyrénéen, mais sans qu'il y ait eu d'interruption de la sédimentation dans celui-ci à la limite du Crétacé et du Tertiaire, ce qui est une exception unique en France.

Une accentuation de ce déplacement des faciès du Montien s'est d'ailleurs produite à l'**Eocène inférieur** ou **Suessonien**. On observe toujours dans les Basses-Pyrénées des faciès marins, avec une certaine transgressivité du Sparnacien sur le Thanétien, d'après H. Douvillé, et d'autre part l'Yprésien à *Nummulites planulatus* est connu dans un sondage des Landes et jusqu'à Royan, ce qui indique une transgression importante vers le nord en Aquitaine. Mais, en même temps, les faciès marins se sont étendus progressivement vers l'est le long des Pyrénées.

Il s'y est d'abord déposé des calcaires à Miliolites, passant toutefois encore, dans les Corbières, à des calcaires lacustres à *Physa prisca*, avec intercalations d'argiles rouges, qui correspondent donc à une prolongation du « faciès garumnien » et se retrouvent d'ailleurs transgressifs sur le socle primaire dans la montagne d'Alaric et au bord sud de la Montagne-Noire, vers Montolieu. L'aire de sédimentation du fossé sous-pyrénéen s'était, en effet, déplacée à cette époque, passant maintenant au nord du massif de Mouthoumet, qui était séparé de la Montagne-Noire pour la première fois par l'ouverture de ce *détroit de Castelnaudary et de Carcassonne*, tandis qu'inversement il était maintenant incorporé définitivement au domaine pyrénéen.

Ensuite se sont déposés des marnes et calcaires à *Operculina ammonica*, Alvéolines, Crassatelles, *Ostrea uncifera*, *Nummulites Leymeriei* et *atacicus*, c'est-à-dire des dépôts franchement nummulitiques, correspondant au **Suessonien supérieur**, qui se sont plus étendus que le niveau précédent. Le maximum d'ex-

tension du faciès nummulitique marin correspond d'ailleurs au **Lutétien inférieur**, qui se rencontre jusque dans les Corbières et sur le versant sud de la Montagne-Noire, avec une riche faune lutétienne.

Mais, dès le **Lutétien moyen**, on commence à observer un changement complet de régime dans des marnes et calcaires d'eau douce, intercalés de bancs de poudingue (bien visibles, par exemple, à Crampagna, à la traversée de l'Ariège), qui témoignent d'une nouvelle surrection de la chaîne pyrénéenne par une phase de plissement débutant donc au milieu du Lutétien. C'est là le début de la formation du « **poudingue de Palassou** », qui s'est poursuivie en de multiples alternances au cours d'un régime de grès et mollasses, avec intercalations de calcaires d'eau douce (ayant fourni des débris de *Palæotherium* à Varilhes, dans la vallée de l'Ariège), durant la fin de l'Eocène et encore à l'Oligocène. J'ai d'ailleurs indiqué précédemment que le comblement de la partie orientale du fossé sous-pyrénéen, ayant produit la fermeture définitive du détroit de Carcassonne, s'est fait par les dépôts de gypse et de calcaire d'eau douce, contemporains du gypse de Paris, puis d'une mollasse oligocène.

Vers l'ouest au contraire, si la formation du poudingue de Palassou s'observe jusqu'aux environs de Pau, on constate une persistance des faciès marins aux environs de Bayonne et Biarritz, avec une transgression du **Lutétien moyen** (calcaire à grandes Nummulites de Peyrabanque), suivie d'un approfondissement de la mer au **Lutétien supérieur** et à l'**Auversien**, lors du dépôt des calcaires marneux de la Gourèpe à Huitres du genre *Pycnodonta* et Eponges siliceuses. A l'**Eocène supérieur** (dénommé *Priabonien* ou *Bartonien* suivant les auteurs), les marnes bleues de la Côte des Basques, puissantes d'environ 600 à 700 mètres, qui terminent l'Eocène à Biarritz, montrent même un faciès bathyal qui s'est étendu à toute la région aturienne, car on trouve des marnes à Pentacrines et Brachiopodes auprès de Dax et dans la Chalosse.

Mais ensuite, dès le début de l'**Oligocène**, on observe un changement radical dans le caractère de la sédimentation à Biarritz, correspondant au dépôt des grès grossiers du Port Vieux et de l'Atalaye, à petites Nummulites (*N. Bouillei*, *vascus*, *intermedius*), *Euspatagus ornatus*, etc., indiquant un faciès très détritique, qui semble bien correspondre à une phase orogénique pyrénéenne produite dans le voisinage, à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène. L'Oligocène se termine à Biarritz par les couches de la

Chambre d'Amour et du Phare, probablement déjà stampiennes et peut-être d'un caractère un peu plus profond que les grès précédents, en raison de la présence d'Ostracés du genre *Pycnodonta*.

Aux environs de Dax, les faluns de Gaas, à *Natica crassatina*, montrent un faciès très différent de celui de Biarritz, mais ils renferment les mêmes Nummulites. A Saint-Sever, existent des calcaires et marnes à *Nummulites intermedius*, *Natica crassatina*, etc., et d'autre part, dans le forage des Abatilles, à Arcachon, l'Oligocène est représenté par des calcaires marins néritiques.

Pendant que se déposaient ces couches marines dans la partie occidentale du fossé sous-pyrénéen (*fosse aturienne*), sa portion plus orientale, jusqu'à l'ancien détroit comblé de Carcassonne, continuait à recevoir des alternances de mollasses, de bancs de poudingue et de calcaires d'eau douce jusqu'au Stampien, époque à laquelle nous savons déjà que les derniers poudingues à galets pyrénéens ont pu arriver jusque dans le Castrais, au bord occidental de la Montagne-Noire.

Ce fait stratigraphique est d'ailleurs en accord avec l'observation d'ordre tectonique d'après laquelle, dans la région de Salies-du-Salat et de Betchat et plus à l'est vers la vallée de l'Arize, les poudingues de Palassou ont été recouverts par les chevauchements les plus extérieurs des Pyrénées et ont participé aux plis renversés des Petites Pyrénées, ainsi qu'avec la discordance générale de l'Aquitaniens au bord de la chaîne, pour permettre de dater de la *fin de l'Oligocène l'achèvement de la grande phase orogénique des Pyrénées*.

Les dépôts suivants, qui ont achevé de combler le bassin aquitain à partir de l'**Aquitaniens**, comme nous le savons déjà, sont, en effet, entièrement discordants sur tous les terrains antérieurs et sur les dislocations de la bordure pyrénéenne. Ils n'ont plus subi ultérieurement qu'un léger relèvement au bord de la chaîne, témoignant d'une phase tardive de surrection de celle-ci, mais sans plissement appréciable, qui a simplement rajeuni son relief et, par suite, entretenu son érosion et la puissante sédimentation détritique dont nous avons indiqué l'existence en son pied et même jusqu'à une distance assez grande dans l'Aquitaine. Il me faut cependant rappeler que la sédimentation marine au Néogène s'est encore continuée, au moins pendant le Miocène,

dans la *région alurienne* qui constituait toujours une zone en cours d'approfondissement, même encore récent, ainsi qu'il a été indiqué plus haut (p. 197-198).

VI. — La couverture de la zone axiale et la série sud-pyrénéenne.

La couverture des terrains primaires de la zone axiale, sous laquelle celle-ci disparaît au Pic d'Anie, ne se rencontre qu'en un petit nombre de points à son intérieur. Un témoin isolé se montre, vers son bord nord, dans les Hautes-Pyrénées à l'ouest de la vallée supérieure du gave de Pau, s'étendant sur 7 kilomètres de long, du pic de Bazès à la crête qui domine au nord le village d'Arcizan-Dessus. Un autre se rencontre dans les Pyrénées Orientales, constituant le petit bassin secondaire d'Amélie-les-Bains, en un faisceau synclinal qui passe au nord du massif du Canigou. Cette couverture se développe principalement dans la bordure méridionale de la zone axiale, sur le territoire espagnol. Elle présente une constitution entièrement différente de celle de la série secondaire que nous venons de décrire au nord de la zone axiale ; je ne puis indiquer ici cette constitution que d'une façon extrêmement sommaire.

Sauf en un petit nombre de points où elle comprend à sa base une première série transgressive formée de grès permotriasiques ou de Trias plus complet (par exemple dans le petit bassin synclinal d'Amélie-les-Bains et dans le témoin du pic de Bazès à Arcizan-Dessus), cette couverture débute, immédiatement au-dessus des terrains primaires et en complète discordance sur eux, par du *Crétacé supérieur*, dont les calcaires à Hippurites reposent sur les terrains primaires tantôt par un conglomérat formé d'éléments de ces couches sous-jacentes, tantôt même parfois directement, des Hippurites ayant été même rencontrées, aux Eaux-Chaudes, fixées *en place* sur le soubassement granitique, associées à des huîtres et autres fossiles. L'âge précis de ces calcaires, différents des couches contemporaines de la zone septentrionale, est assez mal déterminé, pouvant appartenir en partie au **Turonien**, mais comprenant certainement du **Sénonien**.

Au-dessus d'eux, dans la région du cirque de Gavarnie (fig. 37), vient un très puissant complexe, d'ailleurs fortement replié, d'une épaisseur voisine d'environ 1.000 mètres,

de schistes et grès à Fucoïdes, représentant un faciès flysch et terminés par des marnes et calcaires marneux à Ostracés, Echinides et Orbitoïdes, semblables à ceux du **Maestrichien** des Petites Pyrénées occidentales. Ce complexe, qui forme toute la crête frontière entre le Gabiétou et le Pic Blanc, est directement surmonté, sur le versant espagnol, par le calcaire nummulitique du Mont-Perdu, qui ne débute d'ailleurs qu'avec le **Lutétien moyen**, c'est-à-dire après une lacune stratigraphique assez étendue.

Résumé de l'histoire stratigraphique du versant nord de la chaîne pyrénéenne. — Après avoir indiqué avec quelque détail, dans les pages qui précèdent, les caractères stratigraphiques des terrains qui constituent les diverses zones distinguées dans la partie française de l'édifice pyrénéen, il est utile d'en déduire sommairement les conclusions qu'on en peut tirer au sujet de l'histoire stratigraphique du versant nord de la chaîne. Or, à cet égard, les caractères des couches secondaires et tertiaires ne confirment nullement la conception suivant laquelle, d'après Ch. Jacob et M. Casteras, les Pyrénées ne seraient qu'une « *chaîne de fond* », dont le socle hercynien aurait acquis une rigidité ou « *induration* » qui aurait exclu ensuite tout rôle important d'une sédimentation géosynclinale dans la production de ces couches secondaires et tertiaires qui en constituent la couverture.

Cette conception pourrait seulement, jusqu'à un certain point, être envisagée pour la zone primaire axiale, dont la couverture présente des caractères très différents de ceux des séries secondaires et tertiaires qui constituent les autres zones du versant nord et dans lesquelles on peut distinguer, au moins, deux séries géosynclinales, séparées par la phase orogénique anté-cénomaniennne et dont les aires de sédimentation se sont déplacées vers l'extérieur de la chaîne au cours de surrections successives.

Auparavant, une grande aire géosynclinale, antérieure au plissement hercynien, avait occupé la largeur entière de la chaîne, où s'était déposée la série des couches primaires et où le métamorphisme général, accompagné de processus de granitisation, a développé le complexe de roches cristallines formant l'ossature de la chaîne.

Ensuite, en une aire plus restreinte, se sont formés les dépôts du *géosynclinal nord-pyrénéen* qui, après une inter-

ruption de sédimentation entre le Jurassique et le Crétacé, se sont terminés par l'épaisse série de l'Albien, jusque dans laquelle montent localement les transformations métamorphiques développées surtout en un profond sillon compris entre le front de la zone primaire axiale et une ride géantici-nale ayant préparé les grands massifs hercyniens nord-pyrénéens. L'aire géosynclinale suivante a été le *fossé sous-pyrénéen*, où se sont accumulés les épais dépôts du Crétacé supérieur et du Nummulitique. Ensuite, après le plissement pyrénéen de la fin du Nummulitique, se sont accumulés dans le *bassin aquitain*, encore rejeté au nord, les épais produits de la destruction des reliefs nouveaux (ou rajeunis), ce qui pourrait encore, à la rigueur, être considéré comme un bassin quasi-géosynclinal. En tout cas, l'orogénèse pyrénéenne est donc essentiellement celle d'une *chaîne géosynclinale* semblable aux Carpathes et aux Alpes dinariques.

B) LA TECTONIQUE PYRÉNÉENNE ET SOUS-PYRÉNÉENNE

Au-dessous de l'épais manteau de terrains néogènes de l'Aquitaine, on peut commencer à observer en quelques points, un peu au sud de la vallée de la Garonne, des ondulations des couches secondaires, dont les premières sont très faibles et semblent n'avoir affecté qu'une région relativement rigide, paraissant correspondre à l'existence, à faible profondeur, de l'éperon du socle ancien dont j'ai fait depuis longtemps l'hypothèse par des considérations stratigraphiques, car elles sont moins accusées que celles qui ont affecté les couches secondaires du fossé nord-aquitain, bien qu'appartenant évidemment au même groupe de déformations corrélatives du plissement pyrénéen. Ensuite apparaissent, en effet, sous la couverture discordante de terrains tertiaires détritiques, des rides de plus en plus marquées à mesure qu'on s'approche de la chaîne, dans la *zone sous-pyrénéenne*. Celle-ci, de structure pourtant encore relativement simple, montre principalement des couches du Crétacé supérieur et du Nummulitique, sous lesquelles apparaît, vers l'est, le socle primaire de Mouthoumet dans les Corbières Occidentales. Puis se différencie, en certaines parties du bord pyrénéen, tout au moins à partir de la région de Quillan à l'est, une zone montrant une certaine individualité et qui,

principalement caractérisée par le développement du Cénomanién, a été dénommée par L. Carez *zone cénomaniénne*, tandis que je l'ai désignée, au point de vue tectonique, par le nom de *zone pré-pyrénéenne*. Elle se montre délimitée vers le nord par un chevauchement au nord très net à Camarade, Betchat (fig. 33), Salies-du-Salat, Capvern, Mauvezin et Ossun, où elle correspond à la « cordillère » du front nord-pyrénéen de D. Schneegans et P. Michel, indiquée plus haut; celle-ci a été dépassée, vers le sud, *sur la zone suivante*, par les ennoyages où s'est fait le dépôt du Crétacé supérieur du sud d'Arbas, de la Bellongue, du bassin d'Oust-Massat, de celui de Nalzen et de Saurat, dans l'Ariège.

Ensuite, on atteint la *zone nord-pyrénéenne* proprement dite, séparée en bien des points de la précédente par un second chevauchement vers le nord et contenant un grand nombre de *massifs primaires isolés*, de toute taille (certains étant même de simples lames discontinues), entourés et séparés les uns des autres, ainsi que de la zone primaire axiale, par d'étroites bandes de terrains secondaires, souvent très laminées et disloquées. Sa série stratigraphique ne dépasse normalement pas l'Albien, ainsi que nous le savons, à l'exception de l'ennoyage du Crétacé supérieur qui vient d'être rappelé. La structure de cette zone est particulièrement compliquée et elle a donné lieu à de nombreuses discussions qui seront sommairement résumées plus loin.

Depuis la Méditerranée jusqu'au delà de la vallée supérieure du gave d'Aspe au pic d'Anie vers l'ouest, s'étend ensuite la *zone primaire axiale*, très important massif hercynien dont la constitution géologique a été indiquée plus haut et dont la tectonique traduit : d'une part, un plissement hercynien montrant une prédominance du déversement de ses plis vers le sud ; d'autre part, la formation d'importants chevauchements dans cette même direction, mais dont certains ont affecté la couverture discordante *sud-pyrénéenne* (les Eaux-Chaudes, Gavarnie) et sont donc manifestement d'âge tertiaire. En son extrémité occidentale, la zone primaire axiale s'enfouit sous cette couverture sud-pyrénéenne ; mais les relations stratigraphiques et tectoniques de celle-ci et de la série secondaire nord-pyrénéenne, venant alors en contact, sont encore mal précisées, en raison des très importantes complications structurales existant dans le sud

du pays basque. Il importe aussi d'observer que le bord nord de la zone axiale se montre séparé de la zone nord-pyrénéenne adjacente par un contact anormal probablement continu.

I) Les rides de la zone sous-pyrénéenne.

Prenons tout d'abord comme guide, suivant une ligne presque méridienne au travers de l'ouest de l'Aquitaine (fig. 30), la revision des nombreuses observations et opinions antérieures, qu'a donnée F. Daguin en un récent mémoire.

On rencontre déjà dans la Gironde, à *Villagrains* (fig. 28) et à *Landiras*, sur le prolongement vers l'ouest du cours de la Garonne en amont de Langon, deux bombements jalonnant un anticlinal très surbaissé de Maestrichtien et Campanien, dont les pendages ne dépassent pas 5°, au travers d'une couverture horizontale de calcaire lacustre aquitanien pour le premier et de calcaire à *Astéries stampien* pour le second.

Plus au sud, dans les Landes, à *Roquefort* (fig. 28) et *Créon*, au NE de Mont-de-Marsan, le Crétacé forme un anticlinal déjà plus accusé et dissymétrique (pendages de 4° au S et de 12° au N), montrant à sa base du Cénomanién néritique, à *Caprines* et *Echinides*, sous une série de calcaires crayeux se terminant par le Maestrichtien, au-dessous de Stampien et d'Aquitanien. Un affleurement de Maestrichtien jalonne la même ride à *Cézan-Lavardens*, dans le Gers.

Au sud de Saint-Sever, l'anticlinal d'*Audignon* ou de *la Chalosse*, suivi sur 25 kilomètres, à noyau de marnes et calcaire de l'Albien (fig. 30), surmonté par une série crétacée supérieure complète, jusqu'à du Danien-Montien, se montre déjà un peu déversé et rompu en son flanc nord.

Ensuite viennent, dans la région de *Dax*, des accidents beaucoup plus marqués, qui amènent le Keuper gypsifère et salifère à percer au travers des couches plus récentes, suivant les noyaux de plusieurs plis diapirs. C'est d'abord le cas du *pointement triangulaire de Dax*, accompagné d'un noyau d'ophite et dont le sel gemme a été extrait de 1873 à 1894 avec une production ayant dépassé 10.000 tonnes par an ; des forages exécutés au travers des terrains crétacés et tertiaires environnants ont montré qu'il

s'étend en profondeur ; d'autre part, il se dirige au NE vers Préchacq.

Au sud de ce percement diapir, vient la *ride anticlinale d'Angoumé-Tercis-Bénesse-lès-Dax*, dissymétrique, son flanc nord étant au moins vertical, tandis que les couches de son flanc sud plongent seulement de 15 à 20°. Son axe de Keuper commence à se montrer sur les deux rives de l'Adour vers Tercis, où un forage

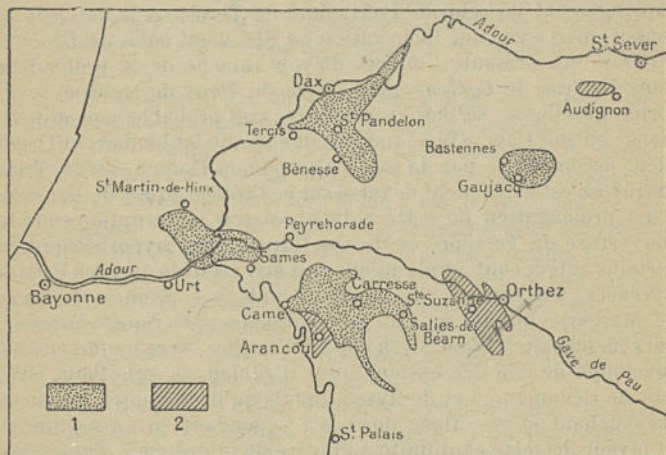


FIG. 30. — Esquisse des rides crétaées et des percements triasiques de la région sous-pyrénéenne occidentale, d'après P. Viennot (1928).

1, extension probable du Trias sous la couverture de Crétacé et de terrains plus récents ; 2, affleurements anticlinaux de Crétacé inférieur percant le Flysch.

a rencontré sous le Trias le Crétacé supérieur du flanc nord et un autre une brèche puissante, ce qui montre encore un caractère de diapirisme. La série crétaée d'Angoumé-Tercis, qui a été l'objet de nombreuses études géologiques, débute dans le flanc sud par l'Aptien supérieur à faciès urgonien ; puis, sur les deux flancs, à partir de Cénomaniens à Rudistes, la série crétaée se poursuit jusqu'au Danien marin avec nombreux Oursins, dont les relations avec le Tertiaire ne sont pas visibles. Parmi les couches tertiaires, des marnes grises bathyales à Pentacrines et Terebratulines, contemporaines de celles de Biarritz, sont suivies immédiatement par un calcaire stampien séparé d'elles par un lit de

nodules à silex crétaçés, qui témoigne d'une émergence de cette ride à la fin de l'Eocène, en même temps que se faisait le brusque changement de faciès des couches à Biarritz.

Sur le prolongement de cette ride à l'est se place le *massif triasique de Saint-Pandelon*, au sud de Dax, grosse masse à noyau ophitique, accompagnée en son flanc nord par une lame d'Infralias, ramenée de la profondeur avec le Trias, tandis que la série crétaçée du Turonien au Danien borde son flanc sud, dans le prolongement de celui de l'anticlinal de Tercis. A la suite de ce massif, mais avec une incurvation au SE, vient celui de *Bénesse-lès-Dax*, qui présente l'intérêt d'avoir ramené de la profondeur dans le Trias le *lambeau paléozoïque* du Pouy-de-Montpeyroux, formé de schistes satinés et quartzites très probablement ordoviciens; en son flanc SW se montre une bande lenticulaire d'Urgonien, accompagné par la série Campanien-Danien, et le Trias extravasé est localement déversé sur ce Crétaçé au SE de Bénesse.

La prolongation de cette ride, après son interruption sous la couverture de Tertiaire et de Quaternaire, est hypothétique. Si certains auteurs ont admis qu'elle doit être trouvée dans les Petites Pyrénées, il a semblé plus vraisemblable à J. Seunes et Emm. de Margerie qu'elle se fait par l'*anticlinal de Sainte-Suzanne*, qui s'allonge du NW au SE, à l'ouest d'Orthez, avec un noyau très développé de calcaire aptien, suivi d'Albien en son flanc SW, puis de Cénomaniens et de flysch, tandis qu'il se montre rompu et chevauchant en son flanc nord-est. Cependant, si un argument en faveur de cette continuité a été tiré de la présence d'une lame de Trias signalée par J. Seunes à la source Mounicq de Saint-Boëx, au NW d'Orthez, au milieu du flysch crétaçé du flanc nord-est de l'anticlinal de Sainte-Suzanne, une prospection géophysique de la région de cette source a rendu très douteux l'âge triasique du petit affleurement de glaises bariolées qui l'accompagne, de même que d'un travertin provenant d'un dépôt de son eau, qui amène avec elle un petit suintement de pétrole. Mais, d'autre part, un raccordement *direct* de la ride suivie de Tercis à Bénesse-lès-Dax avec les Petites-Pyrénées est rendu peu vraisemblable par la direction *SW-NE* des brachyanticlinaux les plus occidentaux des Petites Pyrénées (brachyanticlinal de Gensac et bombement de Lespugne, fig. 31).

Dans ces conditions, l'important *dôme triasique de Bastennes-Gaujacq*, long de 7 kilomètres de l'W à l'E et large de 4 kilomètres du N au S, situé au nord d'Orthez, qui surgit isolément, est considéré par F. Daguin comme appartenant à la même ride que le

pointement triasique de Dax. C'est un véritable bombement elliptique de Keuper, ayant amené avec lui un petit témoin de Paléozoïque au lieu dit Cazaliou, au N de Gaujacq, à côté d'un affleurement de grès et conglomérats permotriasiques. Le Keuper, toujours accompagné d'ophite, est bordé d'un peu d'Infralias au bord sud du dôme, avant une ceinture assez développée de Crétacé supérieur renversé et de Nummulitique, redressé sur les deux flancs. En résumé, cette masse triasique, la plus importante de la région sous-pyrénéenne, est auréolée d'affleurements secondaires et tertiaires relevés par diapirisme, avec un déversement en certains points.

Un axe plus méridional que celui de Tercis, dénommé par F. Daguin *ride de Biarrotte*, est aussi principalement marqué par des extrusions triasiques. Vers l'ouest, où il comprend le Trias qui se suit depuis Saint-Martin-de-Hinx vers Sames, P. Viennot a reconnu son chevauchement vers le nord sur les couches crétacées renversées. A l'est, un accident paraissant plus aberrant a fait percer le Trias au milieu du flysch crétacé depuis Lères, par Came, Carresse et Sauveterre, jusqu'à Salies-de-Béarn, avec une digitation de direction presque méridienne vers le sud.

Enfin, un dernier bombement, allongé du NW au SE, vers *Saint-Palais*, produit un large affleurement brachyantoclinal d'Albien au milieu du Crétacé supérieur.

Vers *Saint-Lon*, des lignites wealdiens suivis par un calcaire très probablement cénomanien apparaissent en un bombement de Crétacé recouvert par l'Eocène supérieur à *Serpula spiruæla* et Orthophragmines.

* * *

La prolongation vers l'est des accidents précédents du centre de l'Aquitaine et de la région occidentale sous-pyrénéenne est masquée sous les formations tertiaires de l'Aquitaine. Cependant F. Daguin pense que la ride de Villagrains-Landiras paraît se terminer en direction du dôme de la Grésigne et que celle de Roquefort-Créon-Cézan-Lavardens se poursuit vers l'éperon de la Montagne-Noire, accompagnée de cassures parallèles à sa direction générale, amenant des sources thermales ou thermominérales. Remarquons que ces deux lignes de *bombements peu accusés*, auxquelles fait suite le régime immédiatement plus accentué de l'anticlinal de la Chalosse déjà déversé et même rompu en son flanc nord, concordent avec la notion de l'éperon peu profond

du socle hercynien que j'ai émise. Quant à la prolongation de la ride de la Chalosse et même de celle de Tercis par les Petites-Pyrénées, qui a été envisagée comme possible, si la remarque que j'ai faite plus haut la rend peu probable en ce qui regarde les brachyantoclinaux *visibles*, les recherches géophysiques en cours montrent qu'il doit exister, *au-dessous du Miocène*, des axes plus septentrionaux que le brachyantoclinal d'Aurignac qui apparaît le plus au nord à découvert (fig. 31).

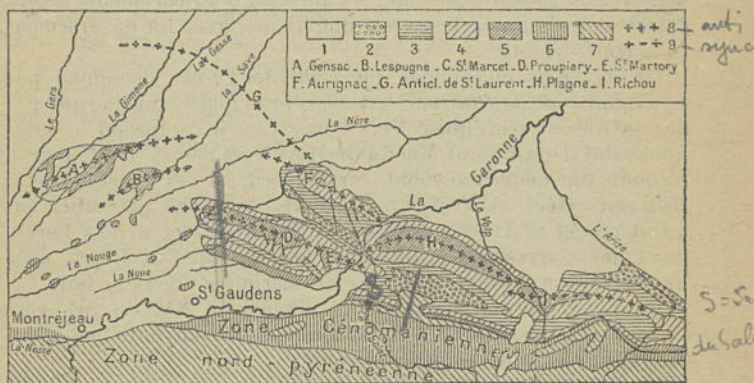


FIG. 31. — Carte des bombements crétacés des Petites-Pyrénées.

1, Pliocène et mio-pliocène ; 2, Poudingue de Palassou ; 3, Marnes et calcaires nummulitiques ; 4, Danien et Maestrichtien ; 5, Flysch sénonien et turonien ; 6, Cénomancien ; 7, Terrains nord-pyrénéens ; 8, Axe anticlinal (rangée de croix) ; 9, Axe synclinal (croix et tirets).

Petites-Pyrénées. — Les premiers affleurements sous-pyrénéens à l'est de l'épais manteau du Miocène et de la puissante formation pliocène de Lannemezan, qui masquent même aussi une partie de la largeur de la zone pyrénéenne sur une distance de plus de 100 kilomètres au front de la chaîne, commencent seulement, grâce à l'érosion de plusieurs vallées divergentes (fig. 31) descendant des abords de Lannemezan, au nord-est, à apparaître au voisinage de Monléon-Magnoac, puis de Gensac et Blajan, et ensuite aux abords de Montmaurin et Lespugne. Mais bientôt surgissent largement du Miocène les terrains nummulitiques et crétacés supérieurs plissés qui constituent les chaînons des *Petites Pyrénées*, traversées par la Garonne vers son confluent avec le

Salat à Boussens. Les plis les plus occidentaux de ce faisceau, encore en partie masqués par le Miocène : le *brachyantoclinal* de

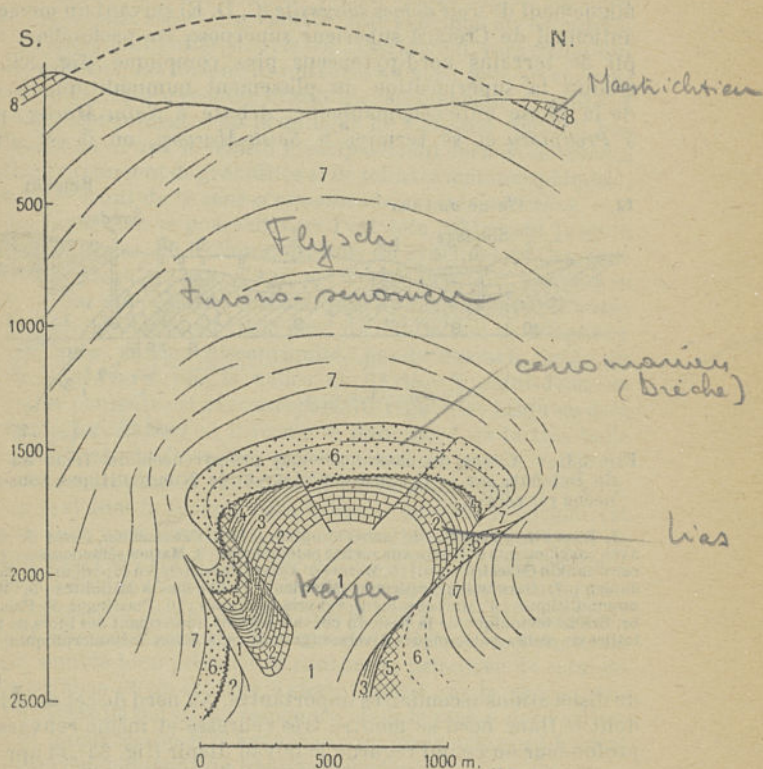


FIG. 32. — Coupe transversale probable du dôme de Saint-Marcet, dans sa partie médiane (d'après des forages), montrant la discordance du Cénomanien et le rejeu pyrénéen d'un anticlinal diapir nord-pyrénéen.

1, Keuper, à anhydrite ; 2, Lias inférieur ; 3, Lias moyen ; 4, Lias supérieur ; 5, Dolomie jurassique ; 6, Brèche cénonianne ; 7, Flysch turono-sénonien ; 8, Calcaire nankin (Maestrichtien).

Gensac et le *bombement de Lespugne*, présentent la particularité, que j'ai indiquée plus haut, d'avoir leur allongement orienté SW-NE, tandis que ceux qui leur font suite, à partir de Saint-

Marcet, montrent au contraire la direction WNW-ESE du front de la chaîne pyrénéenne (fig. 31). A l'ouest de la Garonne, un alignement de *trois dômes successifs* (C, D, E) suivant un même axe anticlinal de Crétacé supérieur superposé en profondeur à un pli de terrains nord-pyrénéens plus compliqué (fig. 32), qui traduit la superposition du plissement nummulitique à celui de la phase anté-cénomaniennne, débute à *Saint-Marcet*, passe à *Proupiary* et se termine à *Saint-Martory*, où il est affecté

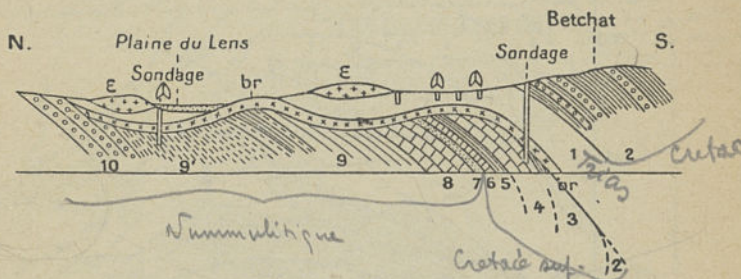


FIG. 33. — Coupe du chevauchement pré-pyrénéen du Trias au nord de Betchat, sur le Crétacé supérieur et le Nummulitique sous-pyrénéens renversés.

1, Trias avec gypse (fer de lance) et ophite (ϵ); 2, Cénomanienn, formé de schiste avec conglomérats et brèches de roches paléozoïques; 3, Marnes sénoniennes; 4, Calcaire nankin (Maestrichtien); 5, Marnes d'Auzas (Maestrichtien supérieur); 6, Calcaire danien; 7, Garumnien supérieur (Montien); 8, Calcaire à Millolites; 9, Marnes nummulitiques; 9', Marnes sableuses et grès de Furnes; 10, Poudingue de Palassou; br, Brèche tectonique de la base du chevauchement, renfermant des blocs de toutes tailles de roches paléozoïques diverses (granulites, schistes métamorphiques, etc.)

de dislocations secondaires importantes. Au nord de cet anticlinal, dont le flanc nord se montre très redressé et même renversé en profondeur en ce qui regarde le noyau diapir (fig. 32), et après un synclinal de Nummulitique surgit le *brachyantoclinal d'Aurignac* (F), dont le noyau de flysch sénonien ne se montre que sur une faible étendue au travers du calcaire nankin, tandis qu'il s'étale largement dans les trois dômes de Saint-Marcet, de Proupiary et de Saint-Martory, plus profondément érodés; le dôme d'Aurignac, d'ailleurs affecté en plusieurs fractures, est en partie couvert par le Miocène aquitain, sous lequel semblent exister au nord d'autres accidents parallèles (G,...), comme j'en ai indiqué plus haut.

A l'est de la Garonne, les deux axes anticlinaux précédents sont relayés par un seul brachyantoclinal, celui de *Plagne*, qui montre

un renversement au nord très marqué du Crétacé terminal et du Nummulitique de son flanc septentrional et qui est relayé à son extrémité orientale par le *brachyantoclinal de Richou*, dont l'axe naît un peu au sud de celle-ci (fig. 31, H, I). Au sud de ces deux brachyantoclinaux successifs, vient le large synclinal de Nummulitique de Cassagne et Fabas, dont le bord méridional, vers Salies-du-Salat et Betchat, est fortement renversé au nord sous un chevauchement de Keuper gypsifère et salifère, accompagné d'ophite et reposant jusqu'au-dessus du poudingue de Palassou (fig. 33) par l'intermédiaire d'une mylonite principalement formée de roches paléozoïques (surtout de granulites et de schistes métamorphiques), jalonnant le front de la zone *cénomaniennne ou prépyrénéenne*.

Cette disposition se poursuit vers l'est très nettement jusqu'à la vallée de l'Arize, où le Nummulitique du synclinal de Cassagne se prolonge jusqu'au Mas d'Azil et, vers Camarade, est encore chevauché par une avancée très marquée du Cénomanienn. D'autre part, le Nummulitique du flanc nord de l'anticlinal de Plagne se prolonge, sans aucune discontinuité, par le chaînon rigide du Plantaurel, traversé par la vallée de l'Ariège à Saint-Jean-de-Verges et se poursuivant avec une parfaite régularité jusqu'au delà du nord de Lavelanet, où il forme le flanc nord de la très belle voûte anticlinale de Dreuilhe, qui est traversée par la vallée du Touyre et se suit plus à l'est jusqu'au col de Babourade. Cet anticlinal, qui est donc la prolongation évidente de celui de Richou, est bordé au sud, vers Lavelanet, par le synclinal nummulitique de Raissac, lequel est suivi au S par un anticlinal d'axe fortement plongeant à l'est (anticlinal de Péréille), qui s'ennoie avant la vallée du Touyre. Sur le long trajet entre le Mas d'Azil et Raissac, le synclinal nummulitique de Baulou et Loubières, à l'ouest de l'Ariège, semble bien jalonner la continuité primitive de celui de Cassagne-Fabas et de celui de Raissac, tandis que la voûte plongeante de Péréille paraît correspondre, dans la région des Petites-Pyrénées, au pli rompu et chevauchant qui marque le bord frontal de la zone *cénomaniennne ou pré-pyrénéenne*.

Plus à l'est, l'anticlinal de Dreuilhe se poursuit jusqu'au delà de la vallée de l'Aude, où il est affecté d'un certain nombre de cassures, dont les plus importantes sont orientées SW-NE, ainsi que cela se produit d'ailleurs en un certain nombre de points des Corbières Occidentales, avant de devenir la direction du chevauchement frontal nord-pyrénéen dans les Corbières Orientales. Puis, au-dessous du Crétacé supérieur transgressif apparaît directement le socle primaire un peu au nord de Rennes-les-Bains.

Ces terrains primaires, qui constituent une digitation, vers l'ouest, du *massif de Mouthoumet*, forment le noyau d'un anticlinal dissymétrique, dont le bord nord est marqué par un étirement ou même une disparition des couches de base de la couverture, débutant par le Turonien ou même seulement le Sénonien, redressées à la verticale ou légèrement renversées au nord. La digitation plus septentrionale des terrains primaires du massif de Mouthoumet, également dissymétrique, s'envoie de même sous la couverture de Crétacé (alors réduit à sa partie garumnienne terminale) et de Nummulitique à la traversée de l'Aude vers Alet; l'allure anticlinale de cette couverture, encore affectée de cassures SW-NE vers la traversée de l'Aude, se poursuit vers l'ouest au milieu du Nummulitique, jalonnée par le dôme de Labastide de Bousignac et Tréziers, au sud de Mirepoix.

Par contre, une petite digitation anticlinale, plus méridionale que les précédentes et qui ne montre le soubassement primaire que sur une faible surface, présente une couverture déjà plus complète par sa base, car elle admet du Trias salifère, du Jurassique et de l'Urgo-Aptien de la série nord-pyrénéenne, puis du Cénomanién, au-dessous des couches plus élevées du Crétacé supérieur sous-pyrénéen, par lesquelles débute la couverture dans les anticlinaux précédents.

En tout cas, le *massif de Mouthoumet* appartient tectoniquement à la zone sous-pyrénéenne de Crétacé supérieur. Mais celui-ci disparaît rapidement à l'est par une surélévation des axes des synclinaux en cette région orientale. Cette zone disparaît définitivement avec le changement de direction du chevauchement du front de la zone nord-pyrénéenne, qui, après avoir recouvert le bord sud de la zone sous-pyrénéenne au Pic de Bugarach, amène la nappe des Corbières Orientales, prolongation déviée au nord-est de la zone nord-pyrénéenne, à venir s'appliquer directement sur le massif de Mouthoumet ou des Corbières occidentales. Je rappellerai d'ailleurs que, dès le début du Nummulitique, la sédimentation avait abandonné cette extrémité orientale de l'ancien fossé sous-pyrénéen, comblée par les dépôts très détritiques et continentaux (faciès garumnién) de la fin du Crétacé, et s'était reportée au nord du massif de Mouthoumet, qui a donc dû subir une surélévation en même temps qu'il se séparait de la Montagne-Noire.

II) La zone cénomaniennne ou pré-pyrénéenne.

Dans ses publications, L. Carez a depuis longtemps mis en évidence l'individualité tectonique de cette zone, séparée par des contacts anormaux (qu'il a considérés à tort comme des failles), aussi bien de la zone sous-pyrénéenne que de celle qui vient au sud, c'est-à-dire de la zone nord-pyrénéenne. Elle se présente d'ailleurs, entre ces deux zones, avec des caractères mixtes, traduisant un état de dislocation déjà bien plus marqué que celui de la zone sous-pyrénéenne et devant la faire rapporter plutôt à la zone nord-pyrénéenne, comme le montre la nature du contact anormal qui la délimite de la première, et qui, comme à Betchat (fig. 33), est un chevauchement assez important vers le nord en bien des points où sa véritable nature peut être reconnue avec certitude. Par contre, au point de vue stratigraphique, cette zone doit plutôt se rattacher à la zone sous-pyrénéenne en raison de l'indépendance habituelle du Cénomanienn et des terrains secondaires nord-pyrénéens. En effet, si en certains points (à l'est de Quillan, par exemple), le Cénomanienn fait régulièrement suite à l'Albien de la série nord-pyrénéenne, en d'autres points sa transgression vers le sud sur la zone nord-pyrénéenne l'a amené à être directement transgressif jusque sur les terrains primaires, régulièrement surmonté par les couches plus récentes du Crétacé supérieur sous-pyrénéen.

Cette zone est particulièrement individualisée tectoniquement entre les vallées de l'Ariège et du Salat, où elle est séparée de la zone sous-pyrénéenne par un chevauchement continu depuis l'Ariège, par Camarade et Betchat (fig. 33), jusqu'à Salies-du-Salat. D'autre part s'y montre la superposition directe du Cénomanienn à la « cordillère » résultant du plissement anté-cénomanienn dont il a été question plus haut (p. 227), cette ride ayant joué lors de la phase nummulitique en produisant le chevauchement en question, qui marque le front pré-pyrénéen. Non seulement on y observe d'assez importants affleurements de terrains primaires variés ou de roches granitiques perçant au travers du Cénomanienn et ayant participé à son chevauchement frontal vers le nord, qui le sépare nettement de la zone sous-pyrénéenne ; mais aussi le Cénomanienn y renferme de nombreux bancs de

conglomérats essentiellement formés d'éléments de ces roches primaires (fig. 33). D'autre part, entre ces deux vallées la zone cénomaniennne est limitée vers le sud par un chevauchement continu du bord de la zone nord-pyrénéenne au-dessus d'elle, très net sur la rive droite du Salat, à Taurignan, puis à Montesquieu-Avantès, etc.

A l'ouest de la vallée du Salat, la zone cénomaniennne est souvent cachée, jusqu'au voisinage de Capvern, par l'épaisse formation néogène détritique aquitaine, et elle ne se montre que d'une façon discontinue sur cette longue distance. De Capvern et Mauvezin jusqu'à Ossun, suivant D. Schneegans et P. Michel, la ride anté-cénomaniennne, plus ou moins rajeunie par le plissement nummulitique, se suit de nouveau par un pli couché ou un chevauchement vers le nord sur la zone sous-pyrénéenne, en constituant un nouveau feston du front pré-pyrénéen. A partir du Gave de Pau et jusqu'à l'Atlantique, suivant une large zone crétacée, se développe un puissant complexe de flysch, dans lequel le Cénomanienn est suivi par les étages plus récents du Crétacé supérieur. La distinction tectonique entre les zones sous-pyrénéenne et pré-pyrénéenne y devient alors pratiquement impossible, d'autant que, dans cette portion la plus occidentale de la chaîne pyrénéenne, se rencontre une complication structurale tenant à une inversion dans le sens habituel des déplacements tangentiels superficiels, sur laquelle j'ai attiré l'attention depuis longtemps et qui a été signalée aussi par Pierre Viennot. J'ai attribué cette disposition à une « contre-poussée » au sud, due à un resserrement profond de cette portion de chaîne, sous laquelle a disparu la zone primaire axiale.

En sens contraire, à l'est de la vallée de l'Ariège, la zone cénomaniennne s'étrangle considérablement et même elle arrive à disparaître entre la zone sous-pyrénéenne et la zone nord-pyrénéenne. Plus loin vers l'est, dans la région de Quillan, son rôle tectonique se lie de plus en plus à celui de la zone nord-pyrénéenne, dont elle devient alors plutôt une simple division, d'autant que le Cénomanienn y fait suite à l'Albien et aux terrains secondaires nord-pyrénéens, comme il a été indiqué plus haut ; elle s'y termine, en tout cas, au pied du chevauchement nord-pyrénéen du Pic de Bugarach.

III) La zone nord-pyrénéenne.

La structure très compliquée de cette zone a donné lieu à beaucoup de controverses et elle a été interprétée successivement de façons très diverses, que je vais résumer aussi brièvement que possible. Ainsi que je l'ai indiqué plus haut, elle renferme, au milieu des couches secondaires, un assez grand nombre de massifs de terrains primaires plissés lors de la phase hercynienne, d'importance assez inégale. Parmi les plus importants, je citerai, en allant de l'ouest à l'est (1) : 1° le massif de *la Rhune* et celui du *Labourd* dans le pays basque, puis le petit massif d'*Igonce* un peu plus à l'est ; 2° celui de *la Barousse*, en majeure partie compris entre les vallées de la Neste et de la Garonne ; 3° le massif de *Milhas et d'Aspet*, puis celui de *Castillon*, entre la Garonne et le Salat ; 4° celui de *l'Arize* et celui des *Trois-Seigneurs*, disposés l'un en arrière de l'autre entre les vallées du Salat et de l'Ariège ; 5° celui du *Saint-Barthélemy* (fig. 34), prolongeant celui de l'Arize, à l'est de la vallée moyenne de l'Ariège et d'ailleurs longé par elle à peu de distance au sud entre Tarascon et Ax-les-Thermes ; 6° un petit massif s'étendant de Galinagues à Bessède, par *Rodome* et *Aunat*, entre les vallées du Rébenty et de l'Aude ; 7° le petit massif de *Salvezines*, traversé par la Boulzane et se prolongeant par le long massif de *l'Agly*, drainé par cette vallée entre Saint-Paul-de-Fenouillet et Estagel.

En outre, il existe d'autres affleurements de terrains primaires de moindre importance, parfois réduits à de simples lames discontinues et de peu d'étendue, s'intercalant au milieu des couches secondaires, lesquelles comprennent essentiellement, comme on le sait déjà, la série stratigraphique s'étendant du Permotrias à l'Albien. De plus, il existe une trainée discontinue d'affleurements isolés de Cénomaniens et de Crétacé supérieur, qui s'alignent : auprès d'Arbas, puis entre Oust et Massat, et enfin au voisinage de Rabat, auprès de Tarascon-sur-Ariège. J'admets volontiers, d'autre part, avec E. Raguin, qu'une partie, au moins, de la zone

(1) Ainsi que je l'ai indiqué précédemment, le massif de Mouthoumet, qui apparaît indiscutablement dans l'axe de plis sous-pyrénéens, appartient à la zone sous-pyrénéenne et non à celle dont il est ici question.

indiquée en Carbonifère dans la Bellongue, à l'ouest de Castillon, et sur l'âge de laquelle j'avais autrefois beaucoup hésité, appartient à ce flysch crétacé. Ces terrains crétacés post-albiens s'étendent ensuite à l'est de la vallée de l'Ariège, entre le massif du Saint-Barthélemy au sud et le chaînon du Pech de Foix (1) au nord, en une large bande ayant son centre vers Nalzen et venant se terminer en pointe vers Belesta, en juxtaposition avec le Nummulitique sous-pyrénéen qui fait suite à ce Crétacé supérieur, toutefois avec étirement du Garumnien intermédiaire sur une assez grande longueur.

D'autre part, il importe d'indiquer qu'au sud de cette zone nord-pyrénéenne, si complexe et dont une description, même très sommaire, ne pourra trouver place ici, *le bord nord de la zone axiale est séparé d'elle, sur une grande partie, au moins, de sa longueur, par une surface de contact anormal*, comme l'a aussi admis M. Casteras ; ce contact plonge *au sud* avec une inclinaison variable, mais le plus fréquemment voisine de 45°.

Les complications de cette structure avaient été autrefois expliquées par Magnan comme dues à des failles, parfois extrêmement rapprochées les unes des autres, quoique ayant produit des dénivellations très importantes et de sens contraire dans certains cas. C'est encore par une explication analogue que, tout en admettant l'existence de certains plis et même de chevauchements locaux, L. Carez a interprété les grands accidents séparant les diverses zones tectoniques, tandis que J. Roussel voyait surtout une série de rides parallèles et continues s'étendant d'une extrémité à l'autre de la chaîne, rides dont les emplacements et même les directions ont d'ailleurs été indiqués par lui de façon très différente, en certaines parties de la chaîne, au cours de ses publications successives.

Cependant, dès que j'eus abordé, en 1899, l'étude de la géologie pyrénéenne, je constatai que le bord sud de ceux des massifs

(1) Contrairement à une opinion qui a été soutenue par Ch. Jacob et M. Casteras, ce petit chaînon du Pech de Foix se termine à Pèrille et ne peut être considéré comme le prolongement de l'un des plis sous-pyrénéens de la couverture du massif de Mouthoumet, noyau des Corbières Occidentales ; la zone nord-pyrénéenne se prolonge, en contournant ces dernières à l'est, par les Corbières Orientales seules. D'autre part, ce petit chaînon, que j'ai autrefois considéré comme charrié sur la zone pré-pyrénéenne, se montre, en tout cas, *chevauchant en ses deux bords sur celle-ci*, vers le nord comme vers le sud.

hercyniens que j'avais examinés était constitué par des *gneiss plongeant au nord* sous les étages primaires plus récents, qui se montrent plissés au bord septentrional de ces massifs (fig. 34), tandis que le bord nord de la zone primaire axiale était constitué par les mêmes étages primaires supérieurs aussi plissés, d'où une imbrication évidente, dans laquelle s'intercale souvent une bande des terrains secondaires, plus ou moins métamorphiques. J'ai donc alors admis que ces massifs primaires, enracinés *in situ*, au milieu des terrains secondaires, chevauchent en leur bord sud sur la zone primaire axiale et sur des témoins synclinaux de couverture

N.

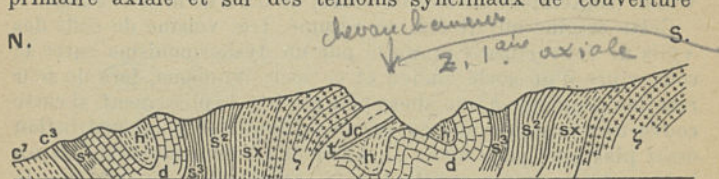


FIG. 34. — Coupe du massif du Saint-Barthélemy et du bord nord de la zone primaire axiale des Pyrénées de l'Ariège, dans mon hypothèse initiale d'un enracinement sur place et d'un simple chevauchement de premier en son bord sud sur la couverture du front de la zone axiale.

ζ, schistes cristallins et granite ; sx, schistes satinés ; s², schistes ardoisiers ordoviciens ; s³, schistes carburés (graphiteux) du Gothlandien ; d, Dévonien (calcschistes et calcaires) ; h, schistes carbonifères ; t, Trias ; Jc, calcaires jura-crétacés ; c², Cénomannen ; c³, Sénonien.

secondaire, pincés dans le contact. Mais, en raison de la difficulté d'interpréter et de coordonner divers faits de détail, j'avais, en 1907, abouti à une conception différente de la tectonique de la zone nord-pyrénéenne, dans laquelle je faisais intervenir un rôle important de *mouvements tangentiels dirigés vers le nord*, avec des contre-poussées vers le sud très accentuées dans la partie occidentale de la chaîne. J'ai alors admis que l'absence presque constante de couverture de terrains secondaires à la surface du socle primaire, suivant toute la largeur du bord septentrional de la zone axiale, ne serait pas due à ce qu'elle a été enlevée par érosion, mais proviendrait de ce qu'elle se serait décollée suivant la surface de discordance et de transgression post-hercynienne et qu'elle aurait été entraînée en avant de sa situation initiale. Elle se serait ainsi repliée par-dessus les terrains secondaires autochtones, restés *in situ* en avant du bord de la zone axiale et pouvant être retroussés en ce bord, en donnant un grand pli couché vers le nord qui a pu,

d'ailleurs, être surmonté ou accidenté d'un repli supérieur analogue. D'autre part, au cours du décollement de la couverture secondaire, des « copeaux » de terrains primaires avaient pu être localement arrachés de la surface du socle hercynien et entraînés à la base des couches secondaires, se logeant de préférence sous les plis secondaires anticlinaux de celles-ci (t. I, fig. 63). Enfin, le grand repli en question, en ce qui concerne en particulier la surface de chevauchement de la base des masses primaires, aurait pu prendre une disposition *plongeante vers le nord*, par une surélévation (contemporaine ou ultérieure) du bord de la zone axiale.

Cette origine aurait été, en résumé, très voisine de celle des « plis de couverture » produits par un dysharmonisme entre la couverture d'un socle ancien et ce socle lui-même, lors de leur réaction commune à une phase plus récente de plissement, si cette couverture présente une épaisseur suffisante et une constitution assez plastique pour avoir pu jouer et se déformer d'une façon indépendante de son substratum. Il est d'ailleurs inutile que je développe ici les différentes modalités de détail qui, suivant cette conception maintenant abandonnée (laquelle présentait d'ailleurs une analogie avec les processus de glissement et décollement devenus classiques), pouvaient expliquer l'apparition des divers massifs primaires en question.

Une interprétation toute différente fut ensuite exposée d'une façon sommaire par Ch. Jacob et développée, en ce qui concernait le versant nord des Pyrénées centrales et orientales, par M. Casteras. Les Pyrénées étant considérées par eux comme une chaîne de fond, la structure de toute la zone nord-pyrénéenne, y compris les relations de celle-ci avec la zone primaire axiale, résulterait, pour eux, d'un morcellement du socle hercynien en « blocs » ayant joué les uns par rapport aux autres suivant des dislocations subverticales et auxquels le revêtement de terrains secondaires nord-pyrénéens est resté intimement lié. Ce morcellement serait, par conséquent, postérieur au dépôt de ce revêtement et daterait, au plus tôt, de la phase anté-cénomaniennne de la tectonique pyrénéenne, sinon de celle du Nummulitique. En tout cas, cette tectonique résulterait essentiellement du jeu de ces dislocations du socle ancien et de leur répercussion sur la couverture de terrains secondaires, qui n'aurait eu ainsi qu'un rôle purement passif, suivant la conception des *chaînes de fond* (t. I, p. 331-333), dont la chaîne pyrénéenne serait un cas typique pour Ch. Jacob et M. Casteras.

Mais des témoins de cette couverture situés de part et d'autre

de la grande dislocation qui sépare le bord de la zone axiale et le bord contigu de la zone nord-pyrénéenne, qui auraient ainsi dû être primitivement en très proche continuité, reposent sur des terrains primaires d'âges très différents : sur les couches primaires les plus récentes au bord de la zone axiale et au contraire sur les plus anciennes au bord méridional de la zone nord-pyrénéenne. Si l'on adoptait la conception de mouvements subverticaux suivant cette ligne de dislocation, il en résulterait évidemment que le morcellement du socle existait déjà lors du dépôt de

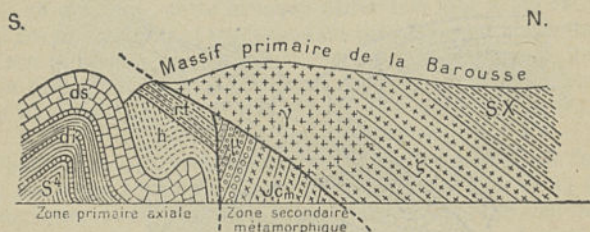


FIG. 35. — Chevauchement du bord sud du massif de la Barousse, dans le versant gauche de la vallée de la Pique à Cierp, au-dessus des terrains secondaires métamorphiques et du front de la zone axiale.

1° *Zone axiale.* — s^4 , Gothlandien ; ds , calcschistes du Dévonien inférieur ; ds , calcaires et marbre griotte du Dévonien supérieur ; h , schistes carbonifères, débutant par les lydiennes à phosphate noir ; rt , Permotrias discordant.

2° *Zone secondaire métamorphique.* — je_m , calcaire marmoréen (marbre de Saint-Béat) ; u , formation bréchoïde dite « magma de Cierp ».

3° *Massif de la Barousse.* — γ , granite ; ζ , gneiss et micaschistes ; sx , schistes satinés, cambro-siluriens.

la couverture secondaire discordante, c'est-à-dire qu'il serait *hercynien*, sous réserve des effets des mouvements ultérieurs, antécénomaniens et nummulitiques, qui auraient fait rejouer les dislocations antérieures. Mais cette conséquence n'a pas été envisagée par M. Casteras.

Par contre, cette différence d'âge très importante des terrains primaires situés de part et d'autre du contact anormal en question s'explique très facilement si l'on admet, comme je l'avais fait initialement, le chevauchement vers le sud du bord méridional des massifs hercyniens en question, par rapport au Primaire de la zone axiale (fig. 34). Ce chevauchement a d'ailleurs été démontré, au bord sud du massif Arize - Saint-Barthélemy, par l'enfoncement de la masse du gypse triasique exploitée à Arnave sous un toit presque horizontal du gneiss, ainsi que par un plon-

invoquée n'y existerait plus. Par contre, s'agissant de métamorphisme général, cela s'explique par le fait que la région intéressée correspondait seulement à la partie la plus profonde d'un géosynclinal partiel compris entre la zone axiale, formant la bordure sud du géosynclinal nord-pyrénéen, et un massif géanticlinal accidentant celui-ci et qui a pu surgir dès la phase anté-cénomaniennne. D'autre part, si les témoins de calcaires secondaires ayant subsisté au-dessus des terrains primaires plissés au bord de la zone axiale sont dépourvus du métamorphisme très marqué de ceux du synclinal en question, cette brusque différence (qui a été reconnue aussi par M. Casteras et traduite dans ses coupes par des notations différentes pour les couches jura-crétacées) s'explique facilement par la discontinuité de celles-ci qui provient du léger chevauchement habituel du bord de la zone axiale vers le nord (fig. 36).

Dans un récent mémoire sur *la structure géologique du versant nord des Pyrénées* (Bull. n° 204 du Service de la Carte géologique, 1940), où le lecteur pourra trouver des détails complémentaires, j'ai insisté sur la différence, à mon avis essentielle, de la signification du chevauchement vers le sud du bord méridional des massifs hercyniens et de cette imbrication du bord septentrional de la zone primaire axiale. Le premier est un *accident profondément enraciné, jusque dans le complexe des schistes cristallins ; il a dû être préparé lors de la phase hercynienne et a rejoué lors des phases pyrénéennes ultérieures, anté-cénomaniennne et nummulitique*. Par contre, la seconde n'est qu'un *accident assez superficiel, n'intéressant d'ailleurs guère que les couches primaires supérieures au bord de la zone primaire axiale (de même que le petit chevauchement du bord septentrional du massif du Saint-Barthélemy, indiqué sur la fig. 34) ; il ne date, au plus tôt, que de la phase anté-cénomaniennne et son sens de poussée, vers le nord, est conforme à la direction générale des déversements et chevauchements affectant les couches secondaires et nummulitiques de la zone nord-pyrénéenne, tandis que l'étude des accidents de la zone primaire axiale montre que ceux d'importance majeure y sont poussés vers le sud*.

Il faut ajouter, en ce qui regarde la tectonique de la zone nord-pyrénéenne, qu'outre les grands massifs hercyniens dont la genèse vient d'être discutée, on y rencontre en divers points (et cela aussi bien dans la région à l'ouest de la vallée de la Neste, où manquent

ces grands massifs) de *simples lames discontinues de terrains primaires* intercalées au milieu des terrains secondaires, dans lesquels elles peuvent sembler parfois régulièrement interstratifiées entre des couches qui se feraient suite stratigraphiquement si ces lames n'existaient pas, par exemple entre des calcaires urgoviens et des marnes albiennes. Il est naturellement évident, pourtant, que, lorsque cesse cette intercalation, leur superposition ne peut être considérée comme devenant brusquement normale. De tels accidents, qui s'expliquent facilement dans un régime d'imbrications par des chevauchements, seraient, au contraire, difficilement conciliables avec de simples dénivellations par des déplacements verticaux (ou presque) n'ayant laissé subsister, en cours de route, que juste une lame de schiste primaire ou de granite au milieu des couches crétacées, par exemple. Quant au style des « extrusions », soit de roches dures au milieu de plus tendres, soit inversement (surtout dans le cas du gypse « filonien »), il semble, lui aussi, plutôt attribuable, en général, à des compressions tangentielles qu'à des « jeux de socle » subverticaux.

De multiples arguments militent donc en faveur d'un rôle important, dans la zone nord-pyrénéenne, de *compressions tangentielles ayant fait suite à la condition géosynclinale de la sédimentation de l'Albien lors d'une première phase pyrénéenne anté-cénomaniennne, puis d'une seconde d'âge nummulitique*. Les modalités de leur action ont pu être variables, en rapport avec un dysharmonisme des terrains secondaires de la couverture sur le socle hercynien, avec des cas locaux d'entraînement de fragments de la surface de ce socle restés plus ou moins solidaires de leur revêtement, indépendamment du bombement géantoclinal de la couverture par les massifs hercyniens, s'étant produit par un rejou de leurs accidents structuraux de la phase hercynienne.

En ce qui regarde ces massifs hercyniens, le rôle et les relations tectoniques de ceux qui, après une assez longue interruption, repaissent dans la zone nord-pyrénéenne par le massif d'Igouze, puis au pays basque (massifs du Labourd et de la Rhune), de même que les détails de la structure de la partie occidentale de cette zone, ont été et restent encore très discutés au sujet du rôle possible de chevauchements ou de sous-chevauchements en sens contraire, ou inversement d'un rôle dominant de simples mouvements de surrection par des jeux de socle. Un exposé, même sommaire, de ces discussions sortant du cadre du présent ouvrage, je dois prier le lecteur qui cherchera à se faire une opinion à ce sujet

de se reporter à mon mémoire dont le titre vient d'être cité à la p. 245 et aux publications très récentes de P. Lamare et M. Casteras postérieures à ce mémoire.

IV) La zone primaire axiale et sa couverture sud-pyrénéenne.

Lorsque la zone primaire axiale disparaît, au pic d'Anie, sous une couverture de terrains secondaires, ceux-ci ne présentent pas la composition de la série nord-pyrénéenne, mais celle de la série qui s'étend au long du bord sud de la zone primaire axiale, c'est-à-dire de la *série sud-pyrénéenne*. Le long témoin de cette série conservé au-dessus des terrains primaires sur la rive gauche de la vallée supérieure du gave de Pau, du pic de Bazès à la crête dominant au nord le village d'Arcizan-Dessus, se trouve situé tout à proximité d'un contact anormal suivant lequel la série nord-pyrénéenne, à l'inverse de ce qui se passe plus à l'est, commence à contrechevaucher sur le bord de la zone axiale. Plus à l'ouest, au delà de la vallée d'Ossau, entre celle-ci et celle d'Aspe, dans le massif du pic de Bergon, un grand affleurement de Dinanien supporte, en des points très voisins, le témoin subhorizontal de la série nord-pyrénéenne du pic de Bergon et des témoins de Crétacé supérieur transgressif de la série sud-pyrénéenne, ceux-ci affectés, dans le pic Lorry, d'un *chevauchement au sud*. Le passage d'une série à l'autre se fait ainsi d'une façon très brusque, expliquée par P. Viennot et moi par un contact anormal et par M. Casteras par un décapage très important ayant précédé le dépôt transgressif du Crétacé supérieur discordant. D'autre part, de semblables chevauchements au sud ont affecté souvent la série sud-pyrénéenne, produisant plus à l'ouest, en particulier, le lambeau de recouvrement du pic de Lacoura, au sud de la vallée de Saint-Engrace et du massif d'Igouze.

J'ai d'ailleurs insisté depuis longtemps sur la corrélation entre les différences de composition et de style tectonique qui existent entre la zone nord-pyrénéenne et la couverture de la zone axiale. En ce qui concerne cette dernière et surtout en son bord méridional, sa couverture, comme dans le lambeau-témoin du pic de Bazès et dans celui d'Amélie-les-Bains, et à l'exception d'une faible épaisseur de Permo-Trias

qui manque même le plus souvent, est surtout formée de Crétacé supérieur transgressif et discordant, lequel débute habituellement seulement par des calcaires à Hippurites, turoniens ou sénoniens, reposant sur les terrains hercyniens (ou sur le granite aux Eaux Chaudes). Les conditions y étaient donc entièrement différentes de celles de la zone nord-pyrénéenne, *principalement à l'égard de la phase tectonique antécénomaniennne*. Si celle-ci, postérieure au dépôt de la série secondaire nord-pyrénéenne se terminant par la puissante

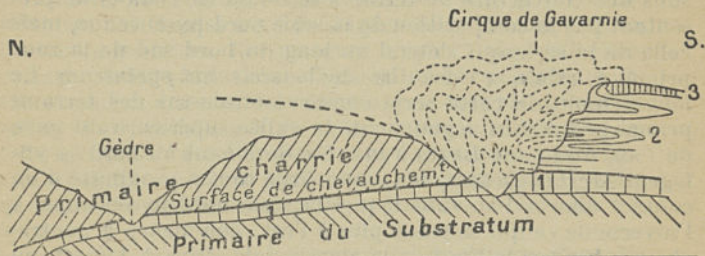


Fig. 37. — Coupe schématique du chevauchement sud-pyrénéen de Gavarnie.

1, calcaire à Hippurites, en général directement superposé au Primaire du substratum, mais parfois avec un peu de grès permo-triasique à sa base ; 2, flysch du Crétacé terminal, accumulé en avant du front de la masse charriée en multiples replis, très visibles dans la paroi du cirque de Gavarnie ; 3, calcaire lutétien du Mont Perdu.

masse géosynclinale des schistes albiens, a pu jouer un rôle autonome important dans la production d'une ébauche de la tectonique de la zone nord-pyrénéenne, par contre cette phase n'a rencontré déjà, sur la majeure partie de l'emplacement de la zone primaire axiale, qu'une couverture très réduite, sinon absente et n'ayant pu réagir de façon indépendante de son substratum hercynien. Il a dû en résulter une réaccentuation de la tectonique propre à ce socle, qui a imprimé aussi son style à sa couverture lors des phases ultérieures, d'âge nummulitique.

En effet, les *chevauchements imbriqués au sud* qui affectent la couverture en question et dont les principaux sont celui des Eaux-Chaudes et celui de Gavarnie-Troumouze (fig. 37), sont profondément enracinés dans les terrains primaires et des accidents préexistants dans ces derniers ont joué certai-

nement un rôle très actif, peut-être même nécessaire, dans la production de ces écaillés. D'autre part, dans les terrains primaires eux-mêmes les mouvements plus récents paraissent avoir surtout accentué les anciens plis hercyniens, jusqu'à les transformer en plis-failles, lorsque la direction de ces plis anciens était voisine de celle qui devait normalement résulter des mouvements récents. Somme toute, cette conception, que je développais dès 1907 et qui, d'autre part, est celle à laquelle j'ai attribué récemment la genèse du chevauchement du bord sud des massifs nord-pyrénéens du Saint-Barthélemy, de l'Arize et autres analogues, pourrait sembler semblable à celle actuelle des « plis de fond », suivant laquelle la couverture n'a joué qu'un rôle passif en s'adaptant aux mouvements du socle ancien, si la citation d'Argand donnée à la page 331 du vol. I n'indiquait qu'« un pli de fond est un pli de moyen ou de grand rayon, incité dans un vieux bâti plissé, arasé et plus ou moins figé, indépendamment de tout rejeu individuel notable des anciens plis » et si, dans le cas présent, les mouvements ainsi produits par ce rejeu n'avaient entraîné d'importants déplacements tangentiels dans les accidents classiques des chevauchements des Eaux-Chaudes et de Gavarnie (fig. 36).

Un accident analogue, mais ne se montrant que dans le socle primaire, traverse la haute vallée de l'Ariège à Mérens et se prolonge vers l'est au moins jusqu'au Capcir, sinon plus loin dans la direction de Prades; ce chevauchement, bien que beaucoup moins accusé que dans les deux cas précédents, s'y fait encore *vers le sud*. D'ailleurs les plis des terrains primaires de la zone axiale présentent normalement un déversement vers le sud, sauf en son bord septentrional, où le régime nord-pyrénéen géosynclinal a dû déborder sur une certaine distance et où les terrains primaires supérieurs montrent des replis déversés au nord qui n'affectent pas le tréfonds cristallin et paraissent résulter d'une reprise pyrénéenne des plis hercyniens, dont les têtes anticlinales ont pu être ainsi déformées. C'est ce que montre, en particulier, dans le flanc gauche de la vallée de la Pique, l'anticlinal dont l'axe traverse la vallée à Cier-de-Luchon, présentant à la fois, pour les couches carbonifères et dévoniennes, un pli couché au sud et un repli moins marqué au nord, tandis que sous le Gothlandien le noyau ordovicien reste droit.

La structure du petit *bassin d'Amélie-les-Bains*, où se rencontre le Trias, suivi de Rhétien, mais directement recouverts par le Crétacé supérieur à Hippurites, montre une disposition intéressante à cet égard. Les plis secondaires de ce bassin, affectant les couches qui viennent d'être indiquées, y sont orientés sensiblement WNW-ESE, comme les plis hercyniens des terrains primaires du voisinage ; mais une ligne de contact anormal orientée tout différemment, de l'WSW à l'ENE, limite brusquement au sud et coupe en biseau les couches secondaires, correspondant à un *chevauchement vers le nord* des terrains primaires sur les couches secondaires. On rencontre donc là *une surface de chevauchement entièrement indépendante, par sa direction, de la structure hercynienne du socle* et différente du régime des chevauchements au sud qui se développent de plus en plus vers la partie occidentale française (1) de la chaîne pyrénéenne, tandis que son tracé suit à distance le changement d'orientation des lignes directrices nord-pyrénéennes dont il va être question.

V) Prolongation de la chaîne pyrénéenne vers l'est.

Cette direction nouvelle d'un accident dû à la tectonique nummulitique (puisqu'il est postérieur au Crétacé supérieur), qui apparaît vers la terminaison orientale de la zone primaire axiale, est, en effet, d'accord avec une déviation très marquée de la chaîne pyrénéenne, qui allait rejoindre, ainsi que nous le savons déjà, la région provençale, en contournant à l'est le massif sous-pyrénéen de Mouthoumet, par les *Corbières Orientales*. Celles-ci constituent la prolongation directe de la zone nord-pyrénéenne, avec le même régime de chevauchements dans des couches secondaires se terminant toujours avec l'Albien, chevauchements dirigés maintenant vers le NW ou même l'ouest, c'est-à-dire vers l'avant-pays constitué par le massif de Mouthoumet et par la prolongation souterraine du même socle primaire vers la Montagne-Noire.

(1) Je ne puis indiquer ici, même très sommairement, les controverses auxquelles a donné lieu la tectonique du versant espagnol entre divers auteurs.

L. Barrabé a montré l'importance de ces chevauchements au nord-est du massif de Mouthoumet, dans la chaîne de Fontfroide et jusqu'auprès de Narbonne. A l'extrémité sud de la chaîne de Fontfroide, il a reconnu l'existence d'affleurements paléozoïques (dolomie dévonienne et Gothlandien) appartenant à la nappe des Corbières Orientales et accentuant l'importance du contact anormal de sa base sur l'avant-pays formé de Crétacé et de Tertiaire. Le bassin éocène du Minervois est vraisemblablement limité au sud par un important chevauchement qui raccorde le précédent à celui qui borde à l'ouest le chaînon de Saint-Chinian, où existent des imbrications de la bordure secondaire contre le massif ancien de la Montagne-Noire, intéressant même les terrains primaires eux-mêmes sur leur bordure, au nord de Fouzilhon et de Gabian (fig. 19 et pl. IV). Ces accidents, de même que le plissement du bassin éocène, datent de la phase orogénique pyrénéenne de la fin de l'Eocène.

De semblables accidents frontaux se poursuivent vers le NE le long de la montagne de la Seranne et jusqu'au bassin houiller d'Alès, même encore au delà, témoignant toujours du fait qu'à la suite du massif de Mouthoumet, la Montagne-Noire et les Cévennes méridionales ont constitué l'avant-pays de la prolongation orientale de la chaîne pyrénéenne, déviée ainsi suivant une direction SW-NE et venant buter et s'écraser là contre des massifs résistants. Entre les deux butoirs de la Montagne-Noire (fig. 19) et des Cévennes méridionales, qui ont été déplacés l'un par rapport à l'autre (p. 120), la dépression du causse du Larzac a offert une moindre résistance.

Dans la région montpelliéraine, les trois plis du pic Saint-Loup, de Montpellier et de la Gardiolé, orientés WSW-ENE et déversés ou même couchés au nord (celui du pic Saint-Loup a montré, par un forage récent, un chevauchement de son flanc supérieur sur son flanc nord redressé à la verticale), s'associent à des fractures presque verticales ou fortement plongeantes au SSE, disposées en escalier des Cévennes à la Méditerranée. Les plis, ébauchés au Crétacé supérieur, se sont surtout accusés au milieu de l'Eocène, tandis que les failles ont surtout joué à la fin de l'Oligocène, puis plus tardivement.

Il est d'ailleurs intéressant de constater que cette nouvelle direction tectonique des phases orogéniques récentes peut correspondre encore à une disposition antérieure. Manifestement, la nouvelle direction SW-NE est approximative-

ment la *direction hercynienne varisque*, qui domine dans tout l'Est du sous-sol français et, en particulier, du Massif Central (fig. 18). Or, si les plis hercyniens montrent encore dans la partie tout à fait orientale des Pyrénées, comme sur toute la longueur de la chaîne, une direction générale armoricaine, s'infléchissant même fortement au SE dans le chaînon terminal des Albères, il n'en est pas de même dans le massif de Mouthoumet, où au contraire se rencontre nettement une direction varisque pour les plis des couches primaires. D'autre part, j'ai indiqué depuis longtemps que dans la haute vallée de l'Aiguette, affluent de l'Aude au sud d'Axat, des anomalies varisques, mises en évidence nettement par des bandes de calcaire dévonien ayant résisté à la digestion d'une grande masse de granite post-hercynien, dont il a été question plus haut (p. 210-211), viennent troubler localement la direction généralement armoricaine des plis hercyniens. C'est d'ailleurs là, à ma connaissance, la terminaison du faisceau varisque sur le sol français. En tout cas, on peut s'expliquer facilement ainsi la brusque déviation vers le NE de la chaîne pyrénéenne par la répercussion de la direction varisque du plissement hercynien, qui va maintenant dominer dans les régions du Sud-Est.

Le détail du raccordement des Corbières orientales et des chaînons provençaux est malheureusement masqué par le développement des dépôts néogènes qui, depuis le Roussillon jusqu'à la vallée du Rhône, se sont largement étendus au travers de cette continuité, ainsi que je l'ai indiqué sommairement dans la première partie du présent ouvrage (I, fig. 30, p. 183).

IV. — LE SUD-EST DE LA FRANCE

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA RÉGION DU SUD-EST

Le Sud-Est de la France présente des complications structurales encore plus grandes que les régions précédemment décrites, traduites par des orientations très variées des

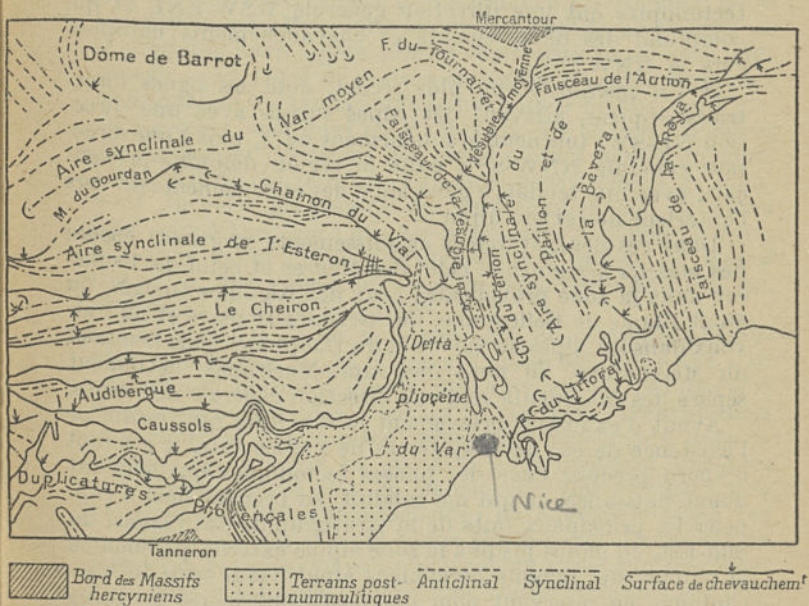


FIG. 38. — Esquisse des lignes tectoniques dans la partie centrale des Alpes-Maritimes.

lignes directrices, qui forment au premier abord un véritable chaos, surtout dans les Alpes-Maritimes, où leur tracé est resté pendant longtemps à peu près indéchiffable. Une explication ne peut en être tentée que par la distinction de

deux systèmes tectoniques, d'orientations générales différentes et d'âges nettement distincts, bien que tous deux datent principalement de l'ère tertiaire; bien individualisés en d'autres régions voisines, ils ont superposé leurs effets dans la région très compliquée des Alpes-Maritimes (fig. 38) et en ses abords.

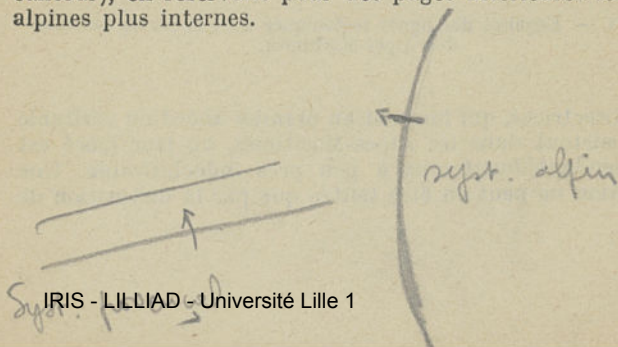
Ces deux systèmes tectoniques, très apparents au simple examen de la carte géologique (Pl. VII), sont les suivants :

1° Un système provençal (ou, plus exactement, pyrénéo-provençal) longeant le littoral méditerranéen, dont les lignes tectoniques ont une direction générale WSW-ENE et qui comprend des déversements et chevauchements habituels vers le NNW;

2° Un système alpin, plus récent, dont les lignes directrices arquées, arrivant des Alpes suisses avec une direction NE-SW, tournent graduellement au S, puis à une direction générale NNW-SSE dans la région delphino-provençale, avec une tendance générale à des chevauchements vers l'extérieur de cet arc alpin.

Dans ces deux systèmes de plissements surgissent encore des massifs hercyniens : celui des Maures et celui de Tanne-ron dans la zone provençale ; ceux des Aiguilles Rouges, du Mont Blanc, de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux dans les Alpes de Savoie et du Dauphiné ; puis le massif du Mercantour, au nord des Alpes-Maritimes, nettement séparé des précédents et d'une direction générale différente.

Avant d'examiner brièvement la structure qui résulte de l'existence de ces deux systèmes de plissements, il me faut d'abord préciser l'âge des phases tectoniques qui leur ont donné naissance, ce qui me conduit, en premier lieu, à rappeler les principaux faits de la stratigraphie des régions du Sud-Est, du moins jusqu'à la zone alpine externe qui englobe la plupart des massifs hercyniens alpins (sauf celui du Mercantour), en réservant pour des pages ultérieures les zones alpines plus internes.



A) LA SÉRIE SÉDIMENTAIRE
DANS LES RÉGIONS PROVENÇALE ET RHODANIENNE
ET DANS LA ZONE ALPINE EXTERNE

I) La série anté-cénomaniennne.

Nous ne pouvons remonter, dans l'histoire des périodes géologiques anciennes, au delà du plissement hercynien. Les terrains antérieurs à la discordance du Houiller ne se présentent, en effet, dans les divers massifs hercyniens de la première zone alpine comme dans ceux de la zone provençale, qu'à l'état de *schistes cristallins* ou, tout au moins, suffisamment métamorphiques pour qu'il ait été vain jusqu'à présent, sauf dans les Maures (1), d'y chercher d'autres distinctions et précisions que celles d'ordre pétrographique. L'âge réel de ces terrains reste ainsi généralement inconnu, ainsi que celui des granites qui les accompagnent, et l'on ne peut faire à leur égard que des hypothèses analogues à celles que nous avons citées précédemment à propos du Massif Central et des Vosges, au sujet du métamorphisme général, vraisemblablement hercynien.

Une première phase, anté-houillère, du plissement hercynien (dénommée par M. Lugeon « phase ségalaunienne » en Savoie) est marquée par la discordance, sur ces terrains métamorphiques, des couches houillères (**Westphalien supérieur et Stéphalien**) pincées en synclinaux dans la plupart des massifs en question et constituant quelques témoins jusque sur celui du Mercantour. Une seconde phase hercynienne (dite « allobrogiennne » en Savoie) a plissé ces couches houillères et a été suivie par le dépôt discordant de **Permien** de faciès « verrucano », formé de grès et schistes rouges analogues à ceux de Lodève. Ces couches permiennes présentent une épaisseur considérable dans le nord des Alpes-

(1) H. Schöeller a signalé, en 1938, au Mont Fenouillat, à Hyères, une faune de graptolites, donnant l'impression d'un âge gothlandien, dans un niveau supérieur et peu métamorphique des quartzites feuilletés de Giens et Porquerolles et des phyllades d'Hyères, formant le sommet d'une série de quartzites et phyllades, qui succèdent aux amphibolites de Collobrières, avec micaschistes et gneiss de la mésozone de métamorphisme, reposant eux-mêmes sur les paragneiss de Bormes.

Maritimes, avec une certaine transgressivité des schistes rouges sur des grès arkosiens situés à leur base en bordure du massif du Mercantour. Il existe une épaisseur de plus de 1.000 mètres de schistes rouges très homogènes dans le magnifique « dôme de Barrot », situé entre les vallées supérieures de la Tinée et du Var et traversé, par celui-ci et par le Cians, dans des gorges très imposantes.

Mais on ne retrouve plus de Permien, au sud, qu'en bordure du massif des Maures, dans la dépression de Cuers et du Bas Argens, et entre ce massif et celui de Tanneron, dans le synclinal de l'Estérel. Le Permien inférieur, directement transgressif sur les schistes cristallins du massif de Tanneron, qui est traversé par le synclinal houiller du Reyran, de direction SSW-NNE, renferme des restes végétaux à Théoule et il a été accompagné par de nombreuses éruptions de porphyres rouges et pyromérides intercalées, qui se suivent depuis la belle table porphyrique de la Colle du Rouet et du Défens jusqu'aux grandes masses de l'Estérel. Au-dessus, dans l'axe du synclinal, vient la très épaisse série des schistes et grès rouges du Permien supérieur du bassin inférieur de l'Argens et de la dépression de Cuers, à laquelle font suite en concordance les grès du Trias inférieur. Entre ces deux régions des Alpes-Maritimes, il a dû subsister une région émergée, comme le montre l'absence du Permien dès le bord nord du massif de Tanneron au-dessous du Trias transgressif sur celui-ci. D'autre part, on ne possède aucune donnée pour la région rhodanienne sur l'extension du Permien.

Le Trias est souvent transgressif sur les massifs hercyniens alpins, de même que sur le bord oriental du Massif Central. Des fossiles de la Lettenkohle (sommets du Muschelkalk) ont été rencontrés dans l'Ardèche encore dans les grès triasiques, sans que le faciès du Muschelkalk s'y intercale entre ceux-ci et le Keuper. Par contre, dans les Alpes Maritimes et la Provence, le Trias se présente sous le faciès classique extra-alpin ou germanique, avec du Muschelkalk typique, toutefois avec une différence importante tenant à la réduction des argiles bariolées dans le Keuper et au développement inverse de dolomies cavernieuses ou *cargneules*, d'ailleurs accompagnées de masses puissantes de gypse.

Le **Trias inférieur** est constitué d'abord par des quartzites, avec des conglomérats de galets de quartz blancs à leur base et même intercalés dans leur masse, qui forment une corniche très apparente au-dessus des schistes rouges permien ; puis viennent des grès bigarrés, fins et très feuilletés, peu épais.

Le **Trias moyen** est représenté par des dolomies inférieures, parfois avec gypse, puis par les calcaires typiques du Muschelkalk, avec leur faune caractéristique en quelques localités (*Ceratites nodosus*, *Cænothyris vulgaris*, Encrines, etc...). Il renferme toutefois des Dactylopoelles sur la frontière italienne, au col du Fer, sur l'axe du massif du Mercantour, marquant ainsi un passage au faciès alpin de la zone plus interne du Briançonnais.

Le **Trias supérieur** comprend des cargneules jaunes, avec un grand développement de gypse en de nombreuses localités des Alpes-Maritimes et jusque dans la ville même de Nice. L'épaisseur du Trias est beaucoup plus réduite au bord des massifs cristallins dauphinois.

Au-dessus du Trias se montre l'épaisse série du **Jurassique** et du **Crétacé**, qui constitue la presque totalité des terrains géologiques affleurant dans les régions subalpine et delphino-provençale (Pl. VII). Elle y présente d'ailleurs, suivant ces régions, de très intéressantes variations de faciès, qui vont être sommairement résumées ainsi qu'il suit.

Le **Rhétien** est formé de marnes verdâtres alternant avec des plaquettes calcaires à *Avicula contorta*. Des lits charbonneux s'y rencontrent en de nombreuses localités de la partie provençale des Alpes-Maritimes (vers Toudon et Ascros, ancienne mine de Vescagne, Le Bar, sud d'Aspremont, environs de la Turbie, etc.) à sa base, indiquant la proximité de terres émergées ; il se montre d'ailleurs en régression par rapport au Trias supérieur dans le nord des Alpes-Maritimes, sur le bord du massif du Mercantour. Toutefois il accompagne en général fidèlement le Trias supérieur dans les régions provençales, où il constitue un niveau aquifère classique, uni avec l'Hettangien en un complexe d'**Infralias**.

L'**Hettangien** est représenté par des dolomies grisâtres à division prismatique très caractéristique, pouvant s'accompagner de cargneules, dans le sud des Alpes-Maritimes et dans les régions provençales proprement dites.

Au **Lias** correspond une différenciation très nette du géosynclinal dauphinois et des régions provençales, ces dernières étant

souvent dépourvues de Lias ou celui-ci y étant réduit à ses termes supérieurs, représentés par des calcaires très siliceux analogues à ceux du Bajocien. Le faciès dauphinois, gris foncé ou presque noir, bien développé dans les régions subalpines et que nous savons se poursuivre jusqu'aux Causses, où il se montre encore avec une épaisseur et un faciès comparables, se prolonge dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, constitué par des calcaires à *Gryphæa arcuata*, suivis d'une grande épaisseur de calcaires marneux, à *Cancellophycus*. Le faciès briançonnais de la « brèche du Télégraphe » se rencontre toutefois déjà, çà et là, dans la haute Tinée, au voisinage du massif du Mercantour.

Au **Dogger (Bajocien et Bathonien)** s'est continué le faciès calcaréo-vaseux noirâtre très épais et riche en Ammonites (dont de nombreux *Phylloceras*) jusque dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes. Mais il montre déjà une grande réduction d'épaisseur et un faciès franchement calcaire, même avec des brèches et des lacunes, c'est-à-dire des affinités briançonnaises, au voisinage de la partie occidentale du massif du Mercantour, dans la vallée supérieure de la Tinée (1). Vers le sud, il passe aussi à un faciès calcaire moins épais dans la chaîne du Mont Vial, mais formant alors transition au faciès provençal, très néritique et clair, de calcaires à silex, dolomies et calcaires zoogènes, qui se rencontrent plus au sud, directement superposés à l'Hettangien. Vers l'est, le faciès alpin, qui peut se suivre au travers des vallées inférieures de la Tinée et de la Vésubie jusqu'auprès de Levens, ne dépasse guère cette dernière; à l'est d'une bande de Trias jalonnée par le cours moyen de la Vésubie, que nous retrouverons au point de vue tectonique sous le nom d'*éperon triasique de la Vésubie moyenne*, et de son prolongement vers le sud, les faciès alpins du Jurassique et du Crétacé inférieur passent très rapidement à d'autres, semblables aux faciès provençaux et débutant aussi par du Jurassique moyen, sans Lias. La terminaison du géosynclinal dauphinois est donc nettement encadrée dans les Alpes-Maritimes par la jonction de faciès néritiques provençaux, au sud, et sub-briançonnais, à l'est, très analogues.

Cette distribution des faciès s'est poursuivie jusqu'à la fin du Jurassique. Si, en effet, le *faciès dauphinois* est encore représenté dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes par une énorme

(1) Cependant, à la source même de la Tinée, de même qu'au col du Pas de la Cavale et dans le vallon supérieur du Lauzanier, le Jurassique et le Crétacé inférieur ont encore un faciès franchement dauphinois.

épaisseur de marnes noires argileuses du **Callovien** et surtout de l'**Oxfordien**, ayant plus de 600 mètres de puissance et suivies par des calcaires noirs du Jurassique supérieur (**Malm**) formant une haute corniche au-dessus d'elles, l'épaisseur de ces marnes est déjà considérablement réduite au bord sud du dôme à noyau permien de Barrot. Dans le chaînon du Gourdan, puis dans celui du Vial, au sud de la vallée moyenne du Var, on passe graduellement au *faciès provençal*, développé dans tout le sud et l'est des Alpes-Maritimes, jusqu'à l'extrémité orientale du massif du Mercantour, et essentiellement formé de calcaires, souvent zoogènes, et de dolomies, de teinte très claire et même blancs au sommet ; les sédiments argileux n'y jouent qu'un rôle insignifiant, sauf un peu à l'Argovien. En outre, sur l'axe même du dôme à noyau permien de Barrot, des calcaires clairs à Polypiers du Jurassique supérieur y indiquent que ce grand dôme, sur le rôle duquel je reviendrai plus loin, avait été déjà en voie de surrection à la fin du Jurassique.

En ces deux régions, bien que de faciès différents, ainsi que dans toute la zone rhodanienne, aux derniers dépôts jurassiques succèdent en concordance les premières couches du Crétacé (1). Le **Crétacé inférieur**, du Néocomien à l'Albien, est encore représenté dans toute la région subalpine par une puissante série marno-calcaire de teinte foncée et à Ammonites, se terminant par d'épaisses marnes noires aptiennes et albiennes, rappelant celles de l'Oxfordien ; ce faciès de la « fosse vocontienne » se poursuit aussi dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, jusqu'à la vallée de la Vésubie vers l'est et à la montagne du Cheiron au sud. Mais on constate, dans le sud et l'est des Alpes-Maritimes, une extrême diminution de l'épaisseur du Crétacé inférieur, souvent réduit à quelques mètres seulement de couches glauconieuses et avec débris de Bélemnites, comportant des lacunes stratigraphiques, ou même sa disparition complète entre le Jurassique supérieur et le Cénomaniens, mais sans discordance, au voisinage de Vence.

(1) Cependant M. Gignoux et L. Moret ont indiqué que la limite du Jurassique et du Crétacé est marquée dans les Bouches-du-Rhône, le Var et le sud-est des Alpes-Maritimes, par des marnes vertes ou noires alternant avec un calcaire concrétionné à Foraminifères et nombreux restes de *Charas*, qui indiquent un *faciès lagunaire* « *purbeckien* », sur lequel repose en transgression de l'Hauteriviens-Barrémien grés-glauconieux, débutant par une oolite ferrugineuse, au lieu du passage classique et continu par des couches de Berrias et le Valanginien, qui a lieu dans la région rhodanienne.

Il faut ajouter que le faciès de bordure **urgonien**, qui s'étend depuis le Jura, par la Savoie, la Chartreuse, le Vercors, l'Ar-dèche, le Gard, les Bouches-du-Rhône, et jusque dans une partie du département du Var, n'a pas atteint les Alpes-Maritimes.

II) Le Crétacé supérieur du géosynclinal alpin.

Au début du Cénomaniens, la phase orogénique qui a produit l'ébauche des Pyrénées s'est traduite dans le Sud-Est par l'émergence d'un « isthme durancien » s'appuyant sur les Maures et ayant amené la séparation, plus ou moins complète, de deux régions qui ont eu une sédimentation tout à fait différente pendant le **Crétacé supérieur**. Dans le *géosynclinal alpin*, qui n'occupait plus toute la largeur du géosynclinal dauphinois antérieur, mais qui, à l'inverse, s'est prolongé plus loin, jusqu'à Nice et dans tout l'est des Alpes-Maritimes, le Crétacé supérieur est constitué par une très grande épaisseur de dépôts marins, principalement argilo-marneux (Cénomaniens très marneux, Turonien plus calcaire et Sénonien de nouveau plus argileux). Cette sédimentation géosynclinale s'est d'ailleurs *arrêtée avant le Danien par une première phase de surrection et d'ébauche des plissements alpins* (dans le Dévoluy, ces plissements préliminaires se sont même produits avant le Sénonien). Dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, le Crétacé supérieur existe bien encore, mais constitué par des marno-calcaires de teinte plus claire, parmi lesquels le Cénomaniens, abondant en Ostracés (*Exogyra columba*), est surtout développé et souvent même existe seul.

III) Le Crétacé supérieur et l'Eocène lagunaires et lacustres en Provence et dans la région rhodanienne.

Dans les régions plus occidentales de la Provence, à l'ouest de l'ancien isthme durancien, ne se rencontre plus qu'un faciès tout à fait différent, et souvent le Crétacé supérieur ne montre que ses termes les plus élevés, reposant même directement sur les calcaires et dolomies jurassiques, avec intercalation fréquente de *bauxite* à la base. A cette époque, le régime du fossé sous-pyrénéen a atteint la Provence et se prolongeait dans un *fossé rhodanien* longeant le bord orien-

tal du Massif Central. Le Crétacé supérieur y est constitué par des dépôts souvent très détritiques, renfermant à divers niveaux des calcaires à Rudistes (Caprines, puis Hippurites), des couches lagunaires à mollusques saumâtres et des dépôts de lignites, qui s'échelonnent dans le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien du Gard, de Vaucluse et des Bouches-du-Rhône, où ils constituent surtout l'important gisement du bassin de Fuveau. Ces formations se terminent par des dépôts nettement continentaux débordant sur l'Eocène et prolongeant le faciès garumnien du fossé sous-pyrénéen.

Ceux-ci comprennent d'abord le calcaire de Rognac, à mollusques terrestres, puis les argiles rutilantes de Vitrolles, à ossements de Dinosauriens. Ces couches sont directement superposées au Jurassique dans le centre et le nord-ouest du département du Var (au nord et à l'est de Brignoles, vers Barjols, Tavernes, Salernes, Aups, Lorgues, etc.), où elles montrent fréquemment à leur base une importante couche de bauxite, tandis qu'au sud-ouest de Brignoles, la série crétacée débute par un calcaire à Hippurites, à la base duquel se rencontre alors la bauxite. Conformément à ce qui a eu lieu dans le fossé sous-pyrénéen et à l'inverse de ce qui se produit pour le géosynclinal alpin, où les premières couches nummulitiques sont marines et d'âge lutétien, la sédimentation n'a pas subi d'interruption dans la région rhodano-provençale entre le Crétacé terminal et le début du Tertiaire, mais toujours par un faciès continental ou garumnien.

L'Eocène inférieur s'y présente, en effet, à l'état d'argiles et sables rutilants qui, bien développés dans le fossé rhodanien, les Bouches-du-Rhône et le Var, se trouvent localement dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, dans la région au sud de Vence. Dans la zone rhodanienne, sur la bordure orientale du Massif Central, les sables et argiles bigarrés proviennent de la destruction des roches cristallines de ce massif et aussi de celles des massifs hercyniens de la première zone alpine (Pelvoux, Belledonne). Ils se sont étendus aussi, en effet, sur les chaînons subalpins depuis la Provence jusqu'en Suisse et leurs lambeaux se rencontrent très développés dans la vallée de la Durance, dans le bassin d'Apt, sur le flanc est du Ventoux et dans la Drôme ; certains témoins très petits sont pincés jusque dans les plis du Vercors, de la Chartreuse et de la Savoie, ne formant plus que des sortes de poches dans le calcaire urgonien (on y a trouvé une mâchoire d'un *Lophiodon* du Sparnacien).

Ensuite se sont formés des calcaires lacustres d'âge **lutétien**, à *Planorbis pseudorolundatus* et *Bulimus Hopei*, puis à *Planorbis pseudoammonius* et *Limnea Michelini*, qui sont conservés en lambeaux discontinus dans les Bouches-du-Rhône, le Gard, Vaucluse, la Drôme et jusqu'au Mont d'Or lyonnais (Lissieu) ; souvent meuliérisés, ils sont connus aussi dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, auprès de Vence, et dans le sud-est des Basses-Alpes, vers Castellane, ainsi que dans les environs de Montpellier, les calcaires lutétiens marins sous-pyrénéens n'arrivant qu'à l'ouest de Bédarieux.

Dans toute la région rhodano-provençale, *une première phase tertiaire de plissement* s'est produite entre le dépôt de ces calcaires et celui de la formation dite « *groupe d'Aix* », discordante jusque sur les terrains secondaires ravinés et qui débute d'ailleurs avec une faune encore lutétienne, démontrant que *ce premier plissement pyrénéo-provençal s'est produit pendant le Lutétien*, de même que la première phase orogénique tertiaire des Pyrénées. Les dépôts lagunaires du **groupe d'Aix**, avec gypse et lignites, se sont poursuivis pendant tout l'*Oligocène*, en une série de bassins ayant pu communiquer entre eux (Alès, Apt, Manosque, Forcalquier, Crest, le Royans, jusqu'en Bresse), montrant cependant des différences locales entre leurs dépôts.

Pendant que se déposait cette formation sub-continentale, certains des plis provençaux antérieurement formés lors du Lutétien ont dû s'accroître, car des conglomérats locaux s'intercalent, en leur voisinage, à la base et à divers niveaux du groupe d'Aix. Ces mouvements ont été corrélatifs de ceux que nous verrons plus loin s'être produits, avec beaucoup plus d'intensité, *entre l'Eocène et l'Oligocène* dans les Alpes-Maritimes, où ils ont constitué la *phase provençale majeure* du plissement, et aussi en Basse-Provence, comme en témoignent les poudingues sannoisiens, transgressifs sur le Jurassique, qui forment la base de l'Oligocène du bassin de Bandol.

Au sud des Basses-Alpes, dans le bassin supérieur de l'Artuby et principalement vers La Roque-Esclapon, une série tertiaire d'eau douce se termine par des poudingues stampiens. Des poudingues semblant prolonger ceux-ci se poursuivent dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, où ils ont été pincés sous certains chevauchements de la tectonique provençale (de même que ceux de La Roque-Esclapon sous le Jurassique de la montagne de la

Cheins, terminaison de celle de l'Audibergue), ce qu'il faut noter que la phase terminale du plissement provençal s'est produite à la fin de l'Oligocène, donc contemporaine de l'achèvement du plissement dans les Pyrénées.

IV) Les Alpes Maritimes et la première zone alpine au Nummulitique.

Cette phase terminale provençale a été contemporaine de la première phase alpine de plissement dans les Alpes, qui y avait été toutefois précédée d'une phase préliminaire entre l'Eocène et l'Oligocène, ayant produit une surrection des massifs hercyniens, marquée par la succession de grès grossiers, provenant de leur destruction, aux marnes priaboniennes. Cette phase alpine, post-stampienne et anté-burdigalienne dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, a d'ailleurs été suivie, dans les Alpes, par d'autres phases orogéniques importantes, tandis que celles-ci n'ont eu, dans les régions provençales, que des répercussions locales et très limitées. Toutefois, dans les régions provençales du sud-ouest des Alpes-Maritimes et du centre varois, la phase orogénique de la fin de l'Oligocène a pu, tout en faisant rejouer les accidents provençaux antérieurs anté-oligocènes suivant leur direction propre WSW-ENE, produire des accidents nouveaux, ayant la direction NW-SE et le style propres aux dislocations alpines.

La région des Alpes-Maritimes est d'ailleurs aussi intéressante au point de vue stratigraphique qu'elle l'est tectoniquement par la superposition des effets des mouvements tertiaires des deux systèmes provençal et alpin. J'ai déjà indiqué qu'à la fin du Sénonien, il s'est produit une régression totale de la mer du géosynclinal alpin, accompagnée de plis préliminaires qui ont donné une ébauche du plissement alpin ultérieur. Un retour progressif de la mer nummulitique, parti du géosynclinal piémontais appartenant déjà à une zone alpine interne (t. I, fig. 28), s'y est produit, de même que sur une bonne partie de la zone alpine externe, à partir du milieu du Lutétien, époque à laquelle, au contraire, se produisait une première phase tertiaire du plissement pyrénéo-provençal.

Il s'est d'abord déposé, dans l'est des Alpes-Maritimes, un calcaire à *Nummulites perforatus*, fréquemment un peu gréseux, massif et formant corniche, qui repose souvent, par un poudingue de base très grossier, soit en général sur du Sénonien plus ou moins complet dans les parties axiales des synclinaux et alors en concordance apparente assez parfaite avec lui, soit en transgression sur des terrains plus anciens, jusqu'aux calcaires jurassiques, suivant l'axe d'anticlinaux érodés. Ce calcaire peut d'ailleurs se transformer en grès à Nummulites à proximité du massif du Mercantour, à l'Aution. L'âge de ce calcaire, formant la base de la série nummulitique transgressive, a été considéré par J. Boussac comme variable suivant les points et pouvant monter du **Lutétien** dans l'**Auverisien** en s'éloignant du géosynclinal piémontais, par exemple à Puget-Théniers. Il peut devenir plus récent encore et gagner le **Priabonien** plus à l'ouest, dans la direction de Castellane, ne renfermant plus alors que de petites Nummulites du groupe de *N. striatus*, puis même se prolonger par des grès d'âge seulement **lattorfien** (Oligocène inférieur) au voisinage même de Castellane.

Dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, au nord du grand dôme à noyau permien de Barrot, le Nummulitique ne débute plus que par des calcaires priaboniens à petites Nummulites, transgressifs, accompagnés de brèches et d'un conglomérat de base. Par contre, à Puget-Théniers, au-dessus du calcaire auverisien, vient une série marno-calcaire renfermant une faune abondante de Lamellibranches, Gastropodes, Polypiers libres, etc., qui constitue la base d'une puissante série de marnes bleues à *Serpula spirulæa*, du **Priabonien**, dont l'aspect rappelle beaucoup celui des marnes bleues de la Côte des Basques à Biarritz ; épaisse de plusieurs centaines de mètres dans l'est des Alpes-Maritimes, elle se réduit vers l'ouest. En certains points, soit en son sommet, soit en son milieu, cette série peut se charger d'éléments détritiques très fins et, se feuilletant, passer à un faciès de *flysch argileux*.

Ces deux faciès si différents du Priabonien peuvent être surmontés par un même épais complexe arénacé appartenant à l'**Oligocène**, qui témoigne d'un changement radical dans la composition des sédiments. Ceux-ci sont devenus presque exclusivement siliceux, provenant avec évidence de la destruction de roches cristallines (granites ou schistes cristallins) et souvent chargés d'éléments très grossiers, voire de galets et blocs volumineux de ces roches cristallines. Ce complexe montre des faciès assez variables, suivant les synclinaux dans lesquels il se rencontre.

Ce sont : tantôt des grès d'Annot, grossiers et massifs, renfermant souvent des galets et blocs de grande taille de roches cristallines ; tantôt des alternances de gros bancs de ces grès et d'un *flysch gréseux*, constitué par des bancs peu épais de grès fins séparés par des lits schisteux formés d'éléments très fins et en partie argileux ; tantôt une masse homogène de ce flysch gréseux ; tantôt des grès homogènes, très tendres, à peine cimentés et à éléments bien calibrés (*grès de Menton*) ; tantôt même seulement des *sables siliceux* très blancs, comme dans le synclinal de Puget-Théniers et dans celui de Saint-Antonin, au sud du précédent, où ils s'accompagnent de grosses masses de *conglomérats*.

Le contact de la base de cette puissante formation, qui peut atteindre plus de 500 mètres dans certains synclinaux, et des marnes priaboniennes est généralement brutal, même avec des ravinements ; toutefois, en certains points où la série arénacée est à l'état de flysch gréseux, leur passage peut se faire par des alternances ; j'ai d'ailleurs indiqué que le Priabonien peut parfois passer latéralement à un flysch très fin et la distinction des deux séries superposées peut alors être imprécise. L'âge de cette série arénacée, après avoir été unanimement rapporté à l'Oligocène, en raison du changement total de régime par rapport aux marnes bleues du Priabonien, rappelant exactement ce qui se passe à Biarritz, à l'autre extrémité de la zone pyrénéo-provençale, a été ensuite très contesté, certains auteurs voulant l'attribuer aussi au Priabonien, dont l'épaisseur serait ainsi exagérément hypertrophiée.

Le fait qu'en certains fonds de synclinaux, où la sédimentation a été continue, il peut exister un passage graduel ou des alternances entre les marnes priaboniennes et le flysch gréseux, rendant alors difficile la fixation d'une limite précise entre les deux séries, ne saurait évidemment être un argument sérieux en faveur de cette opinion, venant à l'encontre de la délimitation très nette qui existe en d'autres points (1).

Des arguments paléontologiques ont, d'autre part, été apportés à l'appui de cette attribution de la série détritique en question au Priabonien, mais, à mon avis, très peu décisifs. Le géologue

(1) La même question se retrouve d'ailleurs en géologie dans toutes les séries continues, sans que pour cela on doive réunir en un même étage tout un ensemble de couches concordantes, *a fortiori* lorsqu'il existe, comme cela est le cas, un changement habituel de faciès, pouvant correspondre à un relèvement et une érosion des bords du synclinal, tandis que dans sa région axiale la sédimentation a été continue.

italien S. Franchi s'est fondé sur la présence, dans la série arénacée, d'une zone renfermant des pistes dites *Helminthoidea labyrinthica*, auxquelles il a attribué un âge caractéristique éocène ; mais la valeur stratigraphique précise de telles traces est bien douteuse, des traces *tout à fait semblables* se rencontrant dans des formations contenant, par exemple, des Ammonites crétacées, dans les Alpes orientales. D'autre part, M. Lugeon et L. Moret se fondèrent sur la présence d'une *Orthophragma*, considérée par eux comme d'âge exclusivement éocène, dans les « grès de Taveyannaz », qui existent dans une région alpine bien plus septentrionale et dont le parallélisme exact avec les grès d'Annot n'est peut-être pas entièrement démontré ; d'ailleurs, le serait-il, on peut objecter qu'il a été constaté que les Orthophragmines ont continué à vivre en certaines régions du globe pendant l'Oligocène et que, par suite, on ne saurait affirmer que l'une d'elles n'a pu dépasser l'Eocène dans les Alpes. Des exemples récents doivent inciter à une certaine prudence à l'égard des localisations stratigraphiques trop étroites attribuées à certains fossiles, surtout d'un groupe inférieur tel qu'un Foraminifère, d'autant qu'inversement S. Deb a rencontré, dans le grès d'Annot de la cuvette de Contes, de petites Nummulites d'espèces oligocènes.

D'ailleurs, le fait que les couches de base du Nummulitique sont reconnues, d'après leur faune, comme d'âge Oligocène inférieur auprès de Castellane, ainsi qu'il est indiqué plus haut, va évidemment à l'encontre de l'interprétation d'après laquelle la série gréseuse nummulitique ne dépasserait pas le Priabonien dans la zone alpine externe.

Enfin, je puis enregistrer qu'à la suite de longues discussions, que je ne pourrais résumer ici et qui paraissent s'être closes au cours d'une réunion sur le terrain, l'opinion à peu près unanime a été que *la série arénacée en question est bien d'âge oligocène lorsqu'elle est autochtone, c'est-à-dire dans la zone alpine externe et delphino-provençale, tandis que dans les zones alpines plus internes, desquelles est partie la transgression nummulitique, et dans les nappes qui en proviennent, elle peut avoir débuté dès l'Eocène et que même le « flysch calcaire », qui, dans les nappes de l'Ubaye et de l'Embrunais, précède la série du Flysch gréseux, paraît bien pouvoir englober du Sénonien à sa base.*

Si j'ai cru nécessaire d'insister sur cette question, c'est surtout parce que le changement considérable du régime

de la sédimentation, tout à fait semblable à celui qui s'est produit à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène à Biarritz, vers l'extrémité occidentale de la chaîne pyrénéo-provençale, correspond encore, dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, à *une importante phase tectonique provençale*. J'indiquerai plus loin qu'une nappe décollée venant du sud et suivie de plis couchés provençaux, semble bien s'y être avancée sur un *substratum contenant localement du Nummulitique qui se termine par les marnes bleues, tandis que la série gréseuse ne se rencontre que dans les synclinaux situés en avant de son front* ou à l'est du domaine de ces accidents provençaux. Cette phase, la plus importante, de la tectonique pyrénéo-provençale se place ainsi, dans les Alpes-Maritimes, à *la fin de l'Eocène*, comme à Biarritz.

En tout cas, le changement de faciès marqué par le début de la série gréseuse témoigne évidemment, par la provenance de ses matériaux, d'une surrection contemporaine du massif cristallin du Mercantour, au nord, et de ceux des Maures et de Tanneron, au sud. D'autre part, en remontant le long des Alpes vers le nord de la zone alpine delphino-savoisienne, on le retrouve partout au milieu de la série nummulitique, laquelle y avait débuté aussi, en général, par le Lutétien transgressif. Ce changement de sédimentation y résulte nécessairement aussi d'une surrection et de l'érosion des massifs cristallins qui ont fourni les matériaux des dépôts arénacés ; comme il est indiqué plus haut, il doit donc traduire l'existence d'une *phase préliminaire de surrection alpine*, contemporaine de la phase principale de la tectonique provençale, au milieu de la période nummulitique, tandis que *la première phase véritable du plissement alpin*, postérieure nécessairement à la série arénacée en question et corrélatrice de la phase provençale finale, se place donc à *la fin de l'Oligocène*. On peut d'ailleurs la dater avec plus de précision dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, où ses répercussions provençales se montrent *antérieures au dépôt de la mollasse burdigalienne de Vence*, qui a ensuite été plissée avant la formation de la brèche de Carros, d'âge pontien, par une répercussion, de direction provençale, d'une nouvelle et importante phase orogénique alpine.

V) Le Néogène rhodanien et subalpin.

La succession et les faciès des divers étages du Néogène dans le sillon rhodanien et la région subalpine vont aussi permettre de dater les *mouvements orogéniques alpins postérieurs à la phase de plissement de la fin de l'Oligocène*, déjà précédée par la phase préliminaire de la fin de l'Eocène, reconnue par l'étude du Nummulitique au précédent chapitre.

L'**Aquitani**en marin, dont on connaît les dépôts à Carry, près de Marseille, et au voisinage de Montpellier, s'est avancé jusque dans le Comtat en un golfe qui a traversé la chaîne pyrénéo-provençale, précurseur du grand *fossé extra-alpin* qui se poursuivait au Miocène jusqu'en Roumanie et dans lequel se sont déposées les mollasses miocènes. En Suisse et en Savoie, on trouve seulement une mollasse d'eau douce aquitaniennne, indiquant le début de la destruction des reliefs alpins produits lors de la phase post-oligocène.

Le **Burdigalien** est représenté par plusieurs termes : d'abord une mollasse sableuse, formée dans un golfe encore fermé vers le nord à la hauteur de la vallée de la Drôme; puis une mollasse marneuse et enfin la mollasse calcaire de Saint-Paul-Trois-Châteaux, déposée dans un bassin déjà beaucoup plus étendu, car il s'est largement avancé vers l'est dans la direction de Digne et il a débordé sur l'emplacement des chaînons subalpins extérieurs de la Drôme, de l'Isère et de Savoie, ainsi que des chaînons les plus orientaux du Jura jusqu'en Suisse. Mais il n'a pas submergé le « *plateau de Crémieu* », c'est-à-dire la région de Jurassique tabulaire située à l'ouest du cours du Rhône entre Saint-Genix et Lagnieu, qui a été contournée par les plis du Jura méridional (Pl. VI) et qui, tectoniquement, doit être considérée comme un fragment de l'avant-pays alpin se rattachant encore au Massif Central, d'autant qu'y est reconnue la prolongation du bassin houiller de Saint-Etienne, au-dessous des terrains secondaires (fig. 20).

A l'**Helvétien** ou **Vindobonien**, la transgression précédente s'est accentuée encore, ayant alors recouvert ce plateau de Crémieu et débordé jusque sur les terrains anciens du Massif Central entre Valence et Lyon, en y déposant une masse puissante de sables et grès à faciès très détritique. Toutefois, dans la vallée de la Durance et en Provence, les niveaux supérieurs présentent le

faciès marno-calcaire de la molasse de Cucuron, surmonté localement par le faciès *tortonien* des marnes à Pleurotomes de Cabrières d'Aygues, déposées dans un véritable fossé bathyal.

Ce dépôt, qui témoigne d'un approfondissement local, quasi géosynclinal, du fossé extra-alpin, a d'ailleurs été suivi d'une *phase orogénique très importante des Alpes* et d'un soulèvement de la région rhodanienne, transformée en une lagune saumâtre. Aussi le **Pontien** y est-il constitué par des dépôts d'abord saumâtres, puis d'eau douce, consistant surtout en des cailloutis torrentiels, d'autant plus développés qu'on se rapproche davantage des chaînes subalpines. Ch. Depéret, qui a beaucoup étudié les dépôts néogènes du bassin rhodanien, a indiqué que les dépôts pontiens jalonnaient la vallée d'un pré-Rhône de cette époque, situé bien plus à l'est que le Rhône actuel, ainsi peut-être que les vallées affluentes descendant des Alpes en cours de surrection. C'est une telle origine qu'on doit, semble-t-il, attribuer à l'énorme masse des *poudingues de Riez* ou de *Valensole*, qui couvrent une large surface triangulaire sur la carte géologique, à l'est de la Durance depuis Sisteron jusqu'au Verdon, et qui constitueraient les dépôts d'un gigantesque *delta torrentiel de l'époque pontienne*. Celui-ci témoigne de l'ampleur formidable de l'érosion qui s'est exercée durant cette période sur les Alpes qui venaient de surgir par la *phase de plissement anté-pontienne, la plus importante probablement de la tectonique alpine* (1). Celle-ci, par contre, tout en se retrouvant dans le domaine *provençal* du sud-ouest des Alpes-Maritimes, semble n'y avoir eu que des effets très atténués sur le Miocène de Vence (suivant une direction provençale posthume, en ce qui concerne le plissement) et s'y être surtout traduite par des dénivellations ou par un léger rejeu des ondulations alpines de la phase anté-miocène.

Mais une *nouvelle phase alpine de plissement a suivi le dépôt du Pontien*. En effet, toutes les couches miocènes, jusqu'aux poudingues pontiens inclusivement, ont été énergiquement plissées dans les chaînons orientaux du Jura et dans les chaînons subalpins de la Chartreuse, du Vercors et du Dévoluy, ainsi que dans les chaînons provençaux du Ventoux, de la Montagne de Lure, du Léberon, des Alpines, etc. ; sur le flanc sud du Léberon, près de

(1) Nous avons d'ailleurs vu précédemment que les éruptions du Massif Central ont commencé, dans les plus importants centres volcaniques de ce massif, à la suite de cette phase orogénique alpine, pendant le Miocène supérieur.

Manosque, les cailloutis pontiens sont parfois redressés verticalement.

Si cette phase post-pontienne et anté-pliocène s'est traduite par des plissements et chevauchements importants dans la région subalpine, par contre les couches miocènes sont restées presque rigoureusement horizontales dans le voisinage immédiat du Rhône. La dépression rhodanienne avait été progressivement rejetée vers l'ouest au bord du Massif Central par ces phases alpines successives, et de grands ravinements postérieurs au Pontien se sont produits dans toutes les formations précédentes, sur l'emplacement approximatif du Rhône actuel et de ses grands affluents, dont le tracé paraît donc dater du début du Pliocène.

Aussi, au **Pliocène inférieur (Plaisancien)**, il s'est produit une nouvelle invasion marine, très étroite, suivant un golfe qui a remonté la vallée du Rhône ainsi esquissée jusqu'à Givors et qui a pénétré dans les vallées inférieures de la plupart de ses affluents, aussi bien de ceux qui descendaient des Alpes que de ceux qui se creusaient dans le versant oriental du Massif Central.

A la même époque, un grand « *lac bressan* » s'est établi sur la Bresse et les régions avoisinantes du bassin de la Saône, entre la chaîne du Jura et les régions voisines du Massif Central.

Au **Pliocène moyen**, par suite d'une nouvelle surrection de la région subalpine, la mer abandonna le golfe plaisancien de la vallée du Rhône pour se localiser sur les côtes du Languedoc et de Provence. Cette surrection est marquée par le relèvement des dépôts plaisanciens à Nyons jusqu'à l'altitude de 350 mètres, tandis qu'ils se rencontrent à peine à 100 mètres dans la vallée du Rhône, au voisinage.

Il ne s'est plus produit ensuite, dans cette vallée, que des phénomènes de remblaiement, avec alternatives de creusement, jusqu'à l'époque actuelle, en relation avec les phases glaciaires alpines ; mais je ne puis entrer dans la description des moraines et terrasses alluviales qui en ont résulté, très développées dans le Bas-Dauphiné, jusque sur la rive droite du Rhône vers Lyon et sur les Dombes, ni dans l'exposé des discussions auxquelles elles ont donné lieu.

En résumé, cet exposé rapide de la série néogène au pied de la chaîne alpine nous a permis de constater, pour celle-ci, les effets d'une phase orogénique, probablement la plus importante, avant le Pontien, et d'une autre, déjà moins accusée, avant le Pliocène, suivies de mouvements bien plus locaux au cours du Pliocène et plus tardivement. En même temps, nous avons assisté à une

extension de plus en plus marquée de l'édifice alpin aux dépens de la dépression rhodanienne (de même que pour l'édifice pyrénéen, au Nummulitique, sur la dépression aquitaine), principalement à dater du plissement anté-pontien, époque à laquelle s'est ainsi accentuée la pression sur l'avant-pays formé par le Massif Central, d'où est résulté dans celui-ci le début, à partir du Miocène supérieur, du *volcanisme* qui y a été étudié en un précédent chapitre.

VI) Le Néogène du sud des Alpes-Maritimes.

Dans la partie méridionale des Alpes-Maritimes, on observe aussi la trace de mouvements alpins plus récents que la tectonique provençale et que la phase alpine post-oligocène, dont il a été question plus haut, grâce à l'existence de dépôts néogènes en cette région, principalement entre les vallées du Loup et du Var.

Miocène marin. — Une *mollasse* à *Pectens* et *Scutelles*, d'âge **Burdigalien**, très développée entre Tourrette-sur-Loup et la vallée inférieure du Var, est nettement discordante sur les plis couchés pyrénéo-provençaux des *duplicatures*, qui étaient donc déjà érodés avant son dépôt, lequel a été suivi par celui des *marnes de Vence*, très argileuses, d'âge **Helvétien**.

Éruptions. — D'autre part, entre Tourrette-sur-Loup et Vence on voit commencer à s'intercaler dans la mollasse burdigalienne des éléments volcaniques remaniés par les eaux marines et qui paraissent se rattacher plus au sud, principalement dans la région comprise entre Villeneuve-Loubet et Biot, à une énorme masse de *conglomérats* et *tufs cinéritiques andésitiques*, sans coulées ni centre éruptif visible. Ces tufs sont bien stratifiés en leur périphérie, où ils passent latéralement à des formations sableuses, qui semblent aussi burdigaliennes, et, en tout cas, ils sont recouverts en discordance par le Pliocène. L'édifice volcanique qui a émis cette masse considérable de projections de toutes tailles, depuis des blocs très volumineux jusqu'à des cendres fines, devait se trouver dans une région aujourd'hui occupée par la Méditerranée ; d'ailleurs, une formation semblable à la précédente se trouve plus à l'est sur le rivage même, au Cap d'Ail et en un autre point plus proche de Monaco.

Il faut ajouter que d'autres éruptions, très localisées et non datées, outre le basalte de Bandol, que A. Répelin a considéré

comme anté-stampien et même probablement anté-oligocène, et celui d'Ollioules, qu'il a reconnu postérieur au Stampien, se sont produites en Provence à des époques peut-être voisines, ayant donné naissance aux basaltes de Rougiers, d'Evenos et des environs de Cogolin. D'autre part, le *porphyre bleu des Romains* (ou *estérellite*), très exploité entre Saint-Raphaël et Agay, est le résultat, d'après les études d'Aug. Michel-Lévy, d'intrusions laccolitiques d'âge tertiaire non précisé, mais peut-être voisin aussi de celui des épanchements volcaniques précédents.

Brèche de Carros. — Ainsi qu'il a été indiqué plus haut, les couches miocènes dont il vient d'être question ont été faiblement plissées antérieurement à la formation d'une série de placages de conglomérats continentaux qui sont bien développés sur la rive droite du Var inférieur et qui tantôt reposent sur ces couches miocènes en discordance, tantôt sont plaqués contre les calcaires jurassiques, dont les fragments, anguleux ou parfois un peu roulés, ont été cimentés en donnant une brèche de pente compacte ressemblant, au premier abord, au Jurassique lui-même, pour ainsi dire « régénéré » en couches inclinées. Cette formation, dite *brèche de Carros*, est très vraisemblablement d'âge **pontien**, tout en ayant, peut-être, pu se poursuivre encore au début du Pliocène. En tout cas, lors de sa production, la vallée inférieure du Var était déjà creusée au moins jusqu'à son niveau actuel, au travers des accidents tectoniques très importants de sa rive droite, que nous envisageons plus loin. En effet, la brèche de Carros est plaquée dans ce versant sur des alternances tectoniques de couches jurassiques et infraliasiques débutant par du Trias, et aussi sur le Nummulitique sur lequel reposent ces alternances, ainsi que sur deux petits témoins fossilifères de mollasse à Pectens situés au pied de ce versant.

On sait d'ailleurs qu'au Pontien la régression marine a été telle qu'on ne connaît pas de dépôts marins du Miocène supérieur sur le bord nord de la Méditerranée occidentale. En Provence, dans le Languedoc, ainsi qu'en Espagne et en Italie, le Miocène supérieur paraît seulement représenté par des *formations continentales* : limons rouges et cailloutis fluviatiles à *Hipparion gracile*. Ch. Depéret a même admis qu'à cette époque la Corse était rattachée au continent provençal.

Pliocène inférieur ou Plaisancien. — Si une nouvelle et encore assez importante transgression marine a pénétré partout dans les basses vallées des côtes méditerranéennes d'Espagne, du Roussillon et du Languedoc, remontant loin dans la vallée du Rhône, il

n'en est plus de même sur les côtes de Provence. Depuis le delta du Rhône jusqu'à Fréjus, le long du littoral des environs de Marseille, de Toulon et des Maures, on ne trouve plus de Pliocène marin sur 170 kilomètres de côte. Par contre, les dépôts marins de cet âge recommencent depuis la vallée de l'Argens jusqu'à Gênes dans toutes les dépressions du littoral (1), avant de s'étaler d'une façon continue à partir de l'embouchure de l'Arno, dans les plaines basses de Toscane, d'Ombrie et du bassin du Tibre.

Les argiles plaisanciennes marines, très développées au voisinage du rivage actuel à l'ouest de l'embouchure du Var (*argiles de Biot*) et qui se montrent aussi à Nice au-dessous de la couverture des poudingues plus récents, ont envahi la vallée creusée au Pontien et elles se sont déposées (assez fortement calcaires) jusqu'à Saint-Martin-du-Var, dans la basse vallée du Var, au fond de ce golfe.

Pliocène moyen et supérieur. — Ensuite s'est formée, dans ce golfe, une puissante accumulation de poudingues, parfois montrant en leur base des sables d'âge vraisemblablement **Astien** ou **Pliocène moyen**. L'énorme masse des poudingues du **Pliocène supérieur**, déposés en couches inclinées et montrant de multiples ravinnements, a comblé le golfe précédé par un processus de *delta torrentiel* et a été dénommée depuis longtemps, par Chambrun de Rosemont, « *delta pliocène du Var* ». Mais la surface de cette formation, qui était évidemment située initialement au niveau de la mer dans ce grand estuaire comblé, a été ensuite relevée vers l'intérieur, atteignant au voisinage de Levens une altitude d'environ 600 mètres ; elle s'abaisse graduellement vers le rivage actuel pour s'y terminer vers l'altitude de 180 mètres, tranchée par l'érosion pléistocène. Celle-ci a d'ailleurs entamé les dépôts en ques-

(1) Il existe des différences importantes entre la faune des Mollusques pliocènes dans la vallée du Rhône et le Roussillon et celle des environs de Biot et de Cannes, sur le littoral des Alpes-Maritimes. Cette dernière est très riche et identique à celle des gisements italiens, tandis que les types italiens francs sont, d'après Depéret, rares dans le golfe rhodanien, où existent beaucoup d'espèces spéciales ou de formes représentatives. Aussi cet auteur a-t-il admis qu'au Pliocène, il devait exister une presque ile partant de la côte provençale et des Maures et qui s'étendait jusqu'en Corse, tandis que des raisons paléontologiques l'ont conduit à penser que cette communication continentale était rompue au Pléistocène ; certaines formes de Vertébrés trouvés en Corse (*Lagomys corsicanus*, *Cervus Cazioti*) appartenant à des groupes pliocènes qui ont disparu du continent au Pléistocène auraient, par contre, persisté en Corse en raison de l'isolement insulaire. Celui-ci, d'autre part, expliquerait l'absence de *Ursus spelæus* dans le massif corso-sarde.

tion non seulement par la grande vallée du Var actuel, mais aussi par une série d'autres vallées, les unes venant aboutir au Var, les autres descendant directement à la mer (le Paillon, la Cagne, la Brague, la Siagne, etc.).

Un semblable relèvement pléistocène se retrouve aussi, plus à l'est, pour les poudingues pliocènes de Roquebrune, analogues à ceux du Var, mais dont les éléments sont d'origine plus locale et proviennent d'un bassin moins étendu, dont ils sont aujourd'hui séparés par la très profonde érosion pléistocène de la vallée de Gorbio. L'intensité des phénomènes d'érosion récents a été d'ailleurs exceptionnellement grande dans les Alpes-Maritimes, en raison de la proximité d'altitudes voisines de 3.000 mètres et de la mer.

Pléistocène. — Plusieurs oscillations du rivage peuvent y être reconnues au cours du Pléistocène, marquées par l'existence de *plages soulevées* à diverses altitudes. Des phases négatives très importantes ont pu aussi s'intercaler dans l'histoire du littoral au cours et même à la fin du Pléistocène. Une telle phase négative au cours du Pléistocène a été mise en évidence, en particulier, par les études de M. Boule sur les grottes de Grimaldi ou des Baoussé Roussé, auprès de Menton. D'autre part, d'après des sondages récemment exécutés sur mes indications dans la basse vallée du Var, ainsi que dans celles du Paillon à Nice, de la Brague et de la Siagne, les alluvions de la basse plaine, correspondant au début de l'époque actuelle, y descendent jusqu'à 60 mètres environ au-dessous du niveau de la mer; il semble d'ailleurs qu'il s'agisse de *mouvements récents du continent* et non d'un changement eustatique du niveau de la Méditerranée. Cela est d'ailleurs en accord avec le fait que la stabilité de certaines parties de cette région a été fréquemment troublée par des mouvements sismiques assez forts.

B) LA STRUCTURE DE LA RÉGION PROVENÇALE

La région provençale renferme, comme il a été indiqué plus haut, deux massifs cristallins, séparés par une large bande synclinale de Permien correspondant à la basse vallée de l'Argens et se prolongeant à l'est par l'*Estérel*, où le Permien s'accompagne de nombreux épanchements porphyriques mis en saillie par l'érosion. Au sud de cette zone synclinale, le *massif des Maures* ne constitue, en réalité, qu'une

portion d'une zone cristalline en grande partie cachée sous les eaux de la Méditerranée et qui, vraisemblablement, doit être considérée comme la prolongation de la zone primaire axiale des Pyrénées. Le second massif cristallin, bien moins étendu que le précédent, se trouve à l'ouest de Cannes et est dénommé *massif de Tanneron* ; il s'enfouit au nord et à l'est sous les terrains secondaires du sud-ouest des Alpes-Maritimes (fig. 40) et se rattache à eux tectoniquement, comme nous le verrons plus loin.

1) Le massif des Maures.

Ce massif est constitué par des gneiss et des micaschistes dans ses parties septentrionale et orientale, avec une zone de phyllades moins métamorphiques (où il a été indiqué plus haut qu'ont été trouvés des Graptolites à Hyères), dans le sud-ouest. En outre, il renferme un petit bassin stéphanien, de direction presque méridienne, situé à l'ouest du Plan-de-la-Tour, présentant une allure synclinale très dissymétrique ; son bord ouest plonge régulièrement à 45° vers l'E, tandis que son bord oriental est redressé et même renversé en certains points.

Le massif ancien est délimité vers le nord par une bordure de schistes rouges permien qui s'étend depuis les environs de Toulon vers Cuers et Les Arcs, en constituant la *dépression permienne de Cuers*, très étranglée auprès de Carnoules et se poursuivant à l'est par la *plaine du Bas Argens*, au nord de laquelle se retrouve le Permien qui, plus à l'est et au bord sud du massif de Tanneron (fig. 40), se développe et se charge de puissantes coulées de porphyres, en constituant le massif de l'*Eslérel* et correspondant à un synclinal encadré entre les massifs cristallins de Tanneron et des Maures. Auprès de Toulon, dans cette bande permienne s'ouvre le *synclinal du Mont-des-Oiseaux*, dans lequel sont conservés du Trias et du Jurassique.

La tectonique assez complexe du massif ancien des Maures porte la trace de *deux phases de dislocations*, très différentes d'âge et de direction, l'une *hercynienne*, l'autre *pyrénéo-provençale*. La seconde a déformé et disloqué la structure résultant de la première, qu'on peut essayer de reconstituer en tenant compte de ces dislocations ultérieures.

A la *tectonique pyrénéenne* sont dues plusieurs lignes de dislocations de direction presque W-E, qui témoignent habituellement, surtout dans le nord du massif, d'un chevauchement vers le N, mais parfois en sens inverse. Ces dislocations ont découpé le massif en plusieurs compartiments, considérés par A. Demay comme des « écaillés », qui ont joué l'un par rapport à l'autre suivant leur direction elle-même, de façon à avoir produit des rejets transversaux ou décrochements dans la tectonique hercynienne. Ces lignes de dislocation sont bien marquées, dans l'ouest du massif, par des synclinaux écrasés de Permien pincés dans les phyllades aux environs de Pierrefeu et de Collobrières. Deux de ces grandes dislocations viennent aboutir vers l'est au golfe de Saint-Tropez (Pl. VII). D'autre part, le bord septentrional du massif cristallin paraît légèrement chevauchant sur sa bordure permienne en certains points.

Au delà de la terminaison du massif des Maures vers le SW dans la région de Toulon, plusieurs lambeaux de phyllades, dont l'un constitue la presqu'île du cap Sicié, reposent sur le Permien et le Trias, qui apparaissent au-dessous d'eux dans la « fenêtre de Saint-Mandrier », en continuité avec le Mont-des-Oiseaux. Cette *nappe du cap Sicié* paraît avoir sa racine plus au sud, à la presqu'île de Giens et aux îles de Porquerolles, de Port-Cros et du Levant.

La *tectonique hercynienne*, telle qu'on a pu essayer de la reconstituer en tenant compte des dislocations pyrénéennes, présente au contraire une direction structurale sensiblement méridienne, comme le *bassin houiller du Plan-de-la-Tour* ; cette direction se retrouve encore au nord du synclinal permien du Bas-Argens, pour le *bassin houiller du Reyran*, qui est pincé dans la partie occidentale du massif cristallin de Tanneron (Pl. VII et fig. 40).

La structure de la partie cristalline des Maures comprend, de l'W à l'E : 1° un grand axe gneissique anticlinal (gneiss de Bormes) perçant les micaschistes et couché vers l'est ; 2° une zone de mylonites, de direction sub-méridienne (zone de Grimaud), fortement rejetée au passage du golfe de Saint-Tropez par les dislocations pyrénéennes ; 3° la zone gneissique de Saint-Tropez et Sainte-Maxime, comprenant aussi le massif granitique du Plan-de-la-Tour. D'après A. Demay, la zone broyée correspond à un chevauchement de la masse occidentale sur celle de l'est, la surface de chevauchement ayant d'ailleurs pu être redressée à la verticale. Il admet aussi que cette tectonique hercynienne serait surtout d'*âge anti-siéphanien*, mais que certains accidents ont

pu rejouer après le Stéphanien, comme le montre la disposition du synclinal houiller à l'ouest du Plan-de-la-Tour, laquelle traduit d'ailleurs des poussées vers l'ouest, c'est-à-dire d'une direction inverse de celle des mouvements antérieurs.

II) Histoire sommaire des interprétations antérieures de la tectonique provençale au nord des Maures.

Malgré de nombreuses études et de vives discussions, la structure de cette région n'est pas encore complètement élucidée ; aussi dois-je débiter par un exposé sommaire des interprétations successivement émises.

Dès 1890, Marcel Bertrand y reconnut les premiers recouvrements, aux environs du Beausset, où des témoins de Trias et Infralias, pouvant être renversés, reposent sur le Crétacé supérieur ; il pensait toutefois alors à des chevauchements locaux pour l'explication des divers massifs de terrains jurassiques de la Basse-Provence (tel le massif d'Allauch), séparés par de curieuses bandes triasiques. Par contre, E. Fournier expliquait ces particularités par des plis sinueux et des déversements périphériques du bord de ces massifs, indépendants les uns des autres, ayant produit une structure « en champignons ». Après des discussions passionnées, Marcel Bertrand émit en 1899 l'hypothèse grandiose, mais trop générale, d'une grande nappe provençale unique, très ondulée et même plissée secondairement, puis fragmentée par l'érosion qui aurait séparé les divers massifs aujourd'hui isolés.

D'autre part, Ph. Zurcher, qui avait antérieurement décrit dans la région de Barjols, Salernes et Aups deux systèmes de plis autochtones déversés en regard les uns des autres, ayant ensuite reconnu, avec Marcel Bertrand, que les phyllades du cap Sicié forment un chapeau au-dessus du Trias, se rallia à la conception de la grande nappe provençale et admit que ces phyllades auraient été charriés à la base de celle-ci.

Mais W. Kilian, en 1908, émit l'opinion qu'il existerait plusieurs nappes provençales, les unes enracinées (*nappes à racines externes*), les autres supérieures aux précédentes et dépourvues de connexion avec des racines connues, qui devraient être plus méridionales (*nappes à racines internes*). En 1912, E. Haug et moi avions admis que, dans le nord-ouest du département du Var, une série triasique et jurassique très découpée par l'érosion (*nappe des Bessillons*) flotterait sur un substratum apparaissant dans ses

déchirures et se terminant par du Garumnien, avec bauxite à sa base, reposant sur du Jurassique autochtone. Nous pensions que, l'érosion ayant entaillé cette nappe aux environs de Salernes, cela expliquait l'apparence de chevauchements en sens inverse décrits par Zurcher, par une disposition analogue à celle qui avait fait abandonner en Suisse le « double pli de Glaris ».

D'ailleurs, Ph. Zurcher, conformément à notre interprétation, admit alors que des grès et argiles rouges situés au-dessous du Muschelkalk à Terrubi, au NE de Brignoles, qu'il avait autrefois indiqués comme d'âge triasique inférieur sur la carte géologique, devraient en réalité être attribués au Garumnien et jalonner la continuité de celui-ci au-dessous de la nappe des Bessillons, au nord d'une grande fenêtre perçant celle-ci autour du Val. Cette nouvelle attribution conduisit Zurcher, dans l'espoir de rencontrer la bauxite à la base de ce Garumnien, à faire exécuter à Terrubi, un sondage qui fut abandonné à plus de 200 mètres de profondeur, sans avoir atteint le résultat escompté (1).

D'autre part, E. Haug, dans ses belles études sur la *région de la Sainte-Baume*, distingua une série autochtone formant de grands bombements et constituée par du Jurassique, du Crétacé supérieur et du Garumnien, sur lequel repose, par l'intermédiaire d'une série secondaire *renversée* qui forme en particulier la crête de la Sainte-Baume, une grande nappe de terrains secondaires, dont l'ordre de superposition relative est normal, mais où des décollements ont produit une certaine indépendance des trois séries : Trias-Hettangien, Jurassique, Urgonien, constituant des nappes secondaires. En tout cas, Haug reconnaissait que cette série charriée de la Sainte-Baume est une unité distincte de la nappe des Bessillons, plus méridionale et poussée sur celle-ci.

En même temps, mes recherches s'étaient trouvées dirigées en vue d'une révision de la feuille géologique de Nice, en collaboration avec A. Lanquine, pour la partie sud-ouest des Alpes-Maritimes. En 1913, nous indiquions que les hauts plateaux calcaires situés au nord d'une ligne d'escarpements dominant Grasse et Vence, qui s'étagent ensuite successivement jusqu'à la montagne du Cheiron, présenteraient une structure répondant à la conception antérieurement émise par W. Kilian. La profonde

(1) Il a été reconnu, depuis lors, qu'il s'agit de schistes et grès permien, mais la suppression plus ou moins complète du grès triasique et de la dolomie inférieure au Muschelkalk témoigne d'un décollement et d'un traînage de la base de la série secondaire sur ce Permien.

entaille faite par la vallée du Loup au travers de la partie de cette région située au sud de la montagne du Cheiron, et surtout la coupe transversale d'importance capitale fournie par le versant droit de la vallée inférieure du Var, démontraient avec évidence, pour A. Lanquine comme pour moi, le rôle fondamental de mouvements tangentiels vers le nord en cette région.

Au voisinage de Grasse se montre, en effet, un empilement de plusieurs séries provençales, formant des replis de la couverture du massif de Tanneron et dont les plus basses, en partant du bord nord de ce massif, sont formées seulement de Keuper et d'Infra-lias, tandis que les suivantes comprennent successivement des terrains plus élevés en constituant les hauts plateaux de calcaires jurassiques qui dominent Grasse. Ces *duplicatures provençales* s'enfoncent, à leur tour, vers le nord sous des séries analogues, essentiellement formées de calcaires jurassiques et constituant d'abord la *montagne de l'Audibergue* et sa prolongation très étalée à l'est de la vallée du Loup, dans les hauts plateaux compris entre celle-ci et la rive droite du Var, et ensuite, plus au nord, la *montagne du Cheiron*, formant alors, pour A. Lanquine et moi, *deux nappes successives*, mais pouvant d'ailleurs être deux replis d'une seule.

Celles-ci, à l'inverse des duplicatures, n'ayant plus de connexion avec leur région d'enracinement, leur origine devait être cherchée vers le sud, dans la région au sud d'Antibes. Suivant cette conception, elles correspondaient aux « nappes à racines internes » de W. Kilian, les duplicatures étant des « nappes à racines externes ». En son bord nord, la *nappe du Cheiron*, qui montre une très belle charnière anticlinale couchée au nord à Végay (fig. 39, C), repose sur les terrains autochtones de l'aire synclinale de l'Estéron. D'autre part, à la suite d'observations communes au SE de Castellane, W. Kilian et A. Lanquine indiquèrent que la nappe du Cheiron s'y poursuit, découpée en de nombreux fragments plus ou moins dénivelés et basculés par les dislocations alpines ultérieures ; ils en situaient la « racine interne » au bord nord du massif des Maures, correspondant à un chevauchement de celui-ci sur la zone permienne de Cuers et du Bas-Argens. Plus tard, en un mémoire posthume, E. Haug a admis que la nappe du Cheiron correspondrait, dans les terrains anciens, à l'une des dislocations pyrénéo-provençales des Maures qui aboutissent au golfe de Saint-Tropez.

Mais, en 1934, A. Lanquine a abandonné ses opinions antérieures et admis, avec J. Goguel, que les deux séries jurassiques

du Cheiron et de l'Audibergue sont autochtones, s'enracinant en leurs extrémités occidentales et par leurs bords septentrionaux, et qu'elles sont *des replis alpins, chevauchants vers le sud*, et non des accidents de la tectonique provençale poussés au nord, de même que les duplicatures de la région au nord de Grasse. J'ai donc dû, en un récent mémoire de la Société géologique de France (nouvelle série, n° 49), appuyé sur de nouvelles observations, étendues à la région située à l'est du massif de Tanneron jusqu'à la mer, au voisinage de Vallauris, reprendre la description et l'interprétation de la tectonique de ces régions provençales très compliquées.

Ne pouvant reproduire ici, même d'une façon très succincte, les constatations objectives et les arguments exposés dans le mémoire en question, auquel pourra se reporter le lecteur désireux de suivre en détail cette discussion, je dois me borner ici à indiquer les faits essentiels et ma conception présente, ainsi que pour les autres parties de la région provençale, pour laquelle n'existe pas de publication récente d'ensemble, tout en m'excusant du développement de cet exposé personnel.

III) La nappe de décollement du Cheiron et de l'Audibergue.

Le Cheiron et l'Audibergue (fig. 39 et 40) constituent une même unité tectonique, partagée en deux par un repli secondaire et formée par une série de couches secondaires débutant habituellement par du *Keuper décollé* et qui, avec l'Infralias et le Jurassique, de faciès provençal, se termine en

FIG. 39. — Coupes de la nappe Cheiron-Audibergue, en relation avec son substratum.

A, Coupe vers la rive droite du Var : séparation, par la vallée terminale de l'Estéron, de la digitation frontale de Gillette et de la masse principale de la nappe ; imbrication de la portion Audibergue sur le bord sud de la partie Cheiron.

B, Séparation des deux portions de la nappe, à partir de l'est de Coursegoules, par une saillie *alpine* du substratum repli *alpin* de la portion Audibergue à Vesagne.

C, Charnière frontale de la nappe à Végay et charnière de la portion Audibergue, à côté de Cipières ; fenêtre de Bramafam, montrant la prolongation du Cénomancien sous le Trias de la nappe.

D, Division du Cheiron en deux branches vers l'ouest par une seconde saillie *alpine* du substratum.

t³, Keuper ; I¹, Infralias ; Jim, Jurassique inférieur et moyen ; Js, Jurassique supérieur ; ci, Crétacé inférieur ; c², Albien ; c¹⁻³, Cénomancien ; c¹, Turonien ; c¹⁻⁷, Sénonien ; e, Nummulitique ; p, brèche pontienne et Pliocène.

quelques synclinaux par du Crétacé inférieur (jusqu'au Barrémien). Celui-ci, d'autre part, accompagne souvent la charnière frontale du Cheiron et aussi celle du bord nord de l'Audibergue, en se repliant avec elles et se renversant, puis s'étirant sous le bord du Jurassique (fig. 39, C, D), *en complète indépendance des plis et de l'âge des terrains de l'aire synclinale de l'Estéron sur lesquels reposent ces charnières* et qui sont surtout du Crétacé supérieur, lequel est absent, au contraire, de la composition de la nappe.

Les couches autochtones de ce substratum qui aboutissent, d'ailleurs obliquement, au pied du front du Cheiron peuvent, suivant les points, consister dans les divers termes du Crétacé, complet depuis le Sénonien jusqu'au Néocomien, et même, en un point, comprendre du Jurassique supérieur concordant avec ce dernier. Si l'on peut présumer, d'après l'indépendance entre les couches en question et le bord *très régulier et continu* du Jurassique du Cheiron, que cette série autochtone plissée *s'enfonce au sud sous le bord du Cheiron*, la preuve directe en est fournie par la profonde érosion de la vallée de l'Estéron lorsqu'à l'ouest de Gilette, celui-ci a abandonné l'aire synclinale proprement dite de l'Estéron et, dans sa portion terminale, pénétré dans le front de la nappe, qu'il traverse pour en ressortir en aval et ensuite, jusqu'à son confluent avec le Var, retraverser *la continuation de la série de l'Estéron sous celle du Cheiron* (fig. 39, A). Tandis que la portion principale de la nappe s'y poursuit au sud de ce cours terminal jusque dans les plateaux de la rive droite du Var, la digitation séparée par la profonde érosion de l'Estéron terminal prolonge directement le front du Cheiron, en couronnant l'arête qui porte le village de Gilette et en venant *se terminer en hauteur* avant d'arriver au Var (fig. 40), le Keuper de sa base reposant sur le Sénonien de la série de l'Estéron, au nord comme au sud.

FIG. 40. — Esquisse structurale de la nappe Cheiron-Audibergue et des duplicatures ; leurs relations avec le massif cristallin de Tanneron et le Permien de l'Estérel.

1 : a, Alluvions pléistocènes ; p, Pliocène et Pontien ; 2, m, Miocène marin (Hérvétien-Burdigalien) ; mx, tuf andésitique ; 3, Nummulitique ; 4, Crétacé supérieur ; 5, Crétacé inférieur et Jurassique de la nappe ; 6, Crétacé inférieur et Jurassique autochtones et de la duplicature supérieure ; 7, Crétacé inférieur et Jurassique des duplicatures inférieures ; 8, Keuper (en général décollé du Muschelkalk) ; 9, Muschelkalk et Trias inférieur subhorizontaux ; 10, Trias complet, plissé avec l'Infralias et le Jurassique et concordant avec le Permien ; 11, Permien (a, supérieur ; b, inférieur) ; 12, Porphyres permien ; h, Houiller du Reyran. FP, Faille de Pennafort. 13, Schistes gneissiques et granite.

D'ailleurs, sur la rive droite du Var, la masse principale de la série du Cheiron, puis de l'Audibergue (fig 39 A et 40). repose par son Trias sur une série inférieure, subhorizontale comme elle, prolongeant celle de l'Estéron, mais qui a perdu ses termes supérieurs au calcaire bajocien après la traversée du cours inférieur de l'Estéron. D'autre part, cette série repose à son tour par son Keuper, en longeant le pied du versant de la rive droite du Var après le confluent de l'Estéron, et avec interposition locale de calcaire jurassique plus ou moins broyé, sur un substratum constitué par les *marnes et calcaires nummulitiques*, masqués en beaucoup de points de ce versant par des placages de brèche pontienne et de poudingue pliocène, mais dont la continuité sous ces masses parasites ne peut être douteuse depuis le confluent même du Var et de l'Estéron jusqu'à Saint-Jeannet.

De nouvelles intercalations de Trias, Infralias et Bajocien apparaissent même, vers Gattières et Saint-Jeannet, entre le Nummulitique et les deux séries précédentes, en sorte que *le régime d'empilements subhorizontaux de couches triasiques, infraliasiques et jurassiques au-dessous de la base de la série Cheiron-Audibergue et au-dessus de Nummulitique autochtone se montre incompatible avec une possibilité d'enracinement in situ de cette série en un point quelconque de sa largeur, dans la traversée de ce régime tabulaire sur le versant droit de la vallée du Var, de même que le long du bord nord du Cheiron et aussi au bord sud de la série de l'Audibergue, où se montre la suite d'un semblable empilement dans les Baous de Saint-Jeannet et de Vence* (fig. 40).

A partir du premier tiers de sa longueur vers l'ouest (fig. 39, B), au voisinage de Coursegoules, au lieu que le bord de la série Audibergue chevauche, comme précédemment (fig. 39, A) sur la série Cheiron, ces deux séries commencent à être disjointes et séparées par une saillie de leur substratum commun, formé de Crétacé supérieur (absent de la composition de la nappe) percé par des anticlinaux faisant surgir, de façon discontinue, des calcaires jurassiques autochtones (fig. 39, B, C). Même, une répétition de cette disposition a disjoint le dernier tiers horizontal du Cheiron (fig. 40 et 39, D) en deux branches, encore séparées par une hernie de Cénomaniens du substratum, dans laquelle est creusée la vallée de Thorenc, suivie de celle de la Lane, tandis que la zone de disjonction du Cheiron et de l'Audibergue, avec ses percements successifs de calcaire jurassique au travers du Crétacé, est drainée par les cours supérieurs de la Cagne, puis du Loup et par la vallée pe Caille et de Séranon (fig. 40). Un examen attentif et critique

des terminaisons occidentales des deux branches du Cheiron, ainsi que de l'Audibergue, qui ne saurait trouver place ici, démontre d'ailleurs que ces terminaisons disjointes sont aussi *flottantes* que l'est la réunion du Cheiron et de l'Audibergue dans le versant droit de la vallée du Var, ce qui est particulièrement indiscutable à la terminaison de la nappe de l'Audibergue par la montagne de la Cheins (fig. 40). D'autre part, ainsi qu'il est indiqué sur la coupe C de la fig. 39, du Cénomaniien apparaît en fenêtre au-dessous de la nappe de l'Audibergue, au milieu de sa largeur, à Bramafam, dans le fond de la vallée du Loup, au sud de Cipières.

Le complexe Cheiron-Audibergue semble donc bien charrié, comme je l'ai admis dès 1913, alors avec A. Lanquine, et il a été fragmenté, dans sa partie occidentale, par des saillies de son substratum autochtone, ainsi que W. Kilian et A. Lanquine l'ont alors aussi indiqué pour son prolongement dans les Basses-Alpes. Mais, au lieu d'en chercher l'enracinement par un pli couché issu du versant nord du massif des Maures, je considère maintenant cette nappe comme résultant d'un *complet décollement, au niveau du Keuper, de la série qui la constitue, laquelle formait initialement les termes supérieurs de la couverture de la portion correspondante du massif cristallin de Tanneron* (fig. 40). La translation, corrélative d'une surrection provençale de ce massif, a eu lieu *entre l'Eocène et l'Oligocène*, ce qui correspond au fait qu'à la rive droite du Var la translation s'est faite sur du Priabonien.

La figure 40 montre qu'un prolongement de cette nappe se trouve à l'est de la vallée inférieure du Var jusqu'au voisinage immédiat de Nice, constituant en particulier les parties hautes du massif du mont Chauve. Mais il a été incorporé là à une *tectonique alpine ultérieure*, dont les lignes directrices sont orientées N-S ainsi qu'il sera indiqué aux pages 332-334.

IV) Les duplicatures provençales et le massif de Tanneron.

Il est nécessaire pour préciser les caractères essentiels de ces répétitions des terrains secondaires qui s'étendent au pied du bord méridional de la nappe de l'Audibergue, d'envisager leurs relations avec le massif cristallin de Tanneron, et, en particulier, leur extension à l'est de celui-ci, qui n'avait pas été reconnue initialement par A. Lanquine et moi. Nous

avons admis que ces séries superposées, faiblement plongeantes au N dans les plateaux qui dominent Grasse et qui s'étendent à l'ouest vers Saint-Vallier, Cabris et Saint-Cézaire (fig. 40 et 41) s'enracineraient suivant une étroite bande SW-NE, passant au col de Magagnosc et au sud du Bar, où leurs couches sont redressées à la verticale et même localement renversées au SE, au bord NW du large plateau ondulé des calcaires jurassiques des environs de Valbonne et de Roquefort, qui s'étendent au sud jusqu'à Vallauris et Antibes. Mais mes nouvelles observations m'ont fait reconnaître que ce redressement des duplicatures ne correspond pas à leur enrachement, mais à la retombée du flanc SE d'un anticlinal très brusque ayant affecté ensemble ces séries superposées (fig. 41, A), en sorte que la série du plateau de Valbonne et Roquefort, qui correspond à la plus élevée des duplicatures de la région au N de Grasse, est superposée, par son Keuper, à des répétitions inférieures d'Infralias et de Keuper, dont la plus haute se suit, au-dessous du bord de la duplicature supérieure, jusqu'à Vallauris et au delà (fig. 40). Cette superposition se montre même jusque sur le Jurassique supérieur (fig. 41, A) de la seconde duplicature dans la partie nord de Roquefort, grâce à la profondeur de l'érosion du cañon inférieur du Loup.

Les calcaires et dolomies jurassiques de cette *duplicature supérieure*, qui s'étendent jusqu'à la basse vallée du Var au pied des « Baous » de Vence, de Saint-Jeannet et de la Gaude, par lesquels se termine la nappe de l'Audibergue, y présentent, au premier abord, une apparence autochtone, avec plongement régulier vers le nord en leur bord septentrional. Cependant une étude détaillée à l'est de Saint-Jeannet montre que le Nummulitique autochtone et une imbrication inférieure de Trias et Infralias, superposée à celui-ci et pliée avec lui en anticlinal, plongent au sud sous ce bord de la duplicature supérieure, qui est donc seulement *parautochtone*. D'ailleurs, à son autre extrémité, celle-ci se prolonge vers l'ouest par la série des calcaires jurassiques des *hauts plateaux nord-varois* (1) dont le bord septentrional présente nette-

(1) Il faut noter que le département du Var, dont il va être maintenant question par l'adjectif *varois*, n'a plus, depuis 1860, aucun rapport avec le bassin du Var, auquel il est devenu *entièrement étranger*, depuis l'annexion de l'ancien comté de Nice, par la réunion à celui-ci de l'arrondissement de Grasse, appartenant à l'ancien département du Var et qui aboutissait au cours du Var, pour former le département des Alpes-Maritimes.

ment, par une série d'entailles au fond desquelles se poursuivent les couches crétacées et nummulitiques qui s'étalent au pied et en avant de ce bord, la trace d'un *chevauchement vers le nord*, sur environ 6 km., de ce Jurassique rigide sur le Crétacé supérieur et le Nummulitique autochtones.

Sous la duplication supérieure s'enfonce le complexe des *duplicatures inférieures* (fig. 40, n° 7), qui s'arrête vers l'ouest à une dislocation interrompant les calcaires des hauts plateaux nord-varois (en passant à proximité des villages de Mons et de Seilans) et dont la corrélation avec un accident hercynien posthume du socle ancien, la *faille de Pennafort*, sera indiquée plus loin. Il importe d'ailleurs de noter que ce complexe des duplicatures inférieures se rattache manifestement, comme le montrent la carte de la figure 40 et les coupes de la figure 41, au *massif cristallin de Tanneron*. La plus élevée de ces duplicatures inférieures, formant de larges plateaux au nord-ouest de Grasse jusqu'à Mons et à la profonde coupure de la Siagne, est encore, comme la duplication supérieure, essentiellement formée par du Jurassique, localement surmonté par du Cénomaniens et même du Nummulitique à Saint-Vallier. Mais la suivante ne contient déjà plus que localement du Jurassique inférieur au-dessus de l'Infralias, et les deux plus basses ne sont plus constituées que par de l'Infralias et du Keuper, en continuité apparente avec celui de la bordure septentrionale et orientale du massif de Tanneron. Celle-ci comprend ensuite, en succession régulière, le Muschelkalk et les grès du Trias inférieur, discordants sur les terrains anciens et formant, au pied de Grasse, une avancée au NE suivant l'axe de l'anticlinal du Gros-Vallon, dans la direction du col de Magagnosc et de l'anticlinal du Bar, dont il a été question plus haut et qui a plié toute la série des duplicatures provençales. Or, cet anticlinal, *d'âge alpin*, correspond à une direction hercynienne du substratum ancien, étant dans celui-ci le prolongement d'une faille et parallèle à un accident jalonnant *le bord oriental du bassin houiller du Reyran* (fig. 40).

Or, si, dans la direction du NE, l'abaissement de l'axe de cet anticlinal hercynien posthume du Gros-Vallon ne le montre plus que constituant l'*anticlinal du Bar*, qui a plié en commun les duplicatures superposées (fig. 41, A, B), vers le SW, au contraire, le Muschelkalk et le Trias inférieur s'ouvrent en embrassant le *massif cristallin de Tanneron*, grâce à l'érosion qui a enlevé la couverture discordante de sa partie axiale. Ainsi ont été disjointes, en apparence, la portion des duplicatures superposées qui est

conservée au nord du massif de Tanneron et qui constitue les répétitions des plateaux au nord de Grasse, jusqu'à la Siagne, puis au nord de Fayence et de Seillans, et la portion conservée à l'est du massif de Tanneron et dont la surface supérieure correspond aux plateaux calcaires de Valbonne et Roquefort, s'étendant au sud jusqu'à Vallauris et Antibes, et vers l'est jusqu'au cours inférieur du Var. En tenant compte de la dénudation du massif ancien et de la répartition d'ensemble des duplicatures, le déplacement provençal de ces replis de la couverture du massif de Tanneron a dû se faire dans la direction du nord, tandis qu'initialement A. Lanquine et moi, pensant qu'ils s'enracinaient suivant l'anticlinal du Bar, avions admis qu'il s'agissait de plis provençaux poussés au NW et ayant subi des reprises alpines ultérieures, de même direction générale, mais ayant pu rejouer en sens inverse. Depuis lors, J. Goguel, n'envisageant que les effets de ces reprises alpines et dans la seule région au nord du massif de Tanneron et de l'anticlinal du Bar, a attribué leur superposition simplement à une phase de chevauchements alpins poussés au sud.

La formation des duplicatures en question traduit un jeu indépendant du Keuper, qui prend une part importante à la constitution des plus basses, puis très décroissante dans les plus élevées (fig. 41), par rapport au *Muschelkalk*, très rigide, qui ne se montre que très exceptionnellement, en une lame broyée, dans l'une des duplicatures. Celui-ci, par contre, s'étale largement à découvert avec les grès du Trias inférieur, discordants sur les schistes cristallins du massif de Tanneron, suivant une zone subtabulaire d'une largeur minimum de 15 kilomètres (en tenant compte du témoin tabulaire de Bagnols isolé au sud de Fayence), au sud du Keuper qui suit le pied des duplicatures (fig. 40). Il semble évident qu'un décollement s'y est produit au niveau du Keuper, ayant entraîné en bloc vers le nord les couches qui surmontaient initialement ce *Muschelkalk*, en fournissant très largement le matériel nécessaire à la genèse de la nappe Cheiron-Audibergue. En outre, un décollement peu important au bord nord de cette aire dépourvue des terrains secondaires supérieurs au *Muschelkalk* aurait produit le complexe des duplicatures inférieures, qui est encore en semi-continuité, par le Keuper décollé de sa base, avec le *Muschelkalk* et dont les éléments, depuis le Keuper jusqu'au Jurassique terminal et même au Crétacé superposé, auraient subi un classement pour ainsi dire différentiel dans les replis superposés en question.

D'autre part, on peut remarquer, sur la carte de la figure 40, que l'extension des duplicatures inférieures est complémentaire de

celle de la duplication supérieure, en ce qui concerne le rôle qu'y jouent les calcaires jurassiques. C'est ainsi qu'au NW de Grasse, la surface occupée par la duplication supérieure est faible par rapport à l'étalement des calcaires jurassiques du complexe inférieur, jusqu'à l'accident de Mons-Seillans, où ce complexe s'arrête brusquement et à partir duquel le Jurassique des hauts plateaux nord-varois constitue la prolongation de celui des diverses duplications suivant un style en gradins indiqué à la p. 294. A l'est du massif de Tanneron, où la série supérieure s'étale largement et où les duplications inférieures, tout en étant présentes, ne jouent qu'un faible rôle par rapport à elle, le Jurassique ne prend guère part à leur composition, constituée surtout par des répétitions d'Infralias et Keuper. D'ailleurs, ce sont ces derniers terrains qui, seuls, se rencontrent dans les plus basses duplications, le rôle du Jurassique diminuant, puis disparaissant, en partant des plus élevées, comme le montrent les coupes de la figure 41.

L'ampleur même de ces replis décroît du haut vers le bas, les plus bas ayant été entièrement recouverts par les plus élevés et n'apparaissant au travers de ceux-ci que grâce à l'érosion consécutive à la formation ultérieure de l'anticlinal qui les a pliés en commun. C'est là une disposition différente d'une structure imbriquée normale, dans laquelle les chevauchements successifs ne s'escaladent, à l'ordinaire, qu'incomplètement, et cela ne semble explicable que si ces replis se sont formés à peu près sur place, au-dessous et aux dépens de la base de la même série parautochtone que la duplication supérieure, par un processus d'emboutissage ayant provoqué des sous-chevauchements et résultant d'un entraînement différentiel par sa base vers le nord, en connexion avec la portion correspondante du socle ancien. Les replis subautochtones ainsi produits ont reflué, en apparence, vers le sud, quoique de genèse provençale et ne correspondant pas à un déplacement réel dans cette direction.

Cet entraînement par le socle a pu d'ailleurs se faire d'une façon inégale, en raison d'un rejeu évident de l'accident hercynien bordant à l'est le bassin houiller du Reyran, lequel partage le massif cristallin en deux parties dont les bords s'avancent inégalement vers le nord (fig. 40). Par cet accident d'âge provençal (qui paraît un décrochement, mais peut aussi tenir à une dénivellation) se montre, en effet, avancée de 4 kilomètres environ la bordure de grès triasique et Muschelkalk de la portion orientale, correspondant au massif de Tanneron proprement dit (1), par rapport à

(1) Nous verrons plus loin (p. 335) que sur le prolongement de cet

la portion occidentale, leur raccord se faisant par une zone étranglée et manifestement étirée suivant la direction de l'accident en question du substratum (fig. 40). Ce même rejet existe pour le relief du bord sud du plateau calcaire correspondant à la plus élevée des duplicatures inférieures et cet accident se retrouve aussi dans la correspondance, au bord sud du massif cristallin, du Permien inférieur transgressif.

D'autre part, la portion occidentale du massif de Tanneron s'arrête brusquement à une faille, prolongeant très sensiblement le bord oriental du bassin houiller du Plan de la Tour, dans les Maures, qui marque une discontinuité très nette du socle ancien et de l'allure des couches de sa couverture. A l'est de cette « faille de Pennafort » (fig. 40), les schistes cristallins sont surmontés vers le nord directement par le grès du Trias inférieur et le Muschelkalk restés subhorizontaux et dépourvus de leur couverture initiale, qui a pu être entraînée pour former la nappe du Cheiron ; en leur bord sud, ils sont, au contraire, recouverts par du Permien inférieur transgressif et accompagné par ses puissantes émissions porphyriques, et ce n'est que plus loin au sud que se montrent les schistes et grès rouges du Permien supérieur du bas Argens. Par contre, immédiatement à l'ouest de la faille, à Pennafort, se rencontrent ces schistes rouges, surmontés par la série complète du Trias, à laquelle font suite l'Infralias et le Jurassique dans la *région centrale varoise*, où le socle cristallin est enfoui à grande profondeur et où d'autre part, à l'exception de *décollements locaux*, les divers étages du Trias, de l'Infralias et du Jurassique (à la base duquel se montrent alors les étages supérieurs du Lias sous le Bajocien) ont été *plissés simultanément*.

Or, il est important de remarquer que l'accident suivant lequel, de Seillans à Mons, les duplicatures inférieures s'arrêtent brusquement au contact de la série parautochtone des hauts-plateaux nord-varois, se place très sensiblement sur le prolongement de la faille de Pennafort, en sorte que *la genèse des duplicatures inférieures, avec son processus d'emboutissage si spécial, paraît donc bien liée à l'avancée de cette saillie du socle cristallin qui constitue le massif de Tanneron.*

éperon du massif cristallin et de sa couverture de Trias inférieur et de Muschelkalk sous l'anticlinal du Bar, suivant une direction varisque SSW-NNE, le bord sud du massif du Mercantour montre une disposition symétrique par l'axe triasique de la Vésubie moyenne, greffé sur un éperon de ce bord.

On peut d'ailleurs remarquer qu'à son extrémité orientale, ce régime de duplicatures se termine vers Vallauris, où justement finit la digitation de ce même massif qui constitue le petit massif de la Maure ou de Super-Cannes; il existe donc là aussi, une coïncidence qui ne paraît être un effet du hasard (fig. 40).

D'autre part, cette genèse, pas plus que l'origine et la translation de la nappe entièrement décollée du Cheiron et de l'Audibergue, et aussi que la formation de la plupart des accidents de la tectonique provençale, comme le pense également G. Corroy, *ne paraissent plus pouvoir résulter seulement d'un processus de compression géosynclinale*. Les différences de plasticité et de rigidité, en particulier du Keuper par rapport au Muschelkalk, d'une part, et aux calcaires du Jurassique provençal, d'autre part, y ont manifestement joué un rôle capital, en provoquant ou, du moins, facilitant un décollement de grande envergure au niveau du Keuper. En ce qui regarde le « moteur » ayant produit la translation de la nappe du Cheiron et de l'Audibergue, sur une distance approximative de 20 à 30 kilomètres, il semble bien que celui-ci a pu être l'action de la *pesanteur*, sous la double condition que, d'une part, il se soit alors produit *une surrection de la région d'origine* ayant amené la production d'une inclinaison suffisante des couches pour que s'y produisent le décollement et le glissement nécessaires et que, d'autre part, la translation de la masse décollée *n'ait pas rencontré d'obstacle* ayant empêché son déplacement jusqu'à la région d'arrivée, à un niveau plus bas que celle de départ.

En ce qui concerne la première condition, la région d'origine de la nappe doit se trouver à l'arrière et au sud des duplicatures inférieures, dans le flanc nord de l'édifice constitué par les schistes cristallins de Tanneron et le Permien de l'Estérel. Or, nous avons reconnu, à propos des Maures, dont le massif de Tanneron a été solidaire, que d'importants mouvements provençaux s'y sont produits à la fin de l'Eocène, qui ont dû amener une surrection suffisante de l'édifice pour le déclenchement de la tectonique de glissement ou d'écoulement.

Quant aux reliefs et aux différences d'altitude que l'état actuel des choses montre entre la région d'arrivée et celle de départ, ils résultent avec évidence de *déformations alpines*,

postérieures à la phase provençale, qui se sont produites tout d'abord à la fin de l'Oligocène et ensuite avant le Pontien, sinon après celui-ci.

V) Les répercussions alpines dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes.

La région de terrains secondaires qui est située au sud-est de l'anticlinal commun aux duplicatures et de la bande synclinale du Miocène marin de Tourrette, Vence et Saint-Jeanet et dont nous savons (fig. 41, A) que le Jurassique du plateau de Roquefort et Valbonne appartient à la duplicature supérieure parautochtone, s'étend jusqu'au littoral entre Antibes et l'embouchure du Var, avec un régime subtabulaire. Cependant, au-dessus des calcaires blancs habituels du Tithonique, qui terminent un Jurassique souvent presque entièrement dolomitique, le Cénomaniens, puis les sables bariolés de l'Eocène inférieur et les calcaires et marnes bleus nummulitiques (sans aucune trace de la série gréseuse oligocène) marquent *des synclinaux sensiblement orientés N-S* (fig. 40).

Le plus important s'enfouit à l'est de Vence sous la mollasse burdigalienne, transgressive et entièrement discordante sur lui ; il est donc nécessairement anté-burdigalien. D'autres synclinaux voisins et parallèles, appartenant évidemment au même faisceau, mais contenant la série des tufs andésitiques contemporaine de la mollasse, ont donc joué après celle-ci, mais avant le dépôt du Pliocène discordant sur eux à Villeneuve-Loubet, par des mouvements vraisemblablement contemporains des plis qui affectent le Miocène de Vence et Saint-Jeanet. Ceux-ci sont antérieurs à la brèche de Carros, d'âge pontien, discordante sur eux, sur la rive droite du Var, en plusieurs points où des témoins de la mollasse miocène se rencontrent, eux-mêmes discordants sur les marnes nummulitiques, au-dessous du Broc et au pied de Carros, au bord du Var, jalonnant la prolongation initiale du synclinal de Vence.

Mais, d'autre part, des reprises alpines sur le domaine provençal peuvent se reconnaître jusque dans toute la région varoise, s'y traduisant par des accidents structuraux indépendants, de direction NW-SE. Cependant, elles ont pu, en d'autres parties

avoir été orientées par les accidents provençaux antérieurs, de direction générale WSW-ENE ; d'anciens plis ou chevauchements provençaux ont pu alors rejouer en se resserrant (parfois obliquement) ou même il s'est produit des plis et des chevauchements alpins poussés vers le sud, mais dont on peut dater en certains points l'âge post-nummulitique et antéburdigalien, correspondant à la fois à la phase provençale terminale et à la première véritable phase alpine de plissement.

VI) La région varoise centrale (fig. 40 et 42).

Sous ce nom est envisagée ici la région qui vient au sud des hauts plateaux nord-varois, limités vers l'est par l'accident de Mons à Seillans, où se termine le groupe des duplicatures inférieures et à partir duquel le régime des hauts plateaux remplace, avec un style tectonique plus normal, celui des duplicatures. Le passage des hauts plateaux à la région centrale varoise se fait par une série de gradins de calcaires jurassiques, d'altitudes décroissantes, séparés par des replis d'Infralias et de Trias successifs et non plus emboîtants, ou souvent de petits chevauchements, dans lesquels l'Infralias et le Trias prennent un développement croissant, tandis qu'inversement, il se produit une diminution graduelle du Jurassique conservé dans les gradins synclinaux successifs, jusqu'à une zone devenue presque entièrement triasique, qui est délimitée vers l'est par la faille de Pennafort et domine au sud, par une corniche terminale à peu près continue, la dépression permienne de Cuers et du bas Argens qui sépare cette région centrale varoise du massif des Maures, qui surgit entre elle et le littoral.

Les plis et chevauchements de la zone de transition aux hauts plateaux se montrent souvent en *faisceaux discontinus* et leur disposition générale en plan est incurvée, présentant un passage graduel entre une direction nettement provençale dans la partie orientale et une direction alpine NW-SE dans la partie occidentale, ainsi d'ailleurs que celle des hauts plateaux nord-varois eux-mêmes, entre leur partie orientale et les deux plans de Canjuers à l'ouest.

Le bord de la zone triasique a, depuis longtemps, montré à L. Lutaud et à moi des suppressions locales de couches traduisant des *décollements à la base ou dans la masse du Trias*. Dans

toute cette région, le Trias se montre *froncé* par des plis nombreux et *très superficiels*, n'intéressant que le Muschelkalk et le Keuper, mais non les grès du Trias inférieur, qui n'apparaissent nulle part dans les anticlinaux, souvent très aigus. A la boutonnière de Terrubi, sur le Permien supérieur reposent les calcaires du Muschelkalk, directement ou par l'intermédiaire d'un peu de dolomie inférieure. Il existe donc, en pleine région triasique, un *décollement général de la base du Trias* et cela peut expliquer qu'étant affecté par de nombreuses rides qui ont nécessairement réduit la largeur qu'il occupait initialement, il ne subsiste plus, sur le Permien qui vient au sud, de témoins du Trias qui l'a recouvert primitivement, celui-ci ayant été décollé et entraîné tangentiellement vers le nord. Ce glissement, qui ne peut résulter d'une compression géosynclinale, serait du ressort de la tectonique d'écoulement, comme pour la genèse de la nappe Cheiron-Audibergue et des duplicatures inférieures, mais avec une différence dans la hauteur du décollement dans le Trias. Celle-ci peut s'expliquer par le fait que, dans le cas précédent, le Trias ayant été directement transgressif sur les schistes gneissiques du bord du massif de Tanneron par les grès triasiques, la première série plastique dans laquelle a pu se faire le décollement était le Keuper au-dessus du Muschelkalk ; au contraire, dans le cas présent le Trias reposait sur le complexe argilo-schisteux du Permien supérieur et le décollement a pu se faire à la base du Trias sur ce Permien au bord du massif des Maures.

Parmi les rides du Trias en question, les unes présentent d'ailleurs la direction provençale typique WSW-ENE, d'autres une direction presque orthogonale NW-SE, fréquente dans la partie médiane de la région ; le passage de l'une à l'autre se montre souvent brutal, constituant un véritable croisement de faisceaux distincts. En qualifiant cette seconde direction d'*alpine*, cela n'exclut pas que, se produisant lors de la phase alpine de la fin de l'Oligocène, elle ait été contemporaine de la phase provençale finale et qu'il se soit ainsi produit, en une seule fois, un système *réticulé* tel qu'il s'en est produit par des gauchissements. Toutefois, dans certains cas la direction alpine NW-SE correspond évidemment à une *phase tectonique post-oligocène ayant affecté un accident provençal antérieur*, ainsi que nous allons en trouver des exemples à propos de deux questions qui ont été très controversées dans cette région centrale varoise.

D'autre part, un élément structural important de celle-ci est la présence des grandes dépressions ayant pris naissance à la fin

du Crétacé et dans lesquelles se sont accumulées de grandes épaisseurs de *dépôts continentaux de faciès garumnien*, transgressifs sur les formations antérieures, du Trias au Jurassique supérieur, et qui peuvent avoir débuté tantôt au Sénonien, plus souvent au Danien ou seulement à l'Eocène inférieur.

*
*
*

Le chevauchement des Bessillons.

L'hypothèse d'une grande *nappe « des Bessillons »* émise en 1912 par E. Haug et moi, et qu'il a ensuite considérée comme inférieure à celle de la Sainte-Baume, ne peut être conservée ; mais il existe un important *chevauchement des Bessillons*, dirigé vers le nord et poussé sur une large bande de Garumnien s'étendant longuement vers l'est à partir du pied du village de Pontevès, à l'est de Barjols. Pour Ph. Zurcher, qui l'a reconnu, comme pour moi et pour P. Bellair, il n'y a aucun doute qu'il se suive jusqu'à Lorgues, après de grandes sinuosités de son affleurement (fig. 42) : en particulier une profonde avancée de son substratum de Garumnien en une fenêtre presque fermée au sud de Salernes, puis un nouveau recul du bord de la masse chevauchante vers le sud à l'est du massif du Babadier, son substratum devenant alors essentiellement formé par du Jurassique sur lequel le Garumnien ne forme plus que des témoins synclinaux.

Cependant un point délicat existait au nord de Cotignac, où le bord de l'affleurement de la masse chevauchante subit un rejet par un accident déjà reconnu par Ph. Zurcher, mais contesté par A. Lanquine et Albert F. de Lapparent, qui ont admis qu'il existe là un relaiement du *chevauchement des Bessillons*, venant se terminer à Cotignac, par un *chevauchement de Salernes*, prenant naissance par un anticlinal indépendant venant des Cabanons, à 4 km. plus à l'ouest.

Une étude précise de P. Bellair et moi nous a montré que cet anticlinal s'enfonce à l'est sous l'Infralias formant la base du chevauchement qui se poursuit vers Salernes, d'une façon indépendante de celui-ci, son Jurassique réapparaissant au-dessous de lui en une fenêtre qu'avait déjà figurée Zurcher et dont n'ont pas tenu compte les deux auteurs précités. Le chevauchement de Salernes est bien le prolongement de celui des Bessillons ; mais un

accident alpin de direction NNW-SSE, *postérieur au chevauchement provençal*, a produit une saillie, d'ailleurs compliquée dans le détail, du substratum de la masse chevauchante et une déni-

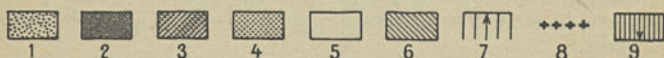
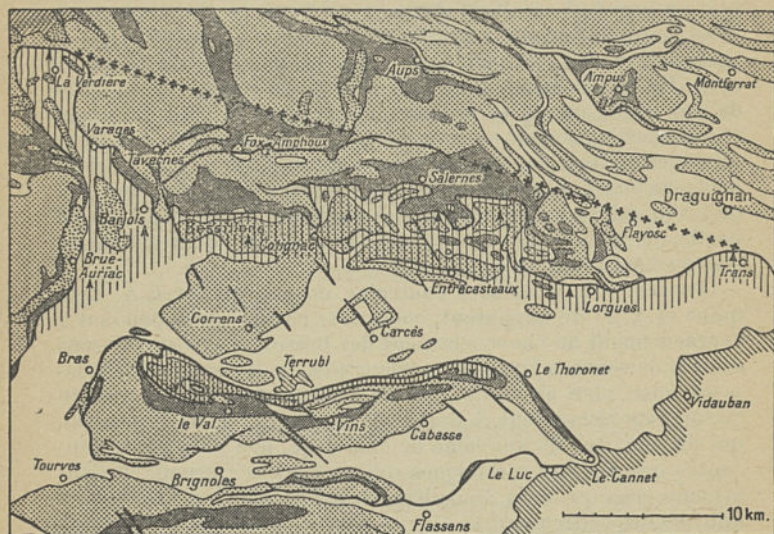


FIG. 42. — Esquisse géologique et structurale de la région centrale varoise, chevauchement des Bessillons.

1, Miocène d'eau douce ; 2, Eocène inférieur et Crétacé supérieur (faciès garum-nien) ; 3, Crétacé inférieur (angle NW) ; 4, Jurassique ; 5, Infralias et Trias ; 6, Permien ; 7, portion conservée du chevauchement des Bessillons ; 8, limite approximative de ce chevauchement vers le nord ; 9, masse décollée et contre-chevauchée au sud de la situation initiale.

Nota. — Le barré vertical (7) a été omis sur un témoin de Trias et Jurassique au NE de Lorgues.

vellation entre les deux portions disjointes de celle-ci, d'où un rejet dans leur bord septentrional. Celui-ci n'est d'ailleurs qu'un *front d'érosion*, indépendant du front initial du chevauchement, ainsi que le montre un témoin du Jurassique du Babadier,

reconnu par Albert F. de Lapparent en avant du bord de celui-ci, reposant sur le Garumnien.

Il paraît d'ailleurs probable que non seulement l'anticlinal imbriqué vers le nord dont il vient d'être question constituée, en réalité, un accident résultant de la translation du chevauchement Bessillons-Salernes sur le substratum de celui-ci, mais aussi que le chevauchement secondaire de Fox-Amphoux, situé plus au nord (fig. 42) et même deux autres de moindre importance, près de Tavernes, ont dû se produire encore sous le bord initial du grand chevauchement ou immédiatement en avant de son front (abstraction faite de l'érosion subséquente). C'est ce que va montrer plus loin l'examen de la bande triasique de Barjols qui, jusqu'à son extrémité au nord de La Verdière, paraît constituer à partir de Barjols un témoin de l'avancée de la même masse chevauchante (fig. 42 et 43).

D'autre part, et en sens contraire, on ne peut, avec A. Lanquine et A. F. de Lapparent, considérer comme correspondant à l'enracinement du chevauchement des Bessillons l'existence sous celui-ci de couches jurassiques renversées, mais cisailées obliquement aussi bien au contact de l'Infralias chevauchant que du Garumnien sous-jacent, à Sainte-Catherine (à l'E de Pontevès), qui ne constitue qu'une lame de charriage, non plus que la rencontre des couches jurassiques qui percent le Garumnien dans la coupe classique de la Bouissière, au sud de Salernes. Ces couches ont une disposition *anticlinale et non synclinale* dans l'ensemble; d'autre part, *le Bathonien y est entièrement calcaire*, tandis qu'au contraire, la série chevauchante renferme un *Bathonien marneux très épais*.

De plus, au sud de ce *faux enracinement*, il existe encore plusieurs *fenêtres de Garumnien* (fig. 42), qui percent au travers de cette série et permettent de reporter approximativement l'enfoncement réel du Garumnien au-dessous d'elle, à une ligne passant par Entrecasteaux et le sud de Lorgues, où elle rejoint le chevauchement qui passe au sud de la colline de Saint-Ferréol, dont la structure et la signification ont été très discutées.

A partir de Lorgues et d'un dernier témoin de la série chevauchante situé au NE de cette localité (où le barré vertical a été oublié sur la fig. 42), le chevauchement se poursuit vers l'est dans une région entièrement triasique, où il est jalonné par une bande de *mylonites*, d'abord signalées par P. Bellair et renfermant encore, au début, des éléments de Garumnien et de Jurassique et Infralias, qui arrivent à diminuer et disparaître par rapport à ceux de

Trias. Ceux-ci se rencontrent en blocs énormes et hétérogènes, suivant une bande aboutissant à la vallée du Nartuby sur la rive droite de cette vallée en amont de Trans, où ce conglomérat s'enfonce sous la base du Muschelkalk de la série triasique qui s'étend au sud de cette bande mylonitique, laquelle repose, au contraire, sur du Keuper très broyé de la série triasique qui vient au nord. Elle jalonne donc toujours *un chevauchement vers le nord*.

Cette zone mylonitique, après avoir empiété sur la rive gauche du Nartuby en face et en aval de Trans (où la belle chute de la rivière est encaissée dans cette mylonite) se perd ensuite, au SE, sous la large plaine alluviale inférieure de la vallée, qui s'est creusée et élargie facilement dans cette formation très grossière, mais peu cohérente. Depuis le voisinage de Lorgues, cette formation sépare deux régions triasiques, très plissées suivant une direction alpine prédominante, mais dont les plis ne se correspondent pas de part et d'autre du chevauchement provençal ainsi jalonné, que montre la figure 42.



VII) La bande triasique de Barjols (fig. 42 à 44).

Un point très discuté de la structure de la région provençale, *qui est donc l'une des plus compliquées du sol français*, est la signification tectonique de la bande arquée de Trias qui, partant du sud avec une direction NE, depuis le Logis de Nans et Rougiers au pied de la Sainte-Baume (fig. 44), tourne graduellement au nord, puis au NW à partir de Barjols jusqu'à sa terminaison à 1 km. 1/2 au nord de La Verdrière. Jusqu'à présent, *cette bande n'a été envisagée qu'en bloc*, sans y distinguer du Muschelkalk, du Keuper et même l'Infralias, ni les multiples plis qui les affectent, et elle a été considérée simplement, le plus souvent, comme *une zone ayant coupé transversalement et interrompu les accidents de la structure provençale*, d'une façon d'ailleurs énigmatique. Mais, en réalité, cette question se lie étroitement à celle des Bessillons, même pour l'éperon terminal de cette bande triasique qui s'étend de Barjols à La Verdrière suivant une direction NW-SE, au premier abord nettement *alpine et non provençale*, aussi bien en ce qui regarde son orientation d'ensemble que celle des bandes alternantes (fig. 43) de Muschelkalk

Keuper et Infralias qui correspondent à une disposition plissée. Cette orientation est donc nettement différente de celle des plis provençaux fréquents dans la région centrale varoise et, au contraire, la même que celle des accidents alpins qui les ont coupés et rejetés en divers points.

Il importe d'ailleurs de remarquer qu'en aucune partie de la bande triasique, qui prend naissance au SW obliquement au-dessous d'un chevauchement provençal délimitant le massif de la Sainte-Baume vers le nord (fig. 44), elle ne prend l'orientation provençale, car elle passe d'une direction d'abord SW-NE, vraisemblablement due à un rejeu posthume d'un accident varisque du socle hercynien, par une direction intermédiaire S-N, à la direction alpine SE-NW de sa terminaison après Barjols. C'est aussi cette dernière orientation qui domine par rapport à la direction provençale pour les plis du Trias dans la région intermédiaire, et il en est encore de même pour le départ des plis du Trias qui se détachent du bord oriental de la bande triasique au sud de Barjols en s'enfonçant à l'est sous le Jurassique de la masse des Bessillons, puis au sud d'une large cuvette entourant Correns (fig. 42), en un faisceau très serré séparant cette cuvette très tranquille du massif de Bras et du prolongement vers l'est de celui-ci, lequel est creusé en sa partie axiale par le large synclinal de Garumnien du Val et dont le Jurassique du bord nord a été décollé et chevauche au sud jusque sur ce Garumnien (1). Il n'est pas douteux que, malgré ce dysharmonisme local entre le Trias très plissé et le Jurassique plus rigide, les digitations du Trias de la bande de Barjols constituent, avec le Jurassique des Bessillons, de la cuvette de Correns et du massif de Bras, une même série stratigraphique et qu'en particulier le Trias de la terminaison de la « bande de Barjols », depuis Barjols jusqu'au delà de la Verdrière, est en continuité absolue avec celui qui forme la base de la série jurassique des Bessillons et de Correns. Il faut d'ailleurs noter que, lorsqu'à l'est de Correns et à Cotignac a cessé la couverture de Jurassique, les plis du Trias se montrent encore, jusqu'à la falaise dominant la plaine permienne, dans la partie médiane de la région centrale varoise, souvent avec une direction NW-SE plutôt que provençale.

(1) C'est ce chevauchement local, paraissant dirigé en sens inverse de celui du front des Bessillons, qui avait suggéré anciennement à E. Haug et moi, l'hypothèse d'une large « nappe des Bessillons », entièrement flottante.

C'est encore avec une même direction alpine qu'aux environs de Tourves, un faisceau de plis du Trias ceinture l'angle SW du massif de Bras, pour se prolonger suivant une direction provençale à partir de Brignoles.

* * *

Examinons maintenant, depuis le Logis de Nans, par St-Maximin (fig. 44), *le bord occidental de la bande triasique*, qui est d'abord orienté SW-NE, en longeant le pied du massif de l'Olympe suivant un contact rectiligne, le long duquel le Muschelkalk pourrait sembler constituer une série continue avec le Jurassique qui le borde, s'il n'existait *une mince bande discontinue de Garumnien interposée*, indiquant un contact anormal. Ce contact se redresse à la verticale en tournant au S-N. et *le Trias arrive ensuite à reposer sur le Jurassique*, dont les termes inférieurs disparaissent en cours de route le long du contact, suivant lequel se montre çà et là du Garumnien. Ce chevauchement, masqué vers Brue-Auriac sous du Miocène d'eau douce, reparait ensuite et se poursuit au long du bord occidental de la bande triasique, jusqu'en son extrémité, marqué par une complète indépendance du Trias, plissé suivant la direction NW-SE, à l'égard du régime provençal du substratum. Celui-ci est affecté, en particulier, par le *chevauchement des Palières* (fig. 43), suivant lequel l'Infralias est poussé au N. sur une large bande de Garumnien. Or, de l'autre côté de la bande triasique, vient aboutir, presque en regard, le *chevauchement de Fox-Amphoux*, d'ailleurs doublé par deux autres très voisins et parallèles (fig. 42), toujours poussés sur du Garumnien, lequel présente, d'autre part, certains caractères locaux communs avec celui sur lequel est poussé le chevauchement des Palières. Quelle que soit la cause de ces caractères locaux, dont A. F. de Lapparent a tenté une explication que je crois difficilement acceptable, en admettant que ce Garumnien s'est déposé *par-dessus la bande triasique*, la concordance en question paraît, au contraire, un argument très important en faveur de la *continuité de ces bandes de Garumnien par-dessous le Trias*, d'autant que d'autres faits indiquent que *la bande triasique, en sa portion au nord de Barjols, repose sur les terrains plus récents qui viennent à son contact. Mais une disposition secondaire, tenant au plissement alpin, a inversé en apparence ces relations en une partie de son bord oriental.*

Un argument considéré, en effet, comme capital par A. F. de Lapparent à l'encontre de cette conception serait que *le Trias*

s'enfoncerait régulièrement, en son bord oriental, sous le Jurassique qui le borde et qui s'étend, au NE de Varages, jusqu'à la dépression garumnienne, de direction alpine (fig. 42), de Montmeyan. Or, il s'agit seulement, au contact du Trias, de Jurassique supérieur et cette conception supposerait donc une disparition de l'Infralias et de tous les étages jurassiques, dans ce contact évidemment anormal, au long duquel le Jurassique est souvent broyé. En deux points très restreints de ce contact, Ph. Zurcher a indiqué, il est vrai, l'intercalation de témoins d'un calcaire siliceux qu'il a attribué au Lias et qui, ainsi, aurait seul échappé, très localement, à ce complet étreitement entre le Keuper et le Jurassique terminal, ce qui serait très surprenant s'il s'agit d'une superposition directe, tandis que la présence de ces deux lames n'est nullement étonnante si ce contact, ainsi que cela me paraît évident, est une surface de chevauchement localement inversée.

En effet, il est important d'indiquer que, si l'on considère la disposition du Jurassique en question *en dehors du contact même, il est renversé sous ses étages plus anciens, constituant avec eux le flanc inverse d'un anticlinal couché au SW et de direction alpine, à noyau d'Argovien fossilifère et même de Bathonien, débutant au Petit Blé (fig. 43), qui s'est avancé sur le Trias en un large feston arrivant, à Varages, à masquer au moins les deux tiers de la largeur que montre la bande triasique à La Verdrière, tandis qu'au sud de Barjols le Trias se réunit à celui du soubassement des Bessillons après l'ennoyage, au-dessous de lui, de l'extrémité du Jurassique de l'anticlinal alpin en question.*

Un fait encore plus démonstratif est que, dans ce contact, s'intercale en divers points du Garumnien, qui prend, en particulier, un important développement depuis la hauteur de Varages jusqu'à Barjols (fig. 43). Or, A. F. de Lapparent en a donné lui-même, à Chargaire, *une coupe stratigraphique détaillée, qui montre que les divers niveaux de ce Garumnien sont eux-mêmes renversés les uns par rapport aux autres, au-dessous de témoins flottants du Jurassique qui le surmonte et par-dessus le Trias. C'est évidemment la démonstration irréfutable que ce Trias ne constitue pas le substratum réel du Jurassique qui le borde à l'est. Si l'on restitue l'état de choses antérieur au renversement dû à la formation du pli couché alpin, le Trias reposait, en son bord oriental comme en son bord opposé, où son chevauchement est indiscutable et n'est plus contesté, sur un substratum plissé montrant les bandes alternantes ou même les imbrications de Jurassique et de Garumnien qui se correspondent de part et d'autre de la bande triasique suivant une direction pro-*

vençale. Ainsi que je l'ai indiqué plus haut comme très probable

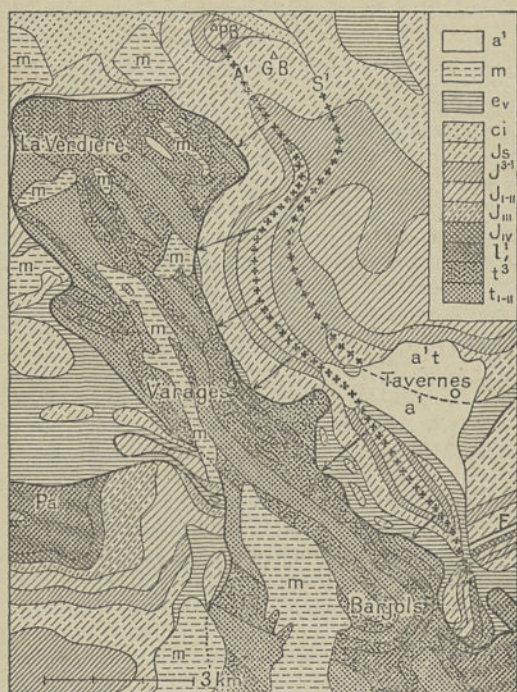


Fig. 43. — La bande triasique de Barjols et les terrains avoisinants.

a¹, Alluvions anciennes et tufs (t); m, Miocène d'eau douce; e_v, Garumnien; ci, Crétacé inférieur; J_s, calcaires et dolomies du Jurassique supérieur; J³⁻¹, Jurassique moyen marno-calcaire; J_{I-II}, Bathonien calcaire; J_{II-III}, Bathonien inférieur marneux; J_{IV}, Bajocien et Lias supérieur; l^{1,3}, Infralias; t³, Keuper; t_{I-II}, Muschelkalk; A¹, affleurement de la charnière de l'anticlinal alpin du Petit-Blé, couché sur la bande triasique (1); S¹, affleurement de la charnière dusynclinal suivant; F, terminaison du chevauchement provençal de Fox-Amphoux; Pa, chevauchement provençal des Palières; PB, Petit Blé; GB, Grand Blé.

pour le chevauchement de Fox-Amphoux et les petits chevauchements satellites existant à l'est de Tavernes, ces accidents

(1) Les flèches transversales au flanc ouest de cet anticlinal indiquent la zone où les couches jurassiques sont renversées à l'affleurement.

provençaux se prolongeant ainsi au-dessous du Trias qui est en continuité parfaite avec celui de la base des Bessillons, ont dû se produire *dans le substratum du chevauchement très important des Bessillons, lequel a dû ainsi dépasser légèrement La Verdrière au nord* (fig. 42).

La bande triasique de Barjols proprement dite, c'est-à-dire sa partie orientée au NW à partir de cette localité, suivant une direction alpine qui tranche dans le domaine provençal, représente ainsi *un témoin de l'avancée du chevauchement des Bessillons qui, grâce à un plissement alpin, a été conservé en un paquet plissé de la masse chevauchante*, partiellement recouvert par un anticlinal couché de Jurassique et de Garumnien dépendant du substratum du chevauchement et faisant suite, au nord-est, à un synclinal du substratum où est conservé ce témoin de la masse chevauchante.

* * *

Après l'accident alpin de Cotignac, ayant produit un rejet du bord conservé de la même masse chevauchante, qui a été interprété à tort comme un relaiement du chevauchement des Bessillons par un chevauchement de Salernes indépendant, nous avons donc un second exemple de l'action de *déformations et dislocations alpines*, datant très probablement de la fin du Nummulitique, qui ont imprimé leur direction propre dans le domaine provençal. La région centrale varoise (fig. 42) en montre d'assez nombreux autres exemples, consistant principalement en des fractures parfois accompagnées d'un certain décrochement des accidents provençaux antérieurs, et je dois me borner à indiquer ici que la récente étude de G. Corroy, sur le massif de la Sainte-Baume, dont il va être question, montre jusque là de tels accidents dont les tracés un peu arqués sur sa carte coupent nettement la direction provençale.

Il semble, d'autre part, que la structure de la *région provençale occidentale*, où, pas plus que moi pour la partie orientale dont il vient d'être question, G. Corroy ne reconnaît un rôle dominant d'un processus classique de compression géosynclinale, peut ainsi devoir sa complexité, qui va être esquissée dans les pages suivantes, outre le rôle important de décollements reconnu par L. Lutaud en particulier, à *des répercussions posthumes d'accidents du socle hercynien sur la tectonique provençale et à des rejeux alpins plus récents que celle-ci*.

VIII) Le massif de la Sainte-Baume et ses abords.

Par une extension suivant laquelle le bourg de Saint-Maximin est devenu Saint-Maximin-la-Sainte-Baume, le massif de la Sainte-Baume ainsi compris ne se borne pas au chaînon proprement dit de ce nom, qui en constitue la partie centrale culminante, et on y adjoint ses abords encore très accidentés, principalement au NW, s'étendant au N jusqu'au départ de la large *bande triasique de Barjols* (fig. 44), qui se fait suivant une ligne presque rectiligne à peu près W-E, allant du Logis de Nans, par Rougiers, jusqu'au delà de Tourves. Vers l'ouest, ce massif est limité à la vallée de l'Huveaune, en aval de Saint-Zacharie, d'abord par la *bande triasique de l'Huveaune*, orientée NE-SW, qui se perd sous la large plaine alluviale s'étalant, entre Aubagne et Gémenos, sur l'Oligocène du fond du bassin de Marseille. Vers le sud, ce massif constitue le bord septentrional du *bassin crétacé du Beausset*, qui le sépare des massifs jurassiques de la région au nord de Toulon.

1° *Le chaînon de la Sainte-Baume.* — Une étude détaillée assez récente de G. Corroy a apporté des précisions sur la structure de ce chaînon, dont il est question plus haut par l'opinion de E. Haug, dans le résumé historique des conceptions tectoniques sur la région provençale. Prenant naissance vers Gémenos, il débute en un pli couché au NNW sur du Crétacé supérieur, d'abord avec *flanc renversé bien développé*, formé de Crétacé inférieur (surtout d'Urgonien) et de Jurassique, qui plongent au SSE, et constituent la crête classique de la Sainte-Baume; la charnière se suit sur plus de 20 kilomètres entre le vallon de Saint-Pons et le plateau de Mazaugues, faisant affleurer le Trias dans la partie occidentale et ensuite seulement l'Infralias, mais accidentée de cassures NW-SE (probablement alpines) accompagnées de rejets transversaux. En outre, la charnière subit avant Mazaugues une déviation au NNE et en même temps elle se montre cisailée à sa base, son Infralias reposant sur le Crétacé supérieur directement ou par des écailles imbriquées, ce qui témoigne d'un plus fort déplacement tangentiel. D'ailleurs, auparavant, la série renversée d'Urgonien et de Jurassique de la crête de la Sainte-Baume, dont la falaise

dominait le Crétacé supérieur, s'était terminée en témoins dissociés, flottants sur celui-ci et disparaissant ensuite. Cela traduit un très important décollement en cette moitié du chaînon,

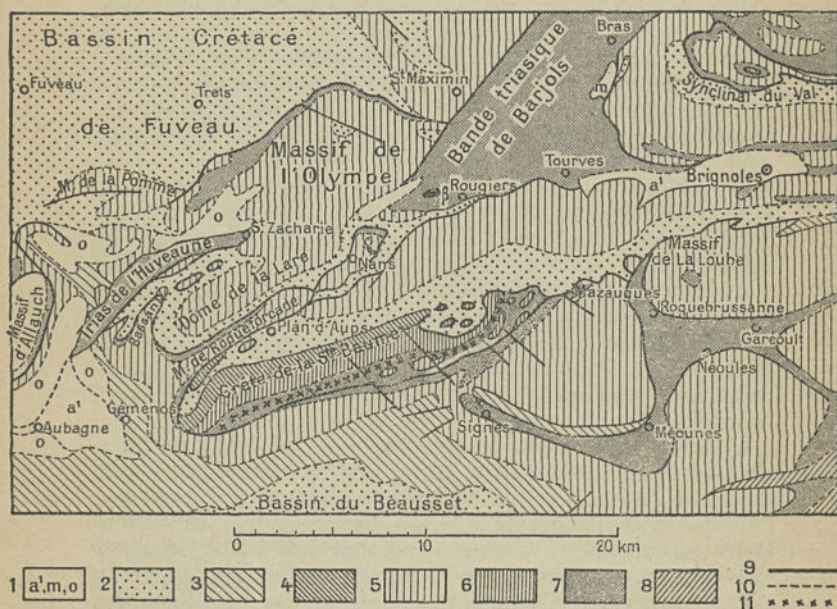


FIG. 44. — Esquisse géologique structurale du massif de la Sainte-Baume et de ses abords.

1, Alluvions anciennes (*a'*), Miocène d'eau douce (*m*) et Oligocène (*o*); 2, Crétacé supérieur; 3, Crétacé inférieur (série normale); 4, Crétacé inférieur de la série renversée de la Sainte-Baume; 5, Jurassique, en série normale; 6, Jurassique de la série renversée de la Sainte-Baume; 7, Infralias et Trias; 8, Permien de la dépression de Cuers; 9, contacts tectoniques (chevauchements, décollements décrochements); 10, contacts stratigraphiques; 11, axe de l'anticlinal couché de la Sainte-Baume; β , basalte de Rougiers.

ne se bornant d'ailleurs pas à cette terminaison des couches du flanc renversé et de l'axe cisailé du pli, mais s'étendant, à Mazaugues, jusqu'à celles d'une imbrication du flanc méridional du pli, qui commence à se montrer au sud de la charnière au milieu des couches hettangiennes et y ramène du

Rhétien et même du Trias, perçant au travers des couches jurassiques, qui plongent, dans l'ensemble, au SSE sous les couches crétacées du bassin du Beausset. A l'E. de Mazaugues viennent reposer à leur tour *sur le Crétacé supérieur, d'abord par leur base infraliasique, puis directement jusque par les dolomies suprajurassiques*, les couches de la série jurassique normale, qui est très étalée par des ondulations au sud de Mazaugues. Ces faits ainsi suivis le long du front de la Sainte-Baume, à partir de la brusque interruption de la crête constituée par la série renversée, témoignent avec évidence d'un *rôle croissant et très important du décollement amenant un complet dysharmonisme entre le substratum, formé de Crétacé supérieur, et la série chevauchante de la Sainte-Baume.*

Mais ce rôle devient encore plus apparent par la brusque terminaison des dolomies suprajurassiques suivant une profonde coupure transversale, à peu près N-S, qui se suit depuis environ 3 kilomètres au N de Roquebrussanne jusqu'à Méounes. Au pied et au contact direct de ces dolomies, qui forment les deux collines cotées 629 et 602 au 1/50.000, le fond du couloir qui les sépare et qui, après le petit col de Lamanon, descend au sud de la ferme de ce nom, montre d'abord la continuation du substratum de Crétacé supérieur; puis brusquement celui-ci vient au contact de *Muschelkalk* qui, au NE de Lamanon, au bas de la colline 602, se rattache aux dolomies par du Jurassique moyen et du Lias étirés montrant que ce *Muschelkalk* appartient bien à *la même série tectonique que ces dolomies et que la Sainte-Baume*, mais avec suppression des couches jurassiques et infraliasiques et du Keuper. Or, ce *Muschelkalk* affleure en de nombreux points de la plaine alluviale de la haute vallée de l'Issole, entre Roquebrussanne et Garéoult, à l'est, et Méounes, au sud, toujours dominé directement vers l'ouest par le massif de dolomie suprajurassique, dont le bord sud est accompagné, à partir de Méounes, par une zone disloquée de Crétacé. En tout cas, la coupure de Roquebrussanne indique sur une grande largeur (environ 7 kilomètres) un décollement séparant le *Muschelkalk* de la dolomie suprajurassique, qui forme une série seulement légèrement ondulée.

D'autre part, le bord crétacé de cette série est longé, à partir de Méounes, par un couloir du même Trias qui, en partie caché sous des alluvions, se poursuit évidemment par celui de la *boutonnaire faillée de Signes*, perçant au travers de la série jurassico-crétacée du flanc sud de la Sainte-Baume et ramené de la pro-

fondeur par une hernie dont la direction NW-SE paraît indiquer une genèse alpine, comme la fracturation du front de la Sainte-Baume et vraisemblablement aussi la coupure de Roquebrussanne. Cette bande anticlinale triasique, qui accidente ainsi obliquement le flanc sud de la Sainte-Baume, sépare dès lors de son prolongement direct une branche divergente, essentiellement formée de dolomie jurassique et d'Urgonien, qui continue à border le bassin crétacé supérieur du Beausset (1) en allant rejoindre la rangée de massifs jurassiques qui, au-dessus de Solliès-Pont, Cuers et Carnoules, dominant le bord de la dépression permienne, en reposant régulièrement sur le Trias complet, mais aussi, en bien des points, sur certains niveaux seulement du Trias ou même directement sur le Permien. Cela traduit aussi, comme dans la partie est de la Sainte-Baume, *l'importance des décollements*, mis en évidence, en cette région, depuis longtemps par L. Lutaud et aussi par moi-même.

Par contre, ce rôle a peut-être été plus restreint pour la prolongation de la Sainte-Baume, à l'est de la coupure de Roquebrussanne, dans la *montagne de la Loube*, dont le chevauchement frontal se poursuit sur le Crétacé supérieur du même synclinal, qui va se terminer vers l'est au delà de Camps, avec ses classiques plis en W couchés du roc de Candelon. En tout cas, on constate une tectonique très régulièrement plissée pour la prolongation de ce chaînon de Jurassique jusqu'à Besse, au nord d'un anticlinal de Trias et Infralias prolongeant le Trias de Garéoult par Forcalquier et Sainte-Anastasie, le long de la vallée de l'Issole.

2° *Les annexes nord-occidentales de la Sainte-Baume.* — Le Crétacé supérieur du long synclinal du Plan d'Aups-Camps, sur lequel chevauche le front de la Sainte-Baume, se relève en son bord nord par un bombement de Jurassique qui débute aux rocs du Cairé, à 2 kilomètres au NE du village du Plan d'Aups, et constitue un chaînon parallèle, traversé par le Caramy au nord de Mazaugues et se poursuivant, par le sud de Brignoles, jusqu'auprès de Flassans (fig. 42) en s'accolant avec celui qui prolonge la Sainte-Baume jusqu'à Besse après la terminaison du synclinal

(1) Cette rangée se réunit, à l'est de la terminaison du bassin crétacé du Beausset, à la bande de Jurassique et Trias de la région toulonnaise qui, à partir du rivage entre les baies de la Ciotat et de Sanary, forme le bord sud de ce bassin en chevauchant sur lui et donnant naissance, auprès du Beausset, au lambeau-témoin de Trias et Infralias isolé sur le Crétacé qui a fait l'objet de la découverte classique des phénomènes de recouvrement en cette région provençale, par Marcel Bertrand.

crétacé vers Camps. Cet anticlinal chevauche lui-même au NW, depuis son origine jusqu'un peu au delà de Rougiers, sur une nouvelle bande de Crétacé supérieur drainée par le cours supérieur du Cauron à l'est de Nans, mais qui doit être considérée comme une digitation du synclinal du Plan d'Aups, séparée de lui par la sur-rection du chaînon jurassique dont il vient d'être question.

Cette digitation peut être localement cachée par le chevauchement de ce Jurassique et aussi, du côté opposé, sous le bord d'une autre bande de Jurassique portant le village de Nans et qui, malgré l'opinion de G. Corroy, ne semble pas devoir être considérée comme une saillie anticlinale entre le Crétacé du Cauron, qui la longe au SE, et celui d'une autre bande qui la borde au NW. Tandis que pour G. Corroy il s'agit là de deux synclinaux parallèles séparés par un anticlinal de Jurassique, on peut penser que ce sont les deux bords d'un même synclinal de Crétacé supérieur, sur la partie axiale duquel le chaînon de Jurassique en question repose en un synclinal, témoin de l'avancée initiale du chevauchement de la Sainte-Baume, ainsi que l'ont successivement admis Marcel Bertrand, E. Haug et J. Répelin. Même E. Fournier, fidèle à sa conception habituelle, en admettant que cette bande est enracinée par un pédoncule d'Infralias, a toutefois indiqué que celui-ci chevauche symétriquement sur le Crétacé en ses deux bords, le Jurassique ayant une allure synclinale. D'ailleurs G. Corroy indique que ce dernier, en son bord NW, se relève et chevauche sur le Crétacé qui le borde, tandis que son contact avec le Crétacé au bord sud-est se fait subverticalement (1). Sur sa carte, il figure au NE de Nans, par les signes des plongements des couches, une disposition synclinale très nette pour la série formée seulement là de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur avec Albien fossilifère, quoiqu'on se trouve là suivant l'axe du chaînon et près de sa terminaison, où il a indiqué pourtant que « vers Nans, l'axe jurassique a repris son allure franche d'anticlinal complet », ce qui peut sembler contradictoire. Il reconnaît d'ailleurs que ce Jurassique peut prendre « une allure synclinale trompeuse a priori, quant à son interprétation tectonique », ce qui semble difficilement admissible, car les contours géologiques de la carte de G. Corroy et ses coupes pour ce chaînon de Roqueforcade-Nans

(1) Il faut noter, toutefois, que la carte géologique du mémoire de G. Corroy indique un témoin isolé de ce Jurassique et une avancée de celui-ci, à côté du Plan d'Aups, sur les couches les plus récentes du Crétacé supérieur. D'autres, plus au SW, proviennent manifestement de la série renversée plus proche.

(lequel subit à la traversée de la vallée supérieure de l'Huveaune un étranglement suivant lequel les couches crétacées des deux bandes bordières semblent bien se réunir par dessous le Jurassique) *ne paraissent conciliables qu'avec la situation synclinale et flottante* de celui-ci, qui a été admise par les auteurs cités plus haut.

Le Jurassique du chaînon précédent de Roqueforcade s'accompagne d'Infralias et de Trias (pouvant présenter quelques froissements locaux) en son bord chevauchant voisin de la terminaison du chaînon de la Sainte-Baume, leur contact se faisant, après disparition du Crétacé supérieur du Plan d'Aups, avec les couches de la série renversée. En outre, si l'on suit sur la carte ce contact jusqu'au vallon de Saint-Pons, où s'envoie la charnière infraliasique du pli de la Sainte-Baume, il apparaît évident que ce chevauchement, plus ou moins redressé, du chaînon de Roqueforcade doit aller rejoindre, dans l'Infralias, le départ (indiqué seulement à Riboux) de l'imbrication du flanc sud du pli de la Sainte-Baume : *la série jurassique de Roqueforcade serait le prolongement, tournant autour de l'envoyage du flanc renversé et de l'axe du pli de la Sainte-Baume, de la série jurassique chevauchante en son flanc méridional* ; de même, la série crétacée inférieure plaquée en concordance sur les couches relevées du Jurassique au NE de Gémenos doit être la continuation directe de celle du bord nord du bassin du Beausset. Ces conclusions ressortent avec évidence de la carte du mémoire de G. Corroy, en y supprimant toutefois le contact anormal hypothétique figuré sur celle-ci, suivant la vallée qui descend à Gémenos, laquelle serait seulement traversée très obliquement par la continuité des couches jurassiques et crétacées en question.

Le chaînon de Roqueforcade-Nans doit constituer ainsi une simple digitation de la série jurassique chevauchante de la Sainte-Baume, conservée en un témoin synclinal sur une gouttière de Crétacé supérieur en continuité évidente avec celui du Plan d'Aups. Ce Crétacé du bord NW de la gouttière se relève sur le *Jurassique anticlinal du dôme de la Lare*, qui s'envoie au SW sous sa bordure crétacée, laquelle forme une ceinture dénommée par G. Corroy « synclinal de Roussargue », mais contournée, à son tour, par le chevauchement de la série de Roqueforcade. Celle-ci, après une ondulation anticlinale sur le prolongement de l'axe du dôme de la Lare, forme la nouvelle digitation du court *chaînon de Bassan*, encore

encadré entre deux bandes de Crétacé supérieur qui, après leur réunion en un synclinal unique, supporte les masses jurassiques isolées des *Lagets-Encauron*, derniers témoins conservés de l'extension initiale du chevauchement de la Sainte-Baume au NW du dôme de la Lare.

Plus à l'W, le Crétacé sur lequel reposent ces témoins et le chaînon de Bassan est en contact, soit direct, soit par l'intermédiaire d'écailles de Jurassique, avec la longue dislocation qui limite la *bande triasique de l'Huveaune* jusqu'à Saint-Zacharie, tandis que le Jurassique continuant le dôme de la Lare se prolonge par celui du *massif de l'Olympe* (fig. 44), qui chevauche en son bord nord sur la terminaison orientale du *grand bassin du Crétacé de Fuveau* (et de l'Eocène de la Montagne du Cengle). Ce bassin disparaît, auprès de Saint-Maximin, entre ce chevauchement et l'épanouissement oriental du Jurassique de la *montagne Sainte-Victoire* et des *bois de Pourcières*, dont l'affleurement débute à Aix vers l'ouest et qui, d'autre part, à partir de Saint-Maximin, vient succéder au massif de l'Olympe en bordure de la bande triasique de Barjols, dans les conditions précédemment indiquées pour celle-ci, jusqu'au chevauchement des Palières (fig. 42 et 43), où le bord nord de ce massif de Jurassique vient reposer sur le *synclinal crétacé de Rians*, au nord duquel le Jurassique reparaît dans des avant-plis provençaux dont il sera question plus loin et auxquels appartient déjà le précédent chaînon.

IX) Les massifs calcaires encadrant le bassin oligocène de Marseille.

Le bassin oligocène de Marseille, dont nous avons rencontré déjà la partie orientale au nord et à l'est d'Aubagne (fig. 44), se prolonge d'abord vers l'ouest suivant une bande assez étroite suivie par l'Huveaune jusqu'à Saint-Marcel; puis il s'étale largement dans la banlieue immédiate de Marseille, où ses argiles et calcaires d'eau douce sont exploités en de nombreuses carrières jusqu'à l'Estaque, Saint-Henri et Saint-Antonin. Le sous-sol même de Marseille, à l'exception de la colline couronnée par N.-D. de la Garde, est constitué par ses dépôts. Il est limité, au nord comme au sud, par des chaînons calcaires formés, en bonne partie, par les étages du Crétacé inférieur, en particulier par l'Urgonien, tandis

que le Jurassique n'y montre plus qu'un développement décroissant vers l'ouest par rapport à ce qui a lieu dans le massif de la Sainte-Baume et ses annexes.

Au sud, un tel chaînon, qui va se terminer à l'île Maire et à la Madrague, prolonge le Crétacé inférieur du flanc sud de la Sainte-Baume, au nord de la partie occidentale du bassin du Crétacé supérieur du Beausset, qui aboutit à la mer depuis la baie de la Ciotat jusqu'à Cassis, ses grès et poudingues turoniens, intercalés de bancs calcaires à Hippurites, formant le promontoire du Bec de l'Aigle. Au travers des calcaires urgoniens et néocomiens à Rudistes de ce chaînon, le Jurassique perce par le dôme assez disloqué qui culmine au sommet de *Carpiagne*. En outre, au nord de l'embouchure de l'Huveaune, le demi-dôme isolé de N.-D. de la Garde montre le calcaire jurassique en son flanc SW, enveloppé au NE par le Crétacé inférieur qui forme, d'autre part, les rochers urgoniens des îles Pougues, Ratonneau et du château d'If.

Au nord d'Aubagne, vient d'abord, à la façon d'un élément étranger au travers du bassin oligocène, le *massif d'Allauch*, dont le bord oriental est indiqué sur la figure 44 et dont la structure, extrêmement compliquée dans le détail, soit envisagée comme enracinée « en champignon », soit au contraire considérée comme flottante avec du Trias à sa base sur un substratum autochtone contenant également du Jurassique et du Crétacé, a été l'objet de mémorables discussions entre Marcel Bertrand et E. Fournier. Ensuite E. Haug, après une étude très minutieuse, a conclu à un rôle très important de déplacements tangentiels dans sa genèse.

D'une façon bien plus régulière, le bassin oligocène est bordé au nord par le long chaînon anticlinal, d'altitude décroissante vers l'ouest, des *massifs de l'Etoile, de la Nerthe*, puis de *Carry*, se terminant aux Martigues. Le noyau de Jurassique, accompagné de Trias, est encore bien développé dans les deux premiers, montrant une structure dissymétrique et imbriquée vers le nord, chevauchant sur le bord méridional de la prolongation du bassin de Crétacé supérieur et d'Eocène de Fuveau et Gardanne, dans laquelle est creusé l'Étang de Berre. Plus à l'ouest, le chaînon en question ne montre plus que du Crétacé inférieur.

De même, le bord nord du bassin de Fuveau, qui à l'est d'Aix était constitué par le chaînon de Jurassique de la montagne de Sainte-Victoire, après une interruption entre Aix et l'ouest d'Eguilles sous une couverture d'Oligocène et Miocène rhodaniens, ne montre plus qu'un relèvement de Crétacé inférieur qui

va se terminer à Saint-Chamas, appartenant aussi au régime des *avant-plis provençaux* dont il va être question et dans la production desquels le rôle des déplacements tangentiels s'est beaucoup atténué par rapport aux régions provençales que nous avons suivies depuis la nappe du Cheiron, constituant l'une des portions les plus compliquées de notre sous-sol.

X) L'extension vers le nord des avant-plis provençaux.

Dans l'ouest des Alpes-Maritimes, au nord de la nappe du Cheiron, la grande *aire synclinale de l'Estéron* est encore nettement provençale, aussi bien par la constitution de sa série stratigraphique que par sa direction générale et par les orientations particulières des plis secondaires qui l'accidentent. Ceux-ci, bien qu'ayant pu rejouer lors du plissement alpin, doivent être considérés comme des *avant-plis provençaux* (fig. 38).

L'aire synclinale de l'Estéron montre ainsi une série de brachyanticlinaux de calcaire jurassique provençal perçant au travers du Crétacé et, inversement, plusieurs synclinaux de Nummulitique, parmi lesquels la grande *cuvette synclinale de Saint-Antonin*, toujours de direction provençale. Cette dernière se retrouve aussi dans l'*anticlinal du Gourdan*, couché au nord sur le *synclinal nummulitique de Puget-Théniers*, qui appartient à l'*aire synclinale du Var moyen*, dont la structure est beaucoup plus simple que celle de l'Estéron. Après un autre synclinal parallèle qui le suit au nord-ouest (*synclinal d'Agnere*), vient un anticlinal dont l'axe passe à côté du hameau d'Enriez et qui, s'ouvrant au NE en s'appuyant sur le grand dôme permien de Barrot, *termine le régime des directions provençales, bien caractérisé dans le bassin du Var moyen, et le sépare de celui des directions alpines, venant du NW, qui se rencontre dans le bassin du Var supérieur*. On doit d'ailleurs remarquer que cette limite tectonique a été précédemment celle des *faciès nummulitiques* à l'époque priabonienne.

Les plis en question ont certainement joué après le dépôt de la série nummulitique arénacée ; mais cela n'empêche qu'ils aient dû s'esquisser par le plissement provençal principal après le dépôt des marnes bleues et antérieurement à celui de la série gréseuse. En effet, *la concordance de deux séries dans le fond d'un synclinal*

n'est nullement incompatible avec une ébauche du plissement après le dépôt de la première. C'est ainsi que, dans les mêmes synclinaux, il existe une quasi-concordance apparente entre la base du Lutétien et les couches terminales du Crétacé, malgré la phase de plissement produite vers la fin du Crétacé et la longue période d'émergence intermédiaire, pendant laquelle une partie des couches turonienues a pu disparaître ; parfois même ce sont les calcaires turoniens qui supportent le Nummulitique, encore sensiblement en concordance. Même une continuité de sédimentation dans la région axiale d'un synclinal est compatible avec un relèvement de ses bords et une discordance de la série supérieure sur ceux-ci.

Les avant-plis provençaux ayant donc plus ou moins rejoué lors du plissement alpin, ils doivent évidemment se poursuivre plus à l'ouest, dans la région plus proprement provençale ; bien des complications structurales existant dans le sud des Basses-Alpes et le nord du Var, qui ne sont pas encore élucidées et qui font actuellement l'objet de discussions, peuvent trouver une assez facile explication dans la superposition des effets des deux phases de plissement. En tout cas, si l'on remonte le long de la région rhodanienne, on constate qu'il y existe d'assez nombreux plis pyrénéo-provençaux.

Après les avant-plis des Corbières septentrionales, dont certains ont été imbriqués et écrasés contre la Montagne Noire, et les dislocations tertiaires du bassin houiller d'Alès, on retrouve la prolongation des avant-plis pyrénéens à l'est de la vallée du Rhône dans les *Alpes*, le *Léberon*, le *Ventoux*, la *montagne de Lure*, puis dans les plis anté-aquitaniens de la *région de Digne*, que E. Haug a montrés, depuis longtemps, s'enfouir sous des chevauchements alpins de direction toute différente. Les répercussions alpines sur les anciens plis provençaux s'y étant produites par des poussées tendant à développer des plis transversaux à la direction axiale des plis antérieurs, suivant laquelle ceux-ci présentaient le maximum de rigidité, elles se sont souvent traduites par une fracturation transversale de ces anciens plis. C'est, du moins, à mon avis, l'interprétation qu'il convient de donner aux multiples fractures qui accidentent la montagne de Lure et suivant lesquelles ont pu se produire secondairement des dénivellations, qu'on a considérées comme résultant d'un phénomène tout différent.

Quelques plis de direction encore provençale se rencontrent plus au nord dans les *Baronnies*, où quelques accidents d'axe triasique, d'abord considérés par P. Termier et L. Joleaud comme des témoins d'une grande nappe venue des Alpes (dite « nappe de Suzette »), dans le massif de Gigondas, sur les deux rives de l'Eygues au NE de Nyons et sur la vallée du Buech au NW de Sisteron, ont été ensuite reconnus comme d'origine locale.

Enfin, le *Diois*, région bosselée de dômes et de cuvettes synclinales, dont les uns sont orientés W-E et d'autres, plus au nord, au contraire N-S, constitue une région de transition, où le régime pyrénéo-provençal fait définitivement place à celui des *plis subalpins*, que nous allons examiner très sommairement, cette région dauphinoise étant classique actuellement.

C) LES CHAINONS SUBALPINS ET LE JURA

I) Les chaînons subalpins.

Les chaînons calcaires subalpins, surtout formés par les calcaires rigides du Jurassique supérieur et de l'Urgonien, séparés par des synclinaux occupés par les couches très marneuses du Crétacé supérieur, se dirigent d'abord vers le nord à partir de la région du Diois, au sud de laquelle dominant les directions provençales dans les avant-chaînons des Alpes. Puis ils tournent au NE dans le Vercors avant même la vallée de l'Isère, parallèlement à la direction générale des Alpes et aussi au bord de l'avant-pays alpin. En effet, si l'on se place au point de vue structural, ce bord ne suit pas la limite orientale apparente du Massif Central, laquelle n'empiète qu'en quelques points sur la rive gauche du Rhône, entre Tournon et Saint-Vallier, puis au sud de Vienne. Il faut, à l'est de Lyon, adjoindre au massif résistant de l'avant-pays des Alpes le large *plateau de Crémieu* cité plus haut, à propos du Néogène rhodanien et formé de Jurassique resté sensiblement horizontal, qui, caché vers l'ouest sous le vaste complexe glaciaire alpin du Bas-Dauphiné, repose évidemment sur un socle hercynien rigide. Ce socle affleure d'ailleurs sur une faible étendue vers Chamagnieu, à près de 30 kilomètres à l'est de Lyon, et la prolongation souterraine du bassin houiller de Saint-Etienne y a été jalonnée jusqu'au-

près de Lagnieu par de nombreux sondages, sur 50 kilomètres environ (Pl. IV). Somme toute, la limite de l'avant-pays alpin sur la rive gauche du Rhône semble constituer, jusque vers le coude brusque de sa vallée supérieure à Saint-Genix, le prolongement de la faille limitant les Cévennes cristallines depuis les environs de Bessèges jusqu'à Privas et La Voulte-sur-Rhône (1).

Après la traversée de l'Isère, en effet, les chaînons subalpins sont séparés par le long synclinal mollassique de Voreppe (faillé postérieurement à l'Helvétien) en deux faisceaux qui ont une destinée différente en leur prolongation vers le nord. Les chaînons correspondant aux plis plus externes que ce synclinal se dévient à la hauteur de Chambéry vers le nord, puis vers le NW, en contournant le môle du plateau de Crémieu et donnant les plis du *Bugey* et du *Jura méridional*; au contraire, les plis plus internes continuent régulièrement leur trajet vers le NE, en suivant les Alpes, dont ils constituent les plis les plus externes en *Savoie*. Les deux systèmes de plis résultant de cette bifurcation des chaînons subalpins du Dauphiné sont séparés par la *région mollassique de Savoie et de Suisse* (Pl. VI-VII).

II) Le Jura franc-comtois.

Le Jura plissé (2) franc-comtois, qui présente la forme arquée d'un croissant s'effilant en ses deux extrémités,

(1) Il faut noter, à cet égard, que E. Haug a indiqué que cette « faille de bordure » n'a aucunement le caractère d'une faille d'affaissement; parfois très oblique et même presque horizontale, elle donnerait plutôt l'impression d'une transgression du Trias, du Lias et du Jurassique moyen coupés en biseau. Mais Haug a estimé que ces terrains n'ont là aucun caractère littoral et montrent même, jusqu'au contact avec les terrains anciens, le faciès bathyal dauphinois. Aussi a-t-il admis que c'est une *faille de surrection du Massif Central*, antérieure au basalte des Coirons. Toutefois, plus récemment, F. Roman et J. Goguel ont indiqué que ces accidents des environs de Privas ne sont que des failles subverticales, dont le plongement est supérieur à 60°, et qu'il existe des lacunes de sédimentation par lesquelles un étage ou un groupe d'étages (par exemple le Toarcien et le Bajocien) sont remplacés par une mince croûte ferrugineuse sur la surface corrodée de la série inférieure.

(2) Le terme *Jura* est étendu par certains auteurs, géologues et géographes, à la région de plateaux de calcaires jurassiques (*Jura tabulaire*) qui, par les environs de Bâle, se poursuit dans le sud de l'Allemagne, jusqu'à Ratisbonne et Bayreuth, tandis que le Jura plissé bernois se termine en Suisse à la coupure de l'Aar entre Brugg et Waldshut.

bien que de direction générale varisque, est encadré successivement par les massifs anciens résistants du nord du Massif Central, puis des Vosges. Il a fait l'objet, pour la partie française, d'une très importante monographie, géologique et morphologique, d'Emm. de Margerie. D'autre part, E. Fournier y a distingué plusieurs zones tectoniques longitudinales, qui seraient alternativement plissées ou formées de couches restées sensiblement horizontales et disloquées par des failles ; toutefois, cette distinction paraît assez subtile à la limite, dans le détail. Ces zones sont les suivantes, de l'est à l'ouest :

1° *La zone de la Haute-Chaine*, affectée de nombreux plis parallèles, est principalement constituée par une épaisse série de Jurassique supérieur renfermant des chapelets de brachysynclinaux à noyau de Crétacé, parfois aussi de mollasse miocène (Pl. VI). Les flancs de ces brachysynclinaux sont quelquefois déversés en regard l'un de l'autre, traduisant un excès de compression tangentielle.

Cette zone se poursuit d'ailleurs à peu près seule vers le sud dans le Jura méridional en contournant le môle de Crémieu, tandis que les zones suivantes disparaissent obliquement au bord de l'ancien grand lac pliocène bressan.

2° *La zone des Hauts-Plateaux* est fondamentalement constituée par du Jurassique supérieur et moyen, avec des failles d'importance variable. En réalité, celle de Mouthier, dont la nature est bien visible grâce à la profonde érosion de la Loue, est une *faille de chevauchement* très nette traduisant une poussée tangentielle vers l'extérieur du Jura, et il doit en être de même pour d'autres. Cette région est parcourue par un réseau hydrographique souterrain compliqué, comme on l'a reconnu pour la source de la Loue, qui reçoit des déperditions du Doubs en aval de Pontarlier.

3° *La zone plissée du Vignoble* est accidentée de brachyanticlinaux de Jurassique moyen, de Lias et de Trias, disposés en chapelets séparés par des bandes synclinales faillées de Jurassique supérieur. Cette zone se rétrécit d'ailleurs du sud vers le nord, présentant 5 rangées de brachyanticlinaux dans la région de Salins, 2 seulement à Besançon, puis une seule, et elle finit par disparaître entre les deux zones qui l'encadrent.

4° *La zone occidentale des plateaux* longe la vallée du Doubs depuis Montbéliard vers le sud-ouest.

5° La zone des avant-monts du Jura est constituée par des brachyantoclinaux tous déversés vers le NW, quelquefois avec une telle intensité que les couches renversées y deviennent voisines de l'horizontale. C'est dans cette zone qu'apparaît, au NE de Dôle, le petit massif de la Serre, où le socle cristallin se montre au-dessous d'une couverture de Permien et Trias.

6° Enfin, jusqu'à la bordure du bassin parisien, se montre une zone des bassins d'effondrement, qui comprend une série de synclinaux crétacés, souvent enfouis par des failles dans le Jurassique. Un plateau intermédiaire faillé les sépare d'ailleurs en deux groupes : ceux de la vallée de l'Ognon, qui sont encore presque tous renversés vers le NW, et ceux de la vallée de la Saône, qui sont au contraire sensiblement droits.

D'une façon plus résumée, A. Bonte a indiqué que « le Jura, pris dans son ensemble, peut être considéré comme formé d'une vaste région tabulaire, la zone des plateaux jurassiens, encadrée entre deux régions plissées : la zone externe ou zone du Vignoble (faisceau bisontin, avec les avant-monts, et faisceau lédonien) et la zone interne ou zone de la Haute-Chaine. La zone plissée externe présente de nombreux chevauchements aussi bien dans le faisceau bisontin et son annexe la zone des avant-monts que dans le faisceau lédonien. Dans le Jura méridional, où les plis sont très serrés, il existe également des chevauchements importants. Par contre, dans la partie septentrionale de la chaîne, le sondage de Chazelot a montré qu'il n'y avait plus de superposition anormale.

D'autre part, en ce qui concerne le Jura alsacien, il a été reconnu par van Werveke, puis Grahman et enfin D. Schneegans, qu'il a été d'abord affecté, à l'Oligocène, par la fracturation du fossé alsacien suivant des failles de direction en général rhénane et certaines de direction varisque, qui ont pu rejouer ultérieurement. L'action de la poussée alpine sur cette couverture morcelée par ces failles s'est produite en deux phases, l'une avant le Pontien et l'autre après celui-ci.

E. Fournier avait interprété les alternances de zones plissées et d'autres où les couches sont restées plus tranquilles, quoique faillées, comme une conséquence du plissement hercynien, qui aurait produit une série d'aires anticlinales et synclinales de direction varisque, les secondes étant destinées à devenir ultérieurement de petits géosynclinaux. Lors des mouvements orogéniques tertiaires, datant peut-être en partie de la fin de l'Eocène (plissement pyrénéen), ces zones se seraient seules plissées, tandis

que celles qui sont superposées aux aires anticlinales n'auraient subi que des fractures et auraient produit les zones de plateaux. Les témoins de mollasse helvétique pincés dans quelques synclinaux de la zone de la haute chaîne, ainsi que la découverte, par M. Piroutet, d'un lambeau pincé près de Salins contenant un fragment de tuf d'âge sarmatien, traduisent, en tout cas, une répercussion du principal plissement alpin miocène, postérieur au Vindobonien.

Le Jura constituerait donc, au point de vue structural, une aire de transition entre le régime alpin proprement dit et les régions extra-alpines, de même qu'au point de vue stratigraphique son emplacement a participé à des conditions intermédiaires entre celles du géosynclinal subalpin et celles du bassin de Paris.

Mais les opinions des géologues se sont modifiées généralement depuis quelque temps, en raison de l'évolution des idées en ce qui concerne le rôle, apparaissant de plus en plus important, des processus de *décollement* et de *translation par gravité*, c'est-à-dire de la *tectonique d'écoulement*. Depuis assez longtemps, A. Buxtorf avait émis l'opinion que le *Jura bâlois* serait une nappe de décollement plissée et, de son côté, H. Schardt avait exposé une conception analogue pour le *Jura méridional*, car les seules couches triasiques à partir du groupe de l'anhydrite et les couches secondaires plus récentes s'y montrent dans les plis, tandis que les grès triasiques n'y ont pas participé. La reconnaissance récente, par M. Lugeon et E. Gagnebin, du rôle capital de cette tectonique dans le chevauchement des Préalpes, au front des Alpes, sur la zone mollassique suisse, suivant le processus proposé anciennement par H. Schardt, mais qui n'avait pas alors été admis par M. Lugeon, a conduit ce dernier à envisager aussi, récemment, un décollement d'ensemble pour l'origine du Jura, dont A. Bonte interprète le mécanisme de la façon suivante, que je crois devoir citer textuellement.

« La Haute-Chaîne, serrée entre des masses plus internes
« (Préalpes et région mollassique) entraînées par gravité et la
« région tabulaire centrale, s'est plissée énergiquement. La défor-
« mation, se propageant d'E en W à mesure que les couches
« étaient ployées à refus, aurait dû empiéter progressivement sur
« la zone des Plateaux jurassiens ; mais la présence, en profon-
« deur, des sédiments relativement plastiques du Trias a permis

« le décollement de l'ensemble au-dessous ou au-dessus du Muschelkalk, suivant les régions. La masse en mouvement a pu progresser vers le NW sur le plan de cisaillement jusqu'au moment où le frottement contre le socle relevé en avant de la Serre a arrêté le cheminement du front de la chaîne. Entre le butoir ainsi réalisé et les masses internes qui avaient provoqué le décollement et qui glissaient encore, les déformations devaient reprendre et, théoriquement, le long de la bordure externe de la Haute-Chaîne, le sel interstratifié dans les argiles du Keuper créant, dans la région frontale, une zone de moindre résistance. L'ensemble rigide des Plateaux s'est borné à transmettre les poussées qui ont provoqué les chevauchements et les écailllements caractéristiques de la bordure du Jura. »

D) LA ZONE EXTERNE DES ALPES FRANÇAISES

Les Alpes françaises ont été, depuis longtemps, divisées en plusieurs zones successives, d'abord définies par Charles Lory dans les régions dauphinoises. Il a distingué là, tout d'abord, en partant de l'extérieur de l'arc alpin, une *zone subalpine* et une « *première zone alpine* » renfermant les massifs cristallins. Ces deux zones sont séparées, au voisinage de Grenoble, par la large plaine du Grésivaudan ; mais elles appartiennent, en réalité, à un même grand ensemble tectonique, le creusement par érosion d'une dépression dans les terrains jurassiques de faciès dauphinois ayant seul créé une démarcation, qui d'ailleurs peut être oblique par rapport à la direction des plis de ces terrains et plus géographique que géologique. A l'intérieur de la chaîne, on distingue plusieurs autres zones successives, que nous envisagerons plus loin après avoir examiné la zone externe.

I) Région delphino-savoisienne.

A) *La zone subalpine*, dont j'ai indiqué plus haut les caractères structuraux fondamentaux (chaînons formés surtout de calcaires du Jurassique supérieur et de l'Urgonien ; synclinaux occupés par du Crétacé supérieur et parfois de la mollasse miocène) et dont j'ai rappelé aussi antérieurement les caractères stratigraphiques généraux (faciès dauphinois), présente en général un chevauchement de ses plis vers l'ouest.

Cependant il semblerait exister une exception pour les plis situés au bord oriental du Vercors ; mais on l'a expliquée, d'autre part, par l'existence de têtes anticlinales de plis plongeants venus de l'est, qui seraient séparées de la racine de ces plis.

Le bord interne de ces chaînes calcaires ou « *bord subalpin* » est jalonné par une zone continue de dépressions s'étendant depuis le col d'Anterne jusqu'au col Bayard, près de Gap, et correspondant successivement aux vallées de l'Arly, de l'Isère (Grésivaudan) et du Drac, creusées dans les masses puissantes et très tendres des schistes noirs oxfordiens, des marno-calcaires du Jurassique moyen et du Liás schisteux, présentant le faciès géo-synclinal dauphinois le plus typique. Mais la puissante érosion qui a produit cette ligne de dépressions plus ou moins continues n'a pas rigoureusement suivi les directions tectoniques, et *cette limite géographique est, en réalité, oblique à la direction des plis pour le Grésivaudan*, en raison d'un abaissement d'axes de ceux-ci. Elle ne se prolonge d'ailleurs pas au delà de Gap dans les régions delphino-provençales, qui s'étendent jusqu'aux Alpes-Maritimes.

B) *La zone cristalline delphino-savoisienne* est une zone très plissée, où une ablation complète de l'épaisse couverture de faciès dauphinois a pu faire apparaître les *massifs cristallins*, en raison d'une surélévation locale des faisceaux de plis. Celle-ci a permis à l'érosion de dénuder les terrains hercyniens (schistes cristallins et Houiller) au-dessous de la couverture discordante, débutant par du « verrucano » permien et du Trias, très réduits sur ces massifs savoisiens et dauphinois, tandis qu'ils sont notablement plus épais en bordure du massif du Mercantour.

Il se montre ainsi deux rangées principales de massifs cristallins, séparées par un long synclinal complexe plus profond que les autres, ce qui y a causé la conservation continue de la couverture secondaire, se suivant depuis Martigny par Chamonix et le Bourg-d'Oisans. Les faisceaux anticlinaux ainsi séparés sont, en réalité, complexes et comprennent des plis alternativement anticlinaux et synclinaux ; sur leur trajet, des aires de surélévation simultanée de ces plis ont permis à l'érosion de décaper largement le soubassement hercynien et, inversement, dans des portions relativement déprimées, l'érosion a respecté partiellement les terrains

secondaires. Aux extrémités des massifs cristallins, les terrains anciens se terminent, par suite, en digitations anticlinales, entre lesquelles les couches secondaires de la couverture constituent des digitations synclinales, dans le prolongement desquelles des témoins de la couverture peuvent encore se rencontrer isolés au milieu des terrains anciens.

La rangée externe comprend, du NE au SW, les principaux massifs hercyniens suivants : Aiguilles-Rouges et Prarion, Beaufort, Belledonne, La Mure. La rangée interne est jalonnée par les massifs du Mont-Blanc, du Rocheray, des Grandes-Rousses ; plus à l'est, se montre celui du Pelvoux, à la torsion des Alpes vers le sud-est et déjà plus interne, sa couverture devenant « ultra-dauphinoise ».

L'étude de ces massifs anciens delphino-savoisiens montre d'ailleurs qu'antérieurement à la tectonique alpine, qui leur a donné leur disposition définitive, ils avaient déjà subi les effets des *deux phases hercyniennes* que nous avons reconnues dans les autres régions françaises. Cela résulte de la présence de *synclinaux houillers* pincés dans le socle cristallin granito-gneissique, où d'ailleurs les granites ont été souvent très dynamométamorphisés et transformés en protogine, dans les massifs du Mont-Blanc et du Pelvoux en particulier.

Le Houiller, discordant sur les terrains cristallins, y comprend le Westphalien supérieur et le Stéphanien concordants. Par conséquent, une première phase de plissement (dénommée *ségalaunienne* » par M. Lugeon, en Savoie) est antérieure à ce Houiller et très vraisemblablement contemporain de la phase très générale post-dinantienne. D'autre part, la seconde phase, dite *allobrogiennne* en Savoie, est postérieure au plissement de ce Houiller lui-même et antérieure au début du dépôt de la couverture discordante des massifs primaires ; elle est évidemment équivalente de celle qui s'est produite après le remplissage des synclinaux stéphano-autuniens du Massif Central et après le dépôt du complexe westphalo-autunien de la Sarre.

On peut observer que ces synclinaux ont approximativement la même direction varisque SSW-NNE que ceux du Plan-de-la-Tour et du Reyran dans les massifs des Maures et de Tanneron. Mais, d'autre part, si l'allongement des massifs hercyniens delphino-savoisiens, correspondant à la direction des plissements alpins qu'ils ont ultérieurement subis, est très approximativement parallèle à cette direction varisque, nous verrons plus loin

qu'il n'en est plus de même pour le *massif cristallin du Mercantour*, qui surgit dans les Alpes maritimes avec une direction quasi perpendiculaire à celle des précédents massifs dauphinois.

Les *plis alpins* de la région delphino-savoisienne sont très accusés et généralement déversés régulièrement à l'extérieur de la chaîne. Il avait été autrefois classique que le massif du Mont-Blanc présenterait une disposition en éventail ; mais en son extrémité sud, où les terrains cristallins s'envoient sous les couches secondaires, tous les plis de celles-ci sont uniformément et fortement couchés à l'ouest, ainsi que cela a été établi depuis longtemps par Et. Ritter dans

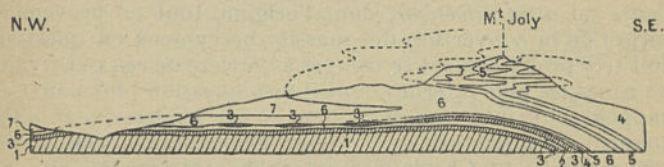


FIG. 45. — Coupe du massif du mont Joly, d'après E. Paréjas (1925).

1, Schistes cristallins ; 2, Houiller ; 3, Permien et Trias ; 4, Lias inférieur ; 5, Lias moyen ; 6, Toarcien ; 7, Aalénien.

sa coupe classique du mont Joly, ensuite précisée par E. Paréjas (fig. 45). D'ailleurs, l'étude directe du massif cristallin a démontré qu'il n'y existe pas non plus d'éventail et que si l'on avait cru en trouver l'apparence sur le versant oriental à Courmayeur, cela était dû à un renversement local (ou « emboutissage » suivant le style d'Argand) des racines des plis par excès de compression en profondeur. Ce fait devient d'ailleurs général dans toute la région en arrière, où nous le retrouverons pour les zones alpines plus internes.

La structure des *hautes-chaînes calcaires de Savoie*, prolongation des chaînes subalpines en avant des massifs cristallins de cette région, montre que la coupe du mont Joly est, en réalité, normale pour la région, mais mieux conservée là qu'ailleurs, en raison d'un ennoyage des terrains secondaires entre les terminaisons des deux massifs hercyniens des Aiguilles-Rouges et de Belledonne. En avant de celui des Aiguilles-Rouges, un régime de plis couchés au NW, à noyaux de Jurassique (et parfois de Trias) enveloppés par

le Crétacé (surtout inférieur) et par le Nummulitique, résulte évidemment du repliement, avec un certain décollement, de la couverture secondaire et nummulitique des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc.

Ces accidents structuraux, que je ne puis énumérer en détail, se prolongent plus à l'est par ceux qu'ont reconnus les géologues suisses, en particulier dans la région intermédiaire entre la terminaison des massifs des Aiguilles-Rouges et du Mont-Blanc et la réapparition du socle hercynien dans ceux de l'Aar et du Gothard. Il y a été distingué plusieurs *nappes helvétiques* (dont la plus basse, celle de Morcles, dite « parautochtone », n'est qu'un repli de la couverture secondaire du massif de l'Aar) et une nappe supérieure ou *ultra-helvétique*, dont l'origine, tout en provenant encore de la couverture des massifs hercyniens en question doit très probablement se trouver à l'arrière de ceux-ci, avant les zones les plus internes dont il sera question plus loin. Ces nappes sont intéressantes pour le sol français, car elles donnent l'explication de l'origine géologique de la région très spéciale du *Chablais*, qui tranche entièrement sur les régions avoisinantes et qui constitue un *massif exotique* en avant de la zone delphino-savoisienne (*Préalpes*).

II) Les Préalpes.

Cette région particulière est constituée par des témoins superposés de nappes issues de régions plus internes que la zone dauphinoise, séparées de leurs racines et ayant donc subi un cheminement important ; elles se rencontrent en Haute-Savoie vers le bord de la chaîne, dans les *Préalpes du Chablais*, situées au nord des vallées de l'Arve et du Giffre et s'étendant jusqu'au Lac Léman. Ce massif exotique a d'ailleurs une prolongation plus étendue de l'autre côté du Rhône, dans les *Préalpes romandes*.

Il existe un contraste absolu entre la constitution géologique des deux versants de la vallée du Giffre entre Samoëns et Tanninges, puis de celle de l'Arve depuis l'aval de Cluses jusqu'au delà de Bonneville. Tandis qu'en amont de Samoëns le régime subalpin des Hautes Chaînes calcaires de Savoie traverse la vallée du Giffre et se poursuit au NE jusqu'à la vallée du Rhône et au delà

en Suisse, au contraire il s'arrête brusquement au Giffre, puis à l'Arve, dans les portions de leur cours que je viens d'indiquer. Au Nummulitique et aux autres terrains subalpins font brusquement suite des couches montrant à la fois une autre allure tectonique et une succession stratigraphique différente pour les terrains secondaires.

Ceux-ci débutent par une bande continue de Trias, laquelle s'appuie depuis le Val d'Illiez, en Suisse, sur le flysch nummulitique qui enveloppe tous les replis des terrains secondaires des hautes chaînes calcaires de Savoie. D'autre part, de multiples témoins du même Trias reposent sur le flysch entre les vallées de l'Arve et du Giffre et il n'y a donc aucun doute que le massif

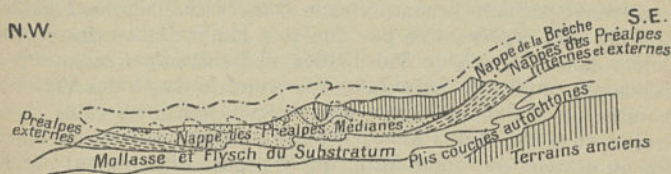


FIG. 46. — Schéma de la structure des Préalpes du Chablais, d'après M. Lugeon.

du Chablais, limité au SE par le Val d'Illiez, puis au sud par les vallées du Giffre et de l'Arve depuis le voisinage de Samoëns jusqu'au delà de Bonneville (en y englobant le petit massif du Môle), repose sur le même flysch sub-autochtone. Du côté du NW, après le petit chaînon annexe des Voirons, d'épais dépôts pléistocènes alluvio-glaciaires, superposés à la mollasse miocène, s'étendent jusqu'au Lac Léman et bordent celui-ci sur la majeure partie de sa rive française. Par contre, à partir de Meillerie et jusque vers Saint-Maurice, de part et d'autre de l'extrémité du lac et de la plaine du Rhône en amont, s'établit la continuité entre le massif du Chablais et celui des Préalpes romandes (ou fribourgeoises) (Pl. VI-VII).

On distingue dans ces édifices exotiques, dont M. Lugeon a, le premier, reconnu la signification, plusieurs unités tectoniques superposées (fig. 46), montrant d'ailleurs des caractères stratigraphiques bien distincts.

1^o Une série inférieure n'apparaît qu'aux deux bords, interne et externe, de ces massifs, étant cachée et même interrompue au-

dessous d'eux sous les unités supérieures ; elle comprend ainsi, à la fois, les deux zones dites *Préalpes internes* et *Préalpes externes*, constituées par une série de lames discontinues de terrains secondaires divers, emballées dans du flysch nummulitique et correspondant à la série des nappes helvétiques supérieures ou ultrahelvétiques, dépourvues de connexion avec leur région d'origine. Le caractère des lames jurassiques montre que les unes appartiennent encore à la première zone alpine et d'autres à celle qui vient immédiatement en arrière (bord externe de la zone du Briançonnais).

Cette série n'existe d'une façon continue qu'entre les vallées de l'Aar et du Rhône, dans les Préalpes romandes, où la série des Préalpes internes se termine par une « nappe du Niesen » qui ne se retrouve pas dans la zone externe. Dans le Chablais, les *Préalpes internes* sont représentées par quelques lames de terrains secondaires dans le flysch du Val d'Illicz, et les *Préalpes externes* par des lames analogues pointant au travers du flysch des Voirons. D'autre part, dans la coupe transversale fournie par les rives droites du Giffre et de l'Arve, cette série paraît entièrement laminée au-dessous de la suivante, qui y repose directement sur le flysch.

2° La nappe suivante, s'étendant au contraire sur toute la largeur du Chablais, est celle des *Préalpes médianes*, qui montre un régime de plissements très réguliers et d'un type presque jurassien. La série des terrains qui s'y rencontrent comprend : du Trias gypseux et dolomitique ; du Rhétien, formé de schistes argileux avec lits calcaires ; du Lias, d'abord calcaire, puis schisteux ; du Jurassique moyen, formé de marnes et calcaires à *Cancellophycus* (type vaseux) avec des couches à *Mytilus* ; du Jurassique supérieur, à l'état de calcaire blanc compact sub-coraligène ; du Néocomien à faciès alpin ; des couches rouges, avec très nombreux Foraminifères, du Crétacé supérieur, puis du Flysch nummulitique avec Mollasse rouge.

La région d'origine de cette nappe a été extrêmement discutée. Tandis que des géologues suisses la recherchent jusqu'au bord interne de la zone piémontaise, à la base du complexe austro-alpin, les auteurs français pensent plutôt qu'elle doit se trouver dans la zone du Briançonnais.

3° La nappe supérieure, dite *de la Brèche*, qui couronne le Chablais, présente une composition entièrement différente. Elle est essentiellement caractérisée par un grand développement de brèches dans la série jurassique supérieure au Lias. Elle

comprend, à sa base, des grès micacés et schistes noirs houillers, renfermant une flore du Westphalien supérieur, surmontés par du Permien, à l'état de grès et schistes rouges (verrucano); puis vient le Trias inférieur, formé de quartzites, surmonté par des carneules et calcaires dolomitiques triasiques, par du Rhétien, par du Lias inférieur calcaire (seulement quelques lambeaux), puis par des schistes liasiques commençant à renfermer quelques lits de brèches. Les brèches se développent ensuite considérablement au-dessus, s'étendant sur toute la série jurassique et subdivisées par une intercalation de schistes ardoisiers en une brèche inférieure et une brèche supérieure, avec de nombreux bancs de calcaires compacts, qui est surmontée directement par le flysch nummulitique.

Avant qu'on eût reconnu la situation charriée de cette énorme masse de brèche, celle-ci avait été expliquée par la destruction d'une « chaîne ou cordillère vindélicienne », qui aurait été située en avant des Alpes et qui serait cachée au-dessous de la plaine suisse. Toutefois si le caractère charrié de cette nappe et de celle des Préalpes médianes, située au-dessous d'elle, a été admis unanimement à la suite de M. Lugeon, leur région d'origine a été très discutée; on est allé jusqu'à admettre qu'elles proviendraient toutes deux d'au delà de la zone du Piémont, c'est-à-dire qu'elles auraient franchi toute la largeur des Alpes. Mais il ne semble plus guère subsister de doute sur une origine beaucoup moins lointaine, dans la zone briançonnaise, c'est-à-dire en deçà de la zone du Piémont.

Dans les Préalpes Romandes, la nappe de la Brèche est surmontée par une autre plus élevée et d'origine plus interne, dite *nappe rhétique*; mais, dans le Chablais, quelques roches spéciales pincées dans le flysch des Gets peuvent seules être considérées comme représentant cette nappe, sans importance pratique en ce qui concerne notre sol.

Une partie des nappes précédentes se rencontre aussi dans des témoins de moindre importance situés plus au sud que le Chablais. L'un de ceux-ci, dit « *massif des Annes* », se trouve à l'ouest du hameau de ce nom, à la tête des vallées de Foron, du Reposoir et du Borne; l'autre (*montagne de Sulens*) se trouve au sud de la vallée du Fier, entre Manigod et Faverges.

Ces deux derniers témoins de nappes superposées sont indiscutablement isolés au-dessus du Nummulitique autochtone d'un

grand synclinal subalpin (*synclinal du Reposoir*), qui s'étend du NE au SW depuis la vallée de l'Arve vers Cluses jusqu'au delà de Faverges. Étant constitués, en leur sommet, par du Lias reposant sur du Rhétien et du Trias, ils ont été reconnus depuis longtemps comme des lambeaux de recouvrement. Dans ces témoins des nappes préalpines, la série est d'ailleurs moins complète que dans le Chablais et ne renferme pas de représentant de la nappe de la Brèche. Seules s'y rencontrent la nappe des Préalpes médianes et des lames de terrains secondaires emballées dans le flysch, qui correspondent aux nappes inférieures (d'ailleurs plus développées à Sulens qu'aux Annes).

En ce qui regarde le mécanisme de la formation des Préalpes, il est important de constater que, pour les Préalpes romandes, un processus de décollement et de glissement y avait été d'abord invoqué par H. Schardt, vers 1900 ; cette explication vient récemment d'y être reprise par M. Lugeon et E. Gagnebin, ainsi qu'il a été indiqué plus haut à propos du Jura.

III) La zone delphino-provençale.

Avec la terminaison des massifs cristallins dauphinois et la brusque incurvation des Alpes au sud-est, on arrive à la région dénommée par E. Haug « zone delphino-provençale », qui nous conduit jusqu'aux Alpes-Maritimes. Cette région est caractérisée par un très grand développement du Nummulitique et du Crétacé supérieur du géosynclinal alpin. Cependant, si le Crétacé supérieur se poursuit jusqu'à Nice, le Crétacé inférieur, très développé sous le faciès calcaréo-vaseux dans les Basses-Alpes et encore dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, se réduit extrêmement, comme il a été indiqué plus haut, avant d'arriver au littoral. Le Jurassique dauphinois, noir et très argileux, y est, de même, remplacé dans le sud et l'est des Alpes-Maritimes par des calcaires clairs, semblables à ceux provençaux. Au-dessous d'un Trias souvent très épais, le Permien est puissamment développé dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, formant en particulier le noyau du grand dôme de la cime de Barrot, mais sans atteindre l'extrémité nord-ouest du massif cristallin du Mercantour ; par contre, il se poursuit le long de sa bordure méridionale, jusqu'au delà de sa terminaison orientale, dans la vallée supérieure de la Roya.

Comme les précédents massifs hercyniens, celui du Mercantour naît, en son extrémité occidentale, par une surélévation simultanée des axes d'un faisceau de plis alpins, alors dirigés NW-SE et marqués par des synclinaux de Trias pin-cés dans les schistes cristallins et d'un faciès déjà subbriançonnais dans l'un d'eux, au col du Fer. Plusieurs synclinaux triasiques, plus externes et plus distants de l'axe du massif cristallin, marquent l'enracinement de grands plis couchés au SW, qui, séparés de leurs racines par la profonde vallée de la Tinée, se superposent dans le *massif du mont Mounier*

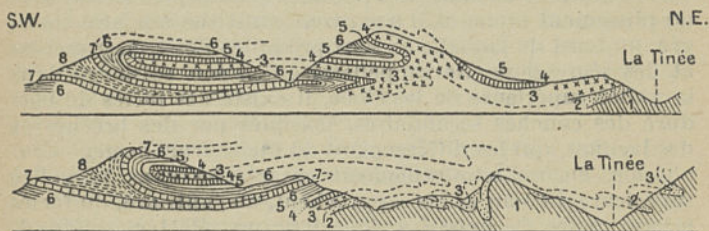


FIG. 47. — Coupes des plis couchés de la chaîne du mont Mounier, d'après Léon Bertrand et P. Comte.

1, schistes cristallins du massif du Mercantour ; 2, grès triasiques ; 3, cargneules, calcaires et gypses triasiques ; 4, calcaire liasique ; 5, calcaires marneux bajociens et bathoniens ; 6, marnes noires callovo-oxfordiennes ; 7, calcaire du Jurassique supérieur ; 8, calcaires marneux du Crétacé inférieur.

(fig. 47). Comme ceux du mont Joly, ils semblent résulter du passage, au-dessus d'eux, d'une nappe plus élevée (nappe de l'Ubaye), dont il sera question plus loin avec la zone du Briançonnais dont elle est issue. Des témoins de cette nappe se rencontrent jusqu'au delà du lac d'Allos et de la haute vallée du Verdon, et elle a dû submerger la moitié occidentale du massif du Mercantour, dont sa racine a longé le bord nord-est ; mais son avancée a dû être limitée vers le sud par le dôme à noyau permien de la cime de Barrot.

Sur la partie culminante de celui-ci, il a été récemment reconnu par P. Bordet et par P. Fallot que la série des cargneules, gypses et calcaires du Trias, au-dessus des grès de sa base qui suivent le bombement régulier du Permien, a été affectée par un décollement accompagné de plis couchés de couverture et chevauchements poussés au SW, évidemment

sous l'avancée de la nappe dont il vient d'être question. Mais, d'autre part, à un niveau plus bas, le dôme en question se montre entouré, sur les parties nord et ouest de son pourtour, par une ceinture de plis périphériques, très nets dans la vallée du Tuébi entre Guillaumes et Péone, qui viennent, vers la vallée de la Tinée auprès de Saint-Sauveur, s'écraser contre ceux du bord du massif cristallin, déversés en sens contraire ; par contre, en son bord sud-est ce dôme est limité par une faille de surrection.

Quant au *massif cristallin du Mercantour*, celui-ci a subi des oscillations au cours des périodes géologiques antérieures au plissement alpin, et il a souvent constitué une aire émergée, au bord de laquelle se sont produites des transgressions et des régressions. Je rappellerai qu'en son voisinage dans la vallée supérieure de la Tinée, il existe des faciès de bordure des couches secondaires, marqués par des brèches et des lacunes, qui les différencient du faciès franchement dauphinois, encore admirablement caractérisé dans la vallée supérieure du Var, et les rapprochent, au contraire, du faciès briançonnais. Ce massif a donc joué un rôle très différent, à cet égard, de celui des massifs dauphinois, et il appartient plutôt à une *zone isopique géanticlinale*.

Le maximum de transgression semble correspondre au Trias, malgré le caractère lagunaire des puissants dépôts de cargneules et gypses triasiques rencontrés jusque dans sa bordure et dans les premiers synclinaux témoins de sa couverture ; mais vers l'extrémité occidentale du massif, au col du Fer, on sait que, dans le plus axial de ces synclinaux, un faciès déjà alpin de *calcaire à Dactyloporelles* témoigne déjà d'une analogie évidente avec le Briançonnais. Des indices de bombements contemporains immédiatement dénudés se montrent déjà dans le Trias supérieur lui-même dans la vallée de la Tinée, près de Saint-Sauveur ; des émergences du massif s'y traduisent aussi, en son voisinage : dans le Rhétien par des couches de lignites ; dans le Lias et le Jurassique moyen, par des brèches et des lacunes ; puis encore dans l'Oxfordien par le remplacement du faciès des marnes noires par un faciès calcaire beaucoup moins épais à Brachiopodes.

Lorsqu'on dépasse à l'est la vallée de la Vésubie, le Jurassique devient clair, peu épais, et rappelle à la fois les faciès provençal et briançonnais ; même le Tithonique coralligène a été signalé par S. Franchi comme directement transgressif sur l'extrémité

orientale du massif cristallin (à la Rocca del Abisso). Mais ce changement de faciès est déjà préparé, dès le dôme de Barrot (1), par la réduction considérable d'épaisseur des marnes jurassiques au sud de celui-ci.

Somme toute, *le massif du Mercantour présente des caractères qui le différencient très nettement des massifs cristallins dauphinois*, car pour ceux-ci la couverture conserve le faciès dauphinois au-dessus d'eux et jusqu'en leur bord interne ; ces caractères permettent de l'attribuer à une *zone ultra-dauphinoise, ou plutôt même subbriançonnaise*. D'autre part, jusqu'au début du Priabonien, sa partie méridionale, vraisemblablement réunie au dôme de Barrot, a constitué le rivage des mers nummulitiques qui occupaient le sud des Alpes-Maritimes, dont le nord-ouest n'a été recouvert que par le Priabonien transgressif.

En ce qui concerne la tectonique alpine, il est intéressant de rappeler que jusque dans l'aire anticlinale du Var supérieur on trouve la prolongation des plis venant de la région dauphinoise, suivant une direction devenue NW-SE, et qui, dans la région de Digne, étudiée par E. Haug, se transforment en écailles imbriquées chevauchant au SW contre l'obstacle à l'extension du plissement alpin qu'y constituaient les avant-plis provençaux anté-aquitaniens, orientés transversalement. Mais les plis alpins du Var supérieur s'arrêtent avant le dôme de Barrot et aussi avant l'anticlinal provençal d'Enriez, dirigé au SW, qui se greffe sur ce dôme et qui constitue le dernier des avant-plis provençaux, dont il a été question précédemment (p 313).

A partir de là, le plissement alpin s'est effectué dans le régime provençal antérieur, parfois faisant rejouer les anciens plis provençaux, le plus souvent développant de nouveaux plis de direction nettement alpine, tantôt encore donnant des accidents structuraux qui épousent successivement les deux directions par un trajet très sinueux.

Un exemple du premier cas est fourni par la partie occidentale du grand synclinal provençal du Var moyen, au sud du

(1) Je rappellerai que le dôme de Barrot montre lui-même un indice de surrection au Jurassique supérieur, représenté par des calcaires blancs coralligènes au milieu d'une ceinture de Malm de couleur sombre.

dôme de Barrot ; ses couches ont été manifestement plissées après le dépôt des sables de Puget-Théniers, qui se montrent dans sa partie axiale ; mais j'ai indiqué déjà que leur nature fait penser que ce synclinal avait été esquissé lors du plissement provençal antérieur au dépôt de ces sables. D'autre part, en l'absence de tout terrain tertiaire postérieur à ceux-ci, quoiqu'il soit manifeste que le resserrement du synclinal a été immédiatement consécutif à leur dépôt, c'est-à-dire produit à la fin du Nummulitique, on ne saurait affirmer avec certitude qu'il n'a pu, de même que toutes les déformations et dislocations de la partie franchement alpine des Alpes-Maritimes, subir une répercussion d'une phase alpine ultérieure, anté-pontienne ou post-pontienne, voire du rajeunissement du relief qui a relevé la tête des poudingues pliocènes de l'ancien delta du Var, dans l'intérieur des Alpes-Maritimes.

Le régime *proprement alpin* débute avec le *chevauchement du mont Vial* (fig. 38), qui, quoique naissant brusquement au col Saint-Raphaël, au sud de Puget-Théniers, par un anticlinal surgissant dans le faisceau provençal par une saillie brutale du Jurassique en relayant celui du Gourdan, qui est fortement couché au N, tourne rapidement à l'ESE, puis au SE et même au S, en chevauchant au SW, puis à l'W, conformément au style alpin. En avant de lui, dans le système provençal de l'Estéron, a surgi le dôme à noyau de Jurassique des Concias, chevauchant au sud et, en même temps, fracturé transversalement à la direction provençale, ainsi que le front de la nappe du Cheiron, qui a été dévié par la poussée alpine, vers le confluent de l'Estéron et du Var, dans la direction ESE.

Un même rejet vers le SE des accidents provençaux sous l'action des poussées alpines se montre pour leur prolongation sur la rive gauche du Var, en aval de la traversée très oblique de la vallée par le chevauchement du Vial, dans la colline qui porte le village de La Roquette, où se rencontre le prolongement du front de la nappe du Cheiron au-dessus d'un repli de la série provençale autochtone de l'Estéron. De là, la portion conservée de cette nappe s'étend jusqu'à 4 kilomètres plus à l'est, en un large affleurement de Keuper portant des témoins d'Infralias, qui s'étale au pied du village de Saint-Blaise et se termine à l'est en s'appuyant jusque sur le Sénonien de la série plissée autochtone, dont les accidents alpins sont orientés NNW-SSE. A partir de Saint-Blaise, des témoins de la même nappe, se complétant par du Jurassique souvent dolomitique, se rencontrent jusqu'après

de Nice avec cette direction et incorporés au système alpin, à l'est de l'énorme masse des poudingues de l'ancien « delta pliocène du Var » qui ont comblé un large estuaire, déjà existant lors de la formation des placages de brèche de Carros, au Pontien, et profondément creusé dans le substratum de la nappe, constitué, comme nous le savons, par l'empilement de plusieurs séries et duplicatures sous cette nappe et sur le Nummulitique, dans les pentes de la rive droite du Var.

A l'est du Var, comme le montre la deuxième édition de la feuille géologique de Nice au 1/80.000, sur les pentes ouest et sud du mont Cima les couches autochtones, comprenant depuis le Sénonien jusqu'au noyau jurassique d'un anticlinal alpin, sont recouvertes, en complète discordance tectonique, par des dolomies jurassiques correspondant à un synclinal de la série chevauchante, suivi d'un anticlinal de celle-ci, ayant toutefois la même direction alpine que les plis du substratum autochtone.

A Aspremont, la masse chevauchante se subdivise en deux bandes par un accident alpin se dégageant de la couverture des poudingues pliocènes et amenant en contact une bande orientale où le Jurassique est à peu près entièrement dolomitique (fig. 40) et une occidentale où l'on peut encore suivre les diverses divisions du Jurassique, sauf toutefois une dolomitisation croissante vers sa terminaison méridionale (des variations analogues se produisant d'ailleurs aussi à La Roquette et vers le confluent de l'Estéron et du Var).

La séparation de ces deux bandes correspond d'ailleurs à une *imbrication alpine* de la première sur la seconde, dans laquelle s'insinue une saillie, d'abord très étroite, du *Sénonien autochtone* qui, vers Falicon, forme le *substratum évident de ces deux bandes jurassiques*. La plus orientale constitue le couronnement des monts Chauves d'Aspremont et de Tourrette et elle est percée d'une petite fenêtre de Sénonien dans les lacets de la route montant aux forts, ainsi que d'un long couloir de Sénonien correspondant à un anticlinal du substratum, dont le noyau jurassique autochtone surgit au travers du Crétacé et, déversé au SW, va porter le village de Falicon, puis s'envoyer au pied de celui-ci, dans la gorge du Riou Sec, par une terminaison périclinale du Crétacé autochtone. Celui-ci, quoique très aminci sur le flanc est de l'anticlinal en question, a continué à séparer du Jurassique autochtone la prolongation de celui du mont Chauve, qui a dû initialement coiffer cet anticlinal et dont la terminaison, flottante sur le Sénonien, porte le château et le vieux village de

Saint-André. La bande occidentale chevauche à l'ouest, par son Trias, sur du Sénonien accompagné localement de Nummulitique au moulin de Magnau ; elle se termine au sud, au-dessus de Gairaut (hameau de Nice) par du Jurassique flottant sur le Sénonien et qui, dolomitisé et broyé, se prolonge sur celui-ci par de petits témoins isolés.

Si l'on fait abstraction de l'origine provençale de ces témoins de la nappe du Cheiron (fig. 39), qui ont été incorporés au « matériel alpin », on peut dire que toute la région à l'est du chevauchement du mont Vial, puis du cours inférieur du Var, fait tectoniquement partie du système proprement alpin, bien que les calcaires jurassiques, même ceux autochtones à l'est de la vallée de la Vésubie, y puissent avoir un faciès provençal, tandis qu'à l'ouest de cette limite, c'est le régime des directions provençales qui domine de beaucoup par rapport aux dislocations de direction alpine. Cela n'empêche cependant qu'on retrouve dans la partie alpine d'autres traces de l'ancien plissement provençal, mais extrêmement déformées en général (sauf toutefois dans la partie française du bassin supérieur de la Roya, comme nous le verrons plus loin).

Par le chevauchement du mont Vial débute d'ailleurs une virgation d'accidents analogues, naissant successivement vers l'est dans la partie orientale du grand synclinal du Var moyen et qui, prenant de plus en plus la direction alpine dès leur origine (ce qui leur donne en plan une disposition en éventail), tournent ainsi tous vers la direction N-S (fig. 38) ; en même temps, ils s'imbriquent en un faisceau de chevauchements vers l'ouest, au travers duquel s'est creusé le profond cañon de la *Vésubie inférieure*. Même, lorsqu'on examine l'axe nummulitique lui-même du grand synclinal en question, on constate qu'à l'est de la vallée de la Tinée, il tourne lui aussi vers le sud, dans le grand massif de grès et flysch du Tournaire, mais sans traverser la vallée de la Vésubie.

IV) L'éperon triasique de la Vésubie moyenne et ses relations avec le massif du Mercantour.

Le cours moyen de la Vésubie correspond, en effet, à un très curieux accident structural que j'ai décrit depuis longtemps déjà. Il correspond à un *axe triasique*, d'orientation

générale SSW-NNE, dont le rôle tectonique est extrêmement intéressant et qui, d'autre part, ainsi qu'il a été indiqué à la p. 290, en note, paraît bien correspondre au rejeu d'une ligne structurale hercynienne varisque, marquée par l'éperon triasique greffé sur le massif de Tanneron.

Ce Trias gypseux débute au sud dans l'axe d'un anticlinal faillé alpin, de direction NW-SE, qui fait partie du faisceau précédent et qui traverse la Vésubie avec cette direction. Mais ce Trias conflue avec un autre orienté SSW-NNE, qui, d'abord séparé de lui par la terminaison, déviée au sud, du grand synclinal nummulitique du Tournaiet, provient du nord sous la forme *d'une longue hernie, très étroite et sensiblement rectiligne*, bordée de part et d'autre par une cassure qui met ce Trias en contact avec des terrains très variés : avec le flysch oligocène du Tournaiet, sur son bord occidental, et avec des niveaux divers du Jurassique et du Crétacé, d'ailleurs assez plissés, sur son bord oriental. En certains points, on peut même constater que ce Trias, *surgissant de la profondeur*, chevauche en ses deux bords sur les terrains plus récents qui l'encadrent.

Vers le nord, ce Trias s'étale en y recevant, d'une part à l'ouest de Roquebillière (1), d'autre part à l'est de Belvédère et de La Bollène, des axes triasiques appartenant à des plis transversaux à sa direction et qui embrassent le massif du Mercantour en longeant son bord : à l'ouest vers Saint-Martin-Vésubie et Valdeblore, et à l'est jusqu'à l'extrémité du massif dans le bassin supérieur de la Roya. L'axe de la hernie triasique se montre jalonné, à Belvédère, par un anticlinal de Muschelkalk orienté N-S, tandis qu'un autre, à Roquebillière, marque l'axe de l'un des plis transversaux. L'anticlinal triasique subméridien s'élève ensuite en s'ouvrant vers le nord et le Permien y apparaît à son tour, bordant de part et d'autre une avancée du massif cristallin, lequel porte d'ailleurs quelques petits témoins synclinaux de Houiller (ce qui accentue l'analogie avec le massif de Tanneron).

La saillie triasique de la Vésubie moyenne se greffe donc, comme une sorte d'éperon, sur le bord sud du massif du Mercantour, tandis que celui-ci s'allonge encore plus loin à l'est. Les

(1) Je dois rappeler que cette localité a été rendue tristement célèbre par une catastrophe assez récente, due aux phénomènes de dissolution du gypse triasique et aussi à une instabilité sismique de la hernie triasique en question.

plis transverses qui longent le bord de celui-ci, de même que de plus distants (les synclinaux nummulitiques du Tournaiet et de l'Aution, par exemple), s'infléchissent toutefois vers le sud en approchant de l'éperon triasique, de façon à constituer avec lui une sorte de gerbe ou *virgation* très étalée au nord et serrée au sud, dont la hernie triasique de la Vésubie moyenne occupe l'axe (fig. 38). Vers le sud, elle conflue avec le Trias d'un pli NW-SE et s'ennoe sous le Jurassique de l'*anticlinal du Férion*, qui chevauchant tantôt vers l'ouest, tantôt à l'est, va se terminer par un plongement périclinal régulier au mont Macaron, avant la vallée du Paillon où il est complètement ennoyé sous le Crétacé supérieur.

Malgré son allongement vers l'est, le *massif cristallin du Mercantour* est donc encadré, à la façon d'un noyau amygdaloïde, par l'épanouissement de ce faisceau, suivant une disposition toute différente de sa terminaison au nord-ouest, laquelle est identique au type habituel des extrémités des massifs delphino-savoisiens. On peut d'ailleurs rapprocher cette différence dans la disposition tectonique du fait que les faciès du Jurassique et du Crétacé inférieur sont devenus là très différents des faciès dauphinois, qui existent même encore à l'extrémité nord-ouest du massif cristallin, vers les sources de la Tinée et au Pas de la Cavale. Nous savons, d'autre part, que le massif du Mercantour, par son histoire stratigraphique, se comporte comme *ultra-dauphinois*, plutôt *subbriançonnais*, en tout cas non analogue aux massifs delphino-savoisiens, le Pelvoux ayant une situation intermédiaire,

V) **La coexistence et le croisement d'accidents provençaux et alpins dans l'est des Alpes-Maritimes.**

Les plis des terrains secondaires et tertiaires qui longent le massif du Mercantour dans la vallée de la Vésubie supérieure et ceux qui, après la rencontre du Trias de la Vésubie moyenne, se poursuivent à l'est jusque dans la vallée supérieure de la Roya, au delà de Fontan, présentent *une direction générale provençale et non alpine*. En outre, ils sont *déversés au nord, c'est-à-dire vers le massif cristallin*, contre lequel ils s'appliquent ; même, dans la vallée de la Roya, où ils ont été étudiés en détail par A. Rivière, ils donnent nais-

sance à un faisceau de chevauchements imbriqués poussés vers le NNW, c'est-à-dire à un régime tectonique nettement provençal et non alpin, se moulant sur le bord méridional du massif cristallin. Il est important de rappeler ici que ce bord méridional, à l'est de la vallée de la Tinée, a constitué l'ancien rivage du géosynclinal nummulitique ; il était donc naturel qu'il servît d'avant-pays à la chaîne pyrénéo-provençale et de butoir pour ses premiers plis, ensuite repris dans le plissement alpin. D'autre part, ces chevauchements imbriqués se poursuivent à l'est de Saorge jusqu'au fond de la vallée affluente de la Bendola, tout en s'atténuant au-dessus du Jurassique dans la puissante masse du Crétacé supérieur et du Nummulitique superposés. Je rappellerai, à cet égard, que j'ai émis depuis longtemps l'hypothèse que cette tectonique provençale pourrait aller se prolonger dans celle de l'Apennin, au delà de la grande cuvette nummulitique de San Remo, après le croisement du système provençal par le plissement alpin.

A la rencontre de l'axe de surrection de la Vésubie moyenne, transversal à la direction des plis provençaux, le plissement alpin a interrompu ceux-ci après les avoir d'abord déviés, de part et d'autre, vers le sud. Plus au sud, l'influence alpine est aussi prédominante dans la direction des plis du sud-est des Alpes-Maritimes, comme le montrent les allongements de la grande cuvette nummulitique de Coaraze et Contes, de celle de Peira-Cava et de l'Aution (qui d'ailleurs vient d'abord du NE, où elle s'intercale dans le faisceau provençal des accidents de la Roya, ce qui répète, mais en sens inverse, la torsion de la cuvette du Tournairot à l'ouest de la Vésubie moyenne), des cuvettes de Braus, des environs de Sospel et de Menton, ainsi que des anticlinaux intermédiaires dont les noyaux de calcaires jurassiques de faciès provençal sont généralement déversés vers l'ouest. Au delà de la frontière italienne, les cuvettes synclinales nummulitiques de Pienna et de Vintimille présentent encore la même direction NNW-SSE et aboutissent à la Méditerranée comme les plis de la région de Menton, suivant une orientation très uniforme (fig. 38), qui ne montre aucun indice d'une déviation permettant d'en rechercher la prolongation vers le massif ligure.

Il est intéressant encore de signaler, dans la partie orientale des Alpes-Maritimes, un accident qui paraît assez analogue à celui de la Vésubie moyenne et qui est d'ailleurs à peu près paral-

lèle à celui-ci. Une hernie triasique, surgissant aussi par une fracture, réunit une grande masse triasique formant l'axe d'un pli de direction *provençale* de la vallée moyenne de la Roya, en amont de Breil, avec une autre grande masse résultant, auprès de Sospel, de la confluence des axes triasiques de plusieurs plis de direction nettement *alpine*, ce qui met bien en évidence la coexistence de ces deux directions dans la structure profonde de cette région.

D'autre part, si les plis alpins aboutissent à la Méditerranée normalement au rivage dans la région de Menton, il n'en est plus de même auprès de Nice, principalement entre Beaulieu et Monaco. Les bandes jurassiques qui dessinent les lignes de relief y sont, au contraire, parallèles au rivage dans le *faisceau du Littoral* (fig. 38) en empruntant aussi d'anciennes directions provençales. Ce faisceau renferme même, immédiatement à l'est de Nice, au-dessus de Villefranche et Beaulieu, à partir de la cime du Vinaigrier et du mont Leuza, jusqu'à la mer d'Eze, un complexe provençal formé de deux imbrications superposées poussées au nord et représentant peut-être une prolongation des témoins de la nappe du Cheiron que nous avons vus, plus haut, venir se terminer tout à proximité de Nice, mais qui étaient là incorporées au régime de plis alpins dirigés NNW-SSE, tandis qu'ici ils ont conservé la direction provençale typique. Toutefois, si la répercussion des mouvements alpins y a surtout fait rejouer les accidents dus à la tectonique provençale antérieure, ils y ont aussi produit des chevauchements locaux dirigés en sens inverse, c'est-à-dire poussés vers le sud.

L'influence directrice de la tectonique provençale à l'égard des mouvements plus récents est aussi manifeste pour plusieurs plis qui, pour une partie au moins de leur trajet, se sont superposés à d'anciens avant-plis provençaux. C'est ainsi que plusieurs anticlinaux autochtones naissent successivement, au sud de la vallée du Paillon, avec une direction d'abord nettement provençale vers l'ouest ; puis on les voit tourner brusquement, dans leur partie orientale, en y prenant la direction alpine. Il ne semble guère douteux que ces plis, d'âge alpin, se sont adaptés, sur une partie de leur trajet, à d'anciens plis provençaux, mais en pouvant les avoir fait chevaucher en sens inverse de leur chevauchement ou simple déversement primitif ; on peut ainsi s'expliquer facilement le cisaillement, vers le bas, du noyau anticlinal de calcaire jurassique qui porte le village de Peillon. Dans certains cas, le chevauchement alpin vers le sud a pu prendre la part prépondérante dans la structure actuelle : tel est le cas du grand chevauchement

du mont Agel, qui constitue l'un des traits principaux de la tectonique de la région littorale. Celle-ci présente de nombreuses complications structurales, que je ne saurais exposer ici, même sommairement, mais qui seraient inexplicables sans la reconnaissance d'une phase de plissement provençale, antérieure au plissement alpin et d'une direction entièrement différente.

En résumé, la partie sud-est des Alpes-Maritimes, située au sud de la portion orientale du massif du Mercantour, tout en appartenant indiscutablement au domaine du plissement alpin, a conservé *de très nombreuses et importantes traces d'une tectonique provençale antérieure*, dont les lignes directrices étaient dirigées approximativement W-E, comme plus à l'ouest ; cela est d'ailleurs en accord avec *la prolongation des faciès provençaux en cette même région des Alpes-Maritimes*. *Le plissement provençal s'est donc étendu vers l'est au moins jusqu'à la grande cuvette nummulitique de San Remo*, sinon même dans l'Apennin après celle-ci.

Si le plissement alpin ultérieur a souvent masqué la tectonique provençale, il en a fréquemment laissé subsister les dispositions ou il s'est lui-même adapté à celles-ci. Cette région est donc particulièrement intéressante au point de vue structural par les exemples variés de détail qu'elle fournit au sujet des effets du croisement de deux directions de plissement, d'ailleurs ici très proches dans le temps.

E) LES ZONES ALPINES INTERNES

Les zones alpines situées en arrière de la zone externe vont nous présenter des dislocations alpines beaucoup plus intenses que celle-ci ; mais, par contre, elles ont échappé aux complications structurales qui, dans la partie méridionale de cette dernière, au voisinage immédiat de la Méditerranée, résultent de la superposition de la tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale antérieure et de direction différente, en sorte que leur disposition générale est beaucoup plus régulière. La superficie occupée sur le sol français par ces zones internes est d'ailleurs incomparablement moindre que celle des régions subalpines et cristallines de la zone externe, qui se suivent depuis la Savoie jusqu'à la Méditerranée. En effet, franchissant la frontière italienne

au sud du massif du Mont-Blanc pour pénétrer en France dans la Tarentaise, elles abandonnent ensuite le sol français pour rentrer en Italie, en ne dépassant pas au sud le bassin supérieur de l'Ubaye. D'autre part, par suite de leur disposition arquée, les zones de plus en plus internes que nous allons y distinguer n'occuperont que des surfaces de plus en plus réduites en deçà de notre frontière.

Si les grandes lignes de la constitution géologique et de la structure de ces zones paraissent solidement établies aujourd'hui, les parallélismes de détail et les subdivisions des grandes unités tectoniques n'y semblent pas encore fixés partout d'une façon définitive, malgré les nombreuses études de Marcel Bertrand, Pierre Termier, E. Haug, W. Kilian, M. Lugeon, E. Argand, M. Gignoux, D. Schneegans, Schoeller, et d'autres plus jeunes géologues que je ne saurais tous citer ici. Dans ces conditions, je dois me borner à l'exposé des grandes unités et de leurs subdivisions principales, en donnant parfois, à titre d'exemple, un résumé sommaire des interprétations successives d'une même région.

1) La zone du Briançonnais *lato sensu*.

D'après la conception antérieurement classique depuis E. Haug et W. Kilian, mais soumise à revision dans le détail d'après de récentes observations de M. Gignoux, L. Moret et D. Schneegans, on distinguait une première sous-zone tectonique interne, séparée par un chevauchement important de la première zone alpine, avec ses massifs cristallins et ses terrains secondaires de faciès dauphinois, et sur laquelle chevauche, d'autre part, la zone du Briançonnais proprement dite, plus interne. C'était la zone dite des *Aiguilles d'Arves*, aujourd'hui rattachée à la couverture ultra-dauphinoise du massif du Pelvoux, ou encore *nappe de l'Embrunais*.

Cette zone se suit depuis la Tarentaise, par la Maurienne et les Aiguilles d'Arves, jusqu'en arrière du massif du Pelvoux, où elle est réduite à un kilomètre à peine de largeur entre le Lautaret et Vallouise ; puis elle disparaît par un complet laminage entre le massif du Pelvoux et la zone du Briançonnais proprement dite. Elle est essentiellement caractérisée par le fait qu'étant constituée principalement par du Nummulitique débutant au Lutétien, il existe souvent

dans ce complexe éocène une formation particulière constituée par des calcaires à Globigérines en minces plaquettes, que l'on a désignée par le nom de *flysch calcaire* et qui est différente du *flysch* gréseux habituel. Ce Nummulitique est souvent accompagné à sa base, d'une façon plus ou moins discontinue, par des terrains secondaires dont les caractères de détail sont déjà nettement distincts de ceux des couches contemporaines du faciès dauphinois et, au contraire, se rattachent aux faciès des mêmes terrains dans le Briançonnais.

Le grand développement du Nummulitique dans cette zone (il peut aussi se rencontrer dans celle du Briançonnais proprement dite, mais en moindre proportion, tandis qu'y dominent les couches secondaires et même le Houiller) a fait initialement désigner cette bande sous le nom de « zone du *flysch* » avant même qu'ait été reconnu son caractère charrié. C'est qu'en effet cette zone, un peu interrompue derrière le massif du Pelvoux, reparaisait ensuite pour s'étaler largement dans l'*Embrunais* et l'*Ubaye*, puis de nouveau s'étrangler vers l'extrémité du massif du Mercantour, qu'elle paraît longer en une bande étroite sur son flanc septentrional.

Or, au premier abord, cette région où s'étalent le *flysch* et les grès nummulitiques semblait simplement correspondre à une partie déprimée de la première zone alpine entre les massifs surélevés du Pelvoux et du Mercantour, cet ensellement transversal ayant permis la conservation du Nummulitique commun à la couverture des deux massifs cristallins en question, considérés comme de signification équivalente. Cette apparence était d'autant plus naturelle que dans les deux profondes vallées transversales de la Durance et de l'*Ubaye*, au-dessous du Nummulitique se montre un substratum de Jurassique dauphinois, en particulier formé par les épaisses marnes noires schisteuses calvo-oxfordiennes.

Pendant cette régularité apparente était troublée par le fait que sur le pays nummulitique gréso-schisteux, très monotone, se montrent quelques montagnes calcaires très abruptes, dont l'aspect avait depuis longtemps frappé les géologues (Chabrières, le Morgon, les Séolanes, le Chapeau de Gendarme, le Mourre-Haut, etc.). Ces calcaires avaient été reconnus comme en général d'âge secondaire, parfois aussi à grandes Nummulites, et on les avait considérés anciennement soit comme des îles ayant sub-

sisté dans la mer nummulitique (Ch. Lory), soit comme des massifs délimités par des failles verticales et ayant ainsi surgi au travers du Nummulitique environnant (Goret). En 1892, E. Haug et W. Kilian émirent l'opinion qu'il s'agissait de *lambeaux de recouvrement* posés sur le Nummulitique ; parmi ces masses de calcaires jurassiques ou triasiques complètement isolées et en saillie à la surface du Nummulitique, les unes ne sont que de véritables blocs et d'autres sont même formées de couches en superposition renversée (à la Grande Séolane, par exemple). D'autre part, les plus avancées vers l'ouest peuvent arriver à reposer directement sur le soubassement secondaire du flysch de l'Embrunais et de l'Ubaye, et alors le contraste est absolu entre le faciès dauphinois du substratum et celui des lambeaux en question, tout à fait semblable à celui des mêmes couches dans le Briançonnais. En outre, E. Haug et W. Kilian avaient pu observer dans ces lambeaux quelques charnières anticlinales couchées vers le sud-ouest.

Ces constatations et d'autres analogues faites par moi aux confins de l'Ubaye et des Alpes-Maritimes ne paraissent pouvoir laisser subsister aucun doute sur le fait que ces témoins de couches secondaires et de calcaires à grandes Nummulites soient de provenance briançonnaise et charriés sur le flysch et les grès de l'Embrunais.

Mais, d'autre part, E. Haug et W. Kilian furent conduits à penser que ce Nummulitique lui-même est charrié sur la première zone alpine. Cette hypothèse découlait de constatations diverses : le Nummulitique de l'Embrunais ne présente pas de conglomérat de base, alors qu'il devrait en exister dans le cas d'une simple transgression, et, en outre, sa base montre souvent des froissements intenses et même des miroirs de glissement ; d'autre part, entre le Jurassique dauphinois du soubassement et le Nummulitique, il s'intercale çà et là des lames de gypse triasique (d'abord considérées comme du Callovien) accompagnées de cargneules et même de quartzites, ou bien des lames de Jurassique supérieur. La preuve directe de ce charriage du Nummulitique de l'Embrunais fut d'ailleurs donnée, en un point, par la distinction faite dans son substratum, par J. Boussac, de Nummulitique autochtone faisant partie de la couverture du massif du Pelvoux et constitué, comme dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, par du Priabonien à petites Nummulites, transgressif et débutant par un conglomérat de base très polygénique et formé pour une bonne part de roches du Pelvoux, surmonté par le com-

plexe des grès d'Annot et du flysch gréseux, auquel se trouvait superposé le flysch de l'Embrunais.

D'autre part, j'ai pu reconnaître une semblable superposition dans le nord-ouest des Alpes-Maritimes, le flysch de l'Ubaye y étant superposé au grès d'Annot autochtone et admettant, d'autre part, aussi des grès semblables au-dessus de lui, avec une série de lambeaux de calcaires triasiques ou jurassiques de faciès briançonnais jalonnant la surface de charriage de cette *nappe de l'Ubaye*.

Les études ultérieures et très minutieuses de Mme G. Gubler-Wahl ont démontré que les témoins de la nappe de l'Ubaye, de provenance indiscutablement briançonnaise, s'étendent au sud-ouest jusqu'au sud du lac d'Allos, dans le massif séparant les hautes vallées du Vêr et du Verdon, et même jusqu'à Colmars dans le massif de l'Autapie, sur la rive droite du Verdon. D'autre part, Mme Gubler a conclu que les masses calcaires briançonnaises qui, les premières, ont attiré l'attention sur le charriage dans cette région ne constituent pas des témoins d'une nappe supérieure, mais que, disloquées et entraînées avec le Nummulitique charrié, elles font partie de la nappe de l'Ubaye.

Il n'est pas douteux que cette nappe, qui n'a pas dû dépasser le dôme de Barrot au sud, a submergé toute la partie occidentale du massif du Mercantour, au-dessus des plis couchés de la Tinée et du Mounier enracinés au bord externe de ce massif; ceux-ci constituent manifestement, avec cette nappe, un complexe analogue à celui que nous avons précédemment constaté pour les Préalpes et les témoins plus méridionaux des Annes et de Sulens, par rapport aux plis couchés enracinés du mont Joly, par dessus lesquels sont passées les nappes superposées des Préalpes. En ce qui concerne la racine de la nappe de l'Ubaye, D. Schneegans a reconnu qu'elle longe de très près le bord nord-est du massif du Mercantour, ce qui est très naturel étant donné la signification que j'ai attribuée plus haut à ce massif, nettement différent des massifs dauphinois.

* * *

Il est intéressant maintenant de revenir au nord de l'Embrunais et de chercher à préciser la signification de la zone tectonique à laquelle appartient la *nappe de l'Ubaye* ou de

l'*Embrunais*. J'ai indiqué plus haut qu'elle s'interrompt au bord interne du massif du Pelvoux et qu'après une certaine discontinuité, reprend plus loin la *nappe des Aiguilles d'Arves*, ainsi dénommée par E. Haug et dont la constitution au nord de la vallée de l'Isère a été étudiée en grand détail par H. Schöeller, qui l'a considérée, ainsi que E. Haug, comme la prolongation exacte de la nappe de l'*Embrunais*. Mais, une suggestion de D. Schneegans, d'ailleurs confirmée par les faits ensuite découverts par M. Gignoux, L. Moret et lui dans la

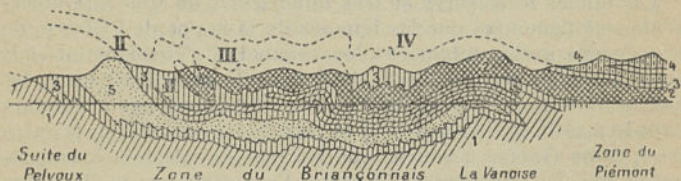


FIG. 48. — Coupe schématique au travers de la zone du Briançonnais, d'après Pierre Termier.

1, Schistes cristallins anté-houillers et granites; 2, Houiller; 3, Terrains secondaires (excepté les schistes lustrés); 4, Schistes lustrés; 5, Nummulitique (flysch).

II, III, Nappes briançonnaises supérieures à la zone du flysch; IV, Nappe des schistes lustrés.

Nota. — La nappe du Grand Saint-Bernard n'a pas été distinguée au sommet de III et au-dessous de IV, dans ce schéma ancien, simplement destiné à montrer l'allure générale.

vallée de la Durance, à L'Argentière (où ils ont retrouvé une fenêtre de marnes noires callovo-oxfordiennes de faciès dauphinois), fait maintenant admettre qu'en réalité la prolongation de la zone des Aiguilles d'Arves se fait, vers le sud, en profondeur et très laminée, *au-dessous de la nappe de l'Embrunais et de l'Ubaye*. Celle-ci devient alors une subdivision du complexe briançonnais (1) supérieure à la nappe précédente, qu'elle aurait relayée en la recouvrant, suivant un système de *festons* (analogues aux « vagues de bitume » de Suess), qu'admettent M. Gignoux et L. Moret (2).

(1) J'emploie ce terme dans son sens large, ne pouvant entrer ici dans les détails délicats de composition qui font distinguer les faciès *subbriançonnais* de ceux proprement *briançonnais*.

(2) Un exemple de grande échelle serait fourni par le débordement des nappes alpines par les nappes austro-alpines dans les Alpes Orientales, tandis que ces dernières semblent bien n'avoir pas submergé les Alpes Occidentales.

En arrière de la nappe *ultra-dauphinoise* des Aiguilles d'Arves, trouvent dans le Briançonnais plusieurs nappes superposées, dont la plus basse ou « subbriançonnaise » est celle qui s'est largement avancée sur l'Embrunais et l'Ubaye, ainsi que sur la partie occidentale du massif du Mercantour.

La disposition générale apparente de la zone du Briançonnais (fig. 48) est, par suite du repliement commun de ces nappes, celle d'une grande aire anticlinale en *éventail composé*, c'est-à-dire présentant des déversements dans les deux sens, de part et d'autre d'un long affleurement anticlinal de *grès houillers*, longtemps considéré comme l'*axe houiller* des Alpes. Ces déversements sont très marqués vers l'ouest à l'extérieur de cet « axe houiller », moins importants vers l'est de l'autre côté de cet anticlinal. Mais la continuité avec les nappes des Alpes Suisses, beaucoup plus disséquées par l'érosion, et les renseignements complémentaires fournis par le percement du tunnel du Simplon, démontrent avec évidence que c'est là seulement une structure superficielle et que la zone du Briançonnais est bien formée d'un empilement de nappes replissées, au-dessous duquel il est difficile de préciser la limite de l'enfoncement du substratum. On sépare d'ailleurs souvent, actuellement, la nappe supérieure en une unité distincte, sous le nom de *nappe du Grand Saint-Bernard* (ou de la Vanoise).

La série stratigraphique de la zone du Briançonnais est liée à l'existence d'un *géanticlinal* (ou « cordillère ») *briançonnais* depuis le début du Secondaire, entre les deux géosynclinaux dauphinois et piémontais, et elle présente des lacunes et des intercalations de brèches.

Au-dessus des grès à anthracite du Houiller, le Trias est formé de quartzites, puis de calcaires à Diplopores ; le Lias ne s'y montre que rarement, tandis que le Jurassique moyen (Dogger) y est plus fréquent, avec des couches à *Mytilus* ; le Jurassique supérieur est représenté par le marbre rouge bréchoïde de Guillestre. Au-dessus, se rencontrent des « marbres en plaquettes » versicolores, dont l'âge a été très discuté. Tantôt ils ont été considérés comme des couches de passage entre le Jurassique et le Crétacé (E. Haug et W. Kilian), tantôt au contraire comme représentant une série compréhensive pouvant s'étendre du Jurassique supérieur à l'Eocène (P. Termier et J. Boussac). Jean Boussac ayant reconnu dans la nappe charriée de l'Ubaye, à l'Autapie, l'âge sénonien

de couches qu'il avait assimilées au flysch calcaire, il admettait leur passage graduel à celui-ci. Mais actuellement ces marbres en plaquettes sont considérés comme exclusivement d'âge Crétacé supérieur et transgressifs sur les formations antérieures. Le Nummulitique renferme, dans le sud du Briançonnais, les calcaires à grandes Nummulites retrouvés dans les lambeaux de l'Ubaye et ensuite le flysch calcaire, qui est souvent directement superposé aux marbres en plaquettes, toutefois avec interposition d'une brèche de base.

Je ne saurais entrer ici dans le détail des nappes ou « écailles » superposées, où les terrains constituant présentent des différences de faciès permettant de les distinguer, par exemple en ce qui concerne le développement du Houiller, considéré autrefois comme marquant l'axe de la chaîne, dans l'une d'elles, la « 3^e écaille » de P. Termier (fig. 47, III). La nappe supérieure présente la particularité d'être formée par un paquet, replié sur lui-même, de schistes métamorphiques et de conglomérats à galets cristallins, reposant sur la nappe précédente avec interposition d'une lame étirée et discontinue de terrains divers à faciès briançonnais (Houiller, Permien, Trias, Jurassique supérieur). C'est là le début des faciès métamorphiques qui vont ensuite se développer fortement dans la zone suivante (zone du Piémont ou des schistes lustrés).

Lorsqu'on définit *tectoniquement* la zone du Briançonnais, sa nappe supérieure (*nappe du Grand Saint-Bernard*, d'Argand) reparaît d'ailleurs en une grande fenêtre au-dessous de celle des schistes lustrés dans la *Vanoise*, où P. Termier a indiqué que le Permo-Houiller passe latéralement à des schistes cristallins (*gneiss permo-houiller de la Vanoise*). Un fait analogue se rencontre au col Longet et, au sommet de la vallée de l'Ubaye, pour la *zone des schistes graphiteux*, d'Argand. Il est probable que, si l'on pouvait suivre cette nappe briançonnaise sous sa couverture tectonique piémontaise, le métamorphisme s'y montrerait de plus en plus accentué vers l'est, formant transition aux faciès de la zone suivante. Il faut d'ailleurs observer qu'il n'y a pas nécessairement une correspondance rigoureuse entre les zones de faciès ou isopiques et les zones tectoniques, ainsi qu'on l'avait pensé autrefois, et qu'une telle corrélation des caractères stratigraphiques et tectoniques, sur laquelle on a voulu trop souvent fonder la

distinction des zones ou des accidents structuraux, ou qu'inversement on a opposée à une telle distinction, ne peut être qu'approximative. En particulier, la nappe du Grand Saint-Bernard est de plus en plus envahie par le métamorphisme en se dirigeant vers le Tessin, et même W. Kilian et P. Termier ont admis que, si l'on avait pensé que la zone des Aiguilles d'Arves disparaîtrait vers le NE, c'est par un processus analogue de métamorphisme qui en masque les caractères. En fait, la *continuité tectonique seule doit entrer en ligne de compte dans la distinction des zones structurales* (1).

II) La zone du Piémont (nappe du Mont-Rose).

Cette dernière unité des Alpes françaises, qui n'occupe d'ailleurs que de faibles étendues en deçà de la frontière italienne, principalement dans le Queyras et la vallée tout à fait supérieure de l'Ubaye, est fondamentalement formée de *schistes lustrés*, micaschistes très calcaires accompagnés de roches vertes (*serpentine*) qu'on voit souvent associées à des calcaires magnésiens en donnant des marbres serpentineux, exploités en amont de Maurin dans la haute vallée de l'Ubaye, par exemple (tome I, p. 57). Ces schistes lustrés sont, en certaines régions de cette zone, séparés par du Trias cristallin, encore reconnaissable, des gneiss permo-houillers et même de gneiss anciens, le tout formant un énorme complexe entièrement concordant, en relation évidente avec la persistance de conditions géosynclinales dans le *géosynclinal piémontais* depuis l'ère primaire jusqu'au Nummulitique. F. Blanchet a, en effet, dans les montagnes d'Escreins, auprès de la vallée supérieure de l'Ubaye, constaté un passage latéral graduel, quoique rapide, entre les schistes lustrés et l'ensemble des terrains Briançonnais, ce qui paraît clore les discussions sur l'âge des schistes lustrés, tantôt considérés comme limités à l'ère secondaire, tantôt comme constituant une série compréhensive montant jusqu'au Nummulitique.

Sur le territoire français, on observe très généralement

(1) C'est ainsi, par exemple, que si la continuité tectonique de la Provence et des Pyrénées ne peut être mise en doute, les séries stratigraphiques arrivent à y être très différentes d'une extrémité à l'autre de la chaîne pyrénéo-provençale.

que les multiples replis secondaires isoclinaux qui affectent cette série sont *déversés vers l'est*, c'est-à-dire du côté italien, en sens inverse du sens normal du déversement général des accidents des Alpes ; c'est d'ailleurs cette disposition, existant depuis « l'axe houiller », dont il a été précédemment question dans la zone du Briançonnais, qui avait donné naissance à *l'ancienne conception de la structure en éventail des Alpes*. Aussi, quoiqu'il n'y ait aucun doute que le complexe de la zone du Piémont constitue une grande nappe (fig. 48, IV) qui s'est avancée vers l'ouest au-dessus de la série briançonnaise, laquelle peut apparaître en fenêtres sous forme de dômes au travers du complexe piémontais (par exemple dans la Vanoise), le contact des deux séries au front de la partie conservée de la nappe des schistes lustrés peut se trouver inversé par ce déversement anormal, les terrains briançonnais paraissant alors surmonter les schistes lustrés.

Ce déversement anormal, d'abord expliqué par W. Kilian par une décompression et une poussée au vide résultant de l'effondrement des zones internes des Alpes sous la plaine du Pô, a été considéré par E. Argand et M. Lugeon, comme dû à une surcompression profonde ou « emboutissage » des nappes, qui ont ainsi reflué sur leurs racines. D'autre part, abstraction faite de ces plissements isoclinaux, la structure générale de la zone du Piémont est caractérisée par l'existence de grandes voûtes (1) ou « carapaces », résultant de bombements affectant le complexe des nappes alpines (*massifs d'Ambin* et du *Grand Paradis*, puis plus loin celui du *Mont-Rose*), qui ramènent au jour les gneiss permo-houillers constituant le substratum des schistes lustrés (Pl. VII), de même que dans la Vanoise apparaît la nappe du Grand Saint-Bernard.

Sur le sol français, ne se montre aucun témoin de la nappe plus élevée, dite de la Dent-Blanche, située à cheval sur la frontière de Suisse et d'Italie.

(1) Celles-ci avaient été, à une certaine époque, considérées par Marcel Bertrand comme des « massifs amygdaloïdes » contournés par les plis au milieu desquels ils s'intercaleraient à la façon de noyaux résistants. Le tracé de ces plis correspondait, en réalité, autour de ces voûtes mises à nu, aux affleurements des surfaces de superposition anormale des séries qui leur étaient primitivement superposées et qui ont disparu par l'érosion.

F) LA CORSE

En première approximation, la Corse se divise en deux grandes régions (fig. 49) :

1° La *Corse occidentale et méridionale* est fondamentalement constituée par un grand massif granito-gneissique, comprenant à la fois des granites à mica noir, des granulites et, inversement, des différenciations basiques, se montrant très écrasés suivant une large bande longeant la presque totalité du bord oriental de cette région. Les schistes cristallins (gneiss, micaschistes, amphibolites) n'ont qu'un rôle très subordonné par rapport à ces roches ignées et, d'autre part, ils ne montrent aucun passage à des couches non métamorphiques datées par des fossiles. Cependant, ce grand massif est évidemment hercynien, comme ceux qui ont été précédemment indiqués dans les Alpes françaises ; des raisons qui seront indiquées plus loin permettent d'ailleurs d'admettre qu'il correspond au massif du Mercantour plutôt qu'à ceux des rangées plus externes. Il n'existe que peu de témoins d'une couverture discordante, allant du Houiller (qui a été, en particulier, exploité à Osani, sur la côte occidentale) jusqu'à du Nummulitique ; d'autre part, un grand développement de rhyolites d'âge carbonifère se rencontre dans le nord-ouest de l'île, constituant le massif du mont Cinto et se prolongeant jusqu'à la côte occidentale.

Le massif en question, qui occupe environ les deux tiers de la superficie de la Corse et porte tous ses points culminants, est limité à l'est par une ligne un peu sinueuse, orientée NNW-SSE, qui traverse l'île en écharpe en partant du littoral à 8 kilomètres à l'est de l'île Rousse, passant à Corte et rejoignant le littoral oriental vers l'embouchure du Solenzara, à peu près sur la même latitude qu'Ajaccio. Il s'y rattache toutefois, au NW du confluent du Golo et de ses affluents qui viennent converger avec lui à Ponte-Leccia, un massif de composition semblable qui forme la *chaîne du Tenda*, de direction N-S, et qui est séparé du massif principal par la région de la Balagne, occupée par des terrains divers charriés, tandis qu'il est bordé à l'est par le golfe de Saint-Florent et la zone suivante.

2° La *Corse nord-orientale*, qui s'étend au nord jusqu'au

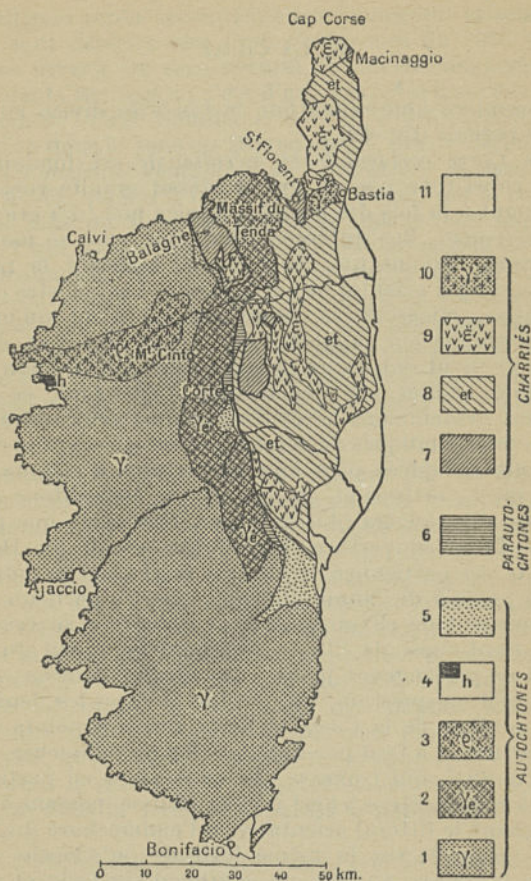


FIG. 49. — Esquisse géologique structurale de la Corse, par P. Routhier, d'après Nentien, Maury, Pilger et lui-même.

1, Granites, granulites, différenciations basiques ; gneiss, micaschistes et amphibolites (très subordonnés) ; 2, Granites écrasés ; 3, Rhyolites ; 4, Houiller (productif) ; 5, Secondaire et Nummulitique ; 6, Ecailles et brèches tectoniques ; 7, Klippes (granite écrasé, Trias, Lias, Eocène) ; 8, Schistes lustrés et radiolarites ; 9, Roches vertes et roches à glaucophane ; 10, Granite intrusif dans les schistes lustrés ; 11, Néogène (postérieur aux charriages).

cap Corse, est essentiellement formée par un complexe de *schistes lustrés*, analogues à ceux de la zone piémontaise des Alpes, paraissant comme eux pouvoir comprendre depuis le Trias jusqu'à l'Eocène, métamorphiques et aussi accompagnés de *roches vertes* (serpentes et roches à glaucophane). Les schistes sont souvent affectés de plis isoclinaux déversés vers l'W et les roches vertes y ont été souvent broyées.

Mais, en outre, il existe, principalement au contact avec le massif cristallin occidental ou au voisinage de ce contact, qui se montre partout anormal, des témoins de terrains peu ou pas métamorphiques, d'âges très divers, dont les conditions tectoniques ont donné lieu à de nombreuses discussions et interprétations, qui seront résumées plus loin, et qu'il importe de mettre en place brièvement dans cette région de la *Corse centrale et nord-orientale*.

Au voisinage de Corte, dans le contact même en question s'intercale une « *série de Corte* », formée de schistes chloriteux et de schistes à actinote et épidote, peu métamorphiques, contenant des intercalations de grès laminés, de cipolins laminés et de calcaires rubanés (paraissant surtout liasiques), qui s'appuient sur le bord du massif occidental par des écailles et des brèches de friction, mises en évidence par A. Pilger et P. Routhier, ce qui montre qu'il s'agit d'un complexe parautochtone décollé et plaqué contre ce bord par la poussée des schistes lustrés.

D'autre part, si les divers auteurs sont actuellement d'accord pour considérer comme formant une nappe charriée le complexe des schistes lustrés, qui se montre percé, à l'ouest de Bastia et sur la côte ouest du golfe de Saint-Florent, de même qu'en un point situé à l'extrémité du cap Corse, par des intrusions d'un granite considéré par A. Pilger comme d'âge tertiaire alpin, il faut en distinguer (fig. 49) divers affleurements exotiques, véritables « *klippes* », appartenant à une unité tectonique différente de la nappe des schistes lustrés. Ces « *klippes* », qui constituent une traînée centrale depuis la Balagne, par la cime de Pedani, jusqu'à l'est de Corte autour de Sainte-Lucie di Mercurio, puis reparaissent au SE du golfe de Saint-Florent et forment deux petits affleurements empiétant à peine sur le rivage oriental du cap Corse, comprennent du granite écrasé, du Permien à faciès de verrucano, du Trias, du Lias, des calcaires d'âge controversé (Tithonique ou Nummulitique) et de l'Eocène.

Si, en certains points, il semble bien qu'il s'agisse de témoins d'une nappe superposée à celle des schistes lustrés, en d'autres, il paraît évident qu'au contraire ce complexe est inférieur à ceux-ci, leur contact étant d'ailleurs très souvent subvertical. D'autre part, les faciès des terrains de ces klippes semblent plutôt actuellement correspondre à des faciès sub-briançonnais ou briançonnais (et non austro-alpins, comme cela a été soutenu) et il semble, pour cette raison, qu'il doive s'agir d'une unité tectonique inférieure à la nappe des schistes lustrés.

3° En outre, des affleurements de *terrains miocènes*, discordants sur tous les précédents, se rencontrent en divers points voisins du littoral : 1° au fond du golfe de Saint-Florent ; 2° sur la côte orientale, en un grand affleurement d'environ 25 kilomètres de long et 10 kilomètres de large, depuis le phare d'Alistro jusqu'à l'étang d'Urbino ; 3° vers l'extrémité méridionale de la Corse, suivant une bande légèrement synclinale qui, partant du golfe de Sainte-Manza au NE, est limitée au SE par le chaînon granitique de la Pointe Capicciolo et de la Pointe de Semolari et s'étale graduellement, par un abaissement de son axe amenant à l'affleurement des dépôts miocènes de plus en plus récents autour de Bonifacio, où ce synclinal est coupé par la mer en falaise verticale.

La côte occidentale de la Corse est, de même que le littoral provençal des Maures et de la région de Marseille, dépourvue de Pliocène marin, tandis qu'il s'en rencontre un peu sur la côte orientale, auprès de l'étang de Diane, et que l'île de Pianosa, entre la Corse et l'île d'Elbe, est formée en grande partie par un plateau de Pliocène marin, de faciès littoral. Comme il a été indiqué plus haut (p. 273), à propos du Néogène des Alpes-Maritimes, il semble qu'au Pliocène il devait exister une presque île partant de la côte provençale et des Maures et s'étendant jusqu'en Corse. Par contre, cette communication devait être rompue au Pléistocène, l'isolement insulaire de la Corse (unie à la Sardaigne) y expliquant l'absence d'*Ursus spelæus* et inversement la persistance de certaines formes de Vertébrés, appartenant à des groupes pliocènes qui avaient disparu du continent au Pléistocène. Sur la presque totalité du littoral corse, il n'existe aucune plaine littorale et la montagne s'abaisse directement à la mer. Sur la côte orientale seule, des dépôts pléistocènes et récents sont développés vers les embouchures des fleuves descendant du versant

oriental et constituent des plaines basses, souvent parsemées de très grands étangs séparés de la mer par un cordon littoral, comme sur notre côte du golfe du Lion, témoignant d'un alluvionnement incomplet à l'abri de ce cordon.

* * *

La structure et les relations tectoniques des diverses parties de la Corse qui viennent d'être sommairement distinguées ont donné lieu à des interprétations successives très diverses, même de la part de mêmes auteurs, dont il est instructif de résumer l'évolution.

La Corse cristalline a été pendant longtemps considérée comme extra-alpine, de même que la Sardaigne. Puis, en 1907, P. Termier a admis que la Corse est l'un des éléments de la chaîne alpine, les granites et gneiss de l'ouest correspondant à ceux du Mercantour, du Pelvoux et du Mont Blanc, et les terrains plus orientaux étant équivalents de ceux de la zone du flysch.

En 1908, E. Maury indiquait qu'il y aurait dans la zone orientale une série métamorphique inférieure, formée de micaschistes permo-carbonifères, paraissant en place sur la bordure cristalline, et une autre supérieure, constituée par les schistes lustrés avec roches vertes, d'âge mézozoïque et nettement charriés vers l'W. En cette même année, J. Deprat a admis qu'une nappe formée d'éléments complexes (protogine, schistes métamorphiques, Trias, Jurassique) aurait refoulé, en les écrasant, les synclinaux nummulitiques contre le puissant massif cristallin de l'ouest formant butoir; les granites de la chaîne du Tenda formeraient un vaste lambeau laminé, faisant partie de la nappe des schistes lustrés, dont la racine serait au large vers l'est à une distance inconnue, mais sans qu'on puisse la chercher jusque dans l'Apenin.

Vers la même date encore, P. Termier et E. Maury insistèrent sur la présence, à la base de la grande nappe, d'une lame de granite alcalin écrasé, antérieurement qualifié de « protogine » par Nentien dans sa carte géologique de la Corse au 1.320.000, publiée en 1896. Cette lame, constituant un véritable terrain géologique, pourrait atteindre parfois une puissance de plusieurs centaines de mètres ou même d'un millier de mètres.

D'autre part, P. Termier coordonnait, en 1909, ces vues avec celles qui résultaient pour lui de la structure de l'île d'Elbe et de

ses relations avec l'Apennin. Il admit alors que la Corse orientale serait formée : 1^o d'une nappe profonde de schistes lustrés et roches vertes, présentant en grand une structure anticlinale et admettant pour substratum, dans le nord, le granite du massif du Tenda ; 2^o d'une nappe supérieure, reposant sur la lame de protogine et très découpée par l'érosion, comprenant des lambeaux de Houiller, Permien, Trias, Rhétien et Lias, puis d'un Eocène riche en roches vertes, ces terrains étant de faciès quasi briançonnais. Cette seconde nappe pourrait d'ailleurs être doublée aux environs de Corte, où existent deux lames superposées de granite écrasé séparées par de l'Eocène. D'autre part, au bord oriental de la grande région cristalline, les schistes lustrés s'enfonceraient sous le granite (entre Castirla et Castiglione) et le granite écrasé formant la base de la nappe supérieure se relierait au granite normal de la haute chaîne corse, d'où la conclusion que *cette nappe serait charriée de l'W vers l'E*. Cette opinion fut également partagée alors par son collaborateur E. Maury, contrairement à sa première interprétation. Cependant, si P. Termier inclinait à penser que le grand massif cristallin de Corse est « un pays transporté, « d'un mouvement d'ensemble, sur une région de « schistes lustrés et de granites alcalins », E. Maury admettait plutôt que la Corse granitique est une *région de racines* pour les nappes à faciès briançonnais, *poussées en tout cas vers l'est* sur les schistes lustrés.

En 1917, D. Hollande admit, au contraire, que les deux nappes de la Corse orientale avaient été *charriées de l'est vers l'ouest* et, dans un mémoire posthume (terminé en 1920, mais imprimé seulement en 1922), il indiquait que la « formation de la Corse « orientale est due au charriage de deux nappes détachées de « la région de l'archipel toscan ». Il est d'ailleurs inutile d'indiquer les arguments qu'il donnait à l'appui de son opinion et à l'encontre du sens des chevauchements vers l'est, car, en 1928, P. Termier et E. Maury, à la suite d'une excursion faite en compagnie de plusieurs géologues étrangers spécialistes de la géologie des Alpes et de l'Apennin, qui avaient aussi conclu à des chevauchements vers l'ouest, inversaient le sens du charriage des nappes de la Corse orientale qu'ils avaient indiqué en 1909 et ils revenaient donc, comme phénomène principal, à *un charriage vers l'ouest*. D'autre part, à la suite de la découverte de radiolarites qui avait été faite au cours de cette excursion, les unes dans la série des calcschistes micacés très métamorphiques avec roches vertes, constituant les schistes lustrés typiques, d'autres accompagnant

des calcaires et argiles non métamorphiques, considérés comme de type apennin, P. Termier et E. Maury arrivaient à la conclusion qu'il existerait en Corse au moins 5 unités distinctes :

1^o *La Corse granitique, hercynienne et autochtone*, se rattachant à la Sardaigne et ayant probablement très peu bougé par rapport aux nappes alpines, comprenant, avec les granites et gneiss, des « roches brunes », résultant du métamorphisme granitique d'une série sédimentaire, et un autre faciès de terrains primaires surtout formé d'arkoses, le tout ayant été percé par la protogine, dont le laminage est très inégal et dont l'épaisseur atteindrait « parfois 8, 10, ou même 24 kilomètres en un point (*sic*) » ;

2^o *La couverture discordante sur ce fond hercynien*, composée de Permien, de Trias d'aspect général briançonnais, de Rhétien, de Lias (calcaires et brèches), de Jurassique supérieur de faciès tithonique, de Nummulitique (calcaire lutétien à grandes Nummulites, puis flysch gréso-schisteux avec conglomérats et schistes à Fucoïdes). Cette couverture, parfois en place sur son substratum cristallin, serait d'autres fois franchement décollée de celui-ci et d'allure extrêmement troublée, presque toujours avec une lame de protogine à sa base. Au nord de Corte, elle aurait été refoulée vers l'E sur la nappe suivante, ce rejaillissement ayant atteint environ 30 kilomètres vers le parallèle de Bastia ;

3^o *La nappe des schistes lustrés*, avec substratum de protogine, qui aurait produit, dans son avancée sur la couverture sédimentaire de la Corse profonde, le rejaillissement de celle-ci en arrière qui vient d'être indiqué ;

4^o Au-dessus de cette nappe, les radiolarites, avec roches vertes (ophiolites) correspondraient à une nappe plus élevée, d'abord indiquée comme encore pennine, puis rangée par eux dans un complexe *austro-alpin inférieur* avec la suivante ;

5^o Celle-ci ne résulterait que de l'existence d'un rocher de calcaire près du col de San Colombano, en Balagne, dont l'aspect serait analogue à celui du calcaire du Falknis en Suisse.

La chaîne du Tenda et le promontoire du cap Corse seraient deux larges voûtes entre lesquelles le golfe de Saint-Florent correspondrait à un synclinal de nappes. L'âge de ces charriages serait probablement postérieur au Priabonien et, par analogie avec la région de Savone, antérieur au Stampien ; mais celui du plissement ou de l'ondulation des nappes serait postérieur au Pontien, comme on peut le constater pour la voûte du Tenda.

Il faut d'ailleurs indiquer qu'après la mort de P. Termier,

en 1931, E. Maury, dans un mémoire sur les nappes de la région du col de San Colombano, à l'est de Belgodère, après avoir indiqué que la nappe (4°) à radiolarites et roches vertes (ophiolites) présente des faciès semblables à ceux qui se rencontrent dans les Alpes Apuanes en Toscane, arrivait cependant à admettre, étant donné que des radiolarites se rencontrent en France sur le bord externe de la zone des schistes lustrés, qu'on « peut donc conclure aussi, en l'absence de faits probants, que « la série ophiolitique de San Colombano pourrait provenir de « la région externe des schistes lustrés et son origine serait beaucoup moins à l'est qu'on ne l'admet jusqu'à présent ». Quant à la nappe (5°), établie sur *un unique rocher calcaire*, E. Maury abandonnait aussi son assimilation austro-alpine.

Au cours d'une excursion de la Société géologique de France en Corse, en 1933, les membres présents avaient été généralement d'avis qu'il n'y existait pas de témoins de nappes austro-alpines et que, sous la nappe des schistes lustrés, unité tectonique la plus élevée de la région, s'enfonçait une zone de terrains briançonnais, comprenant même certains terrains singuliers (telles des radiolarites) de cette zone et où celle du flysch est elle-même représentée, constituant un vaste synclinal de nappe dans lequel sont logées les nappes de San Colombano, plus internes, mais encore issues du bord externe de la nappe des schistes lustrés. Quant à la bordure orientale de la zone cristalline, elle semble présenter une fragmentation en écaillés, due à la poussée de ces nappes indiscutablement venues de l'est, et les faciès des terrains post-hercyniens y sont sub-briançonnais, ce qui fait du massif cristallin corse *l'équivalent de celui du Mercantour et non des massifs hercyniens dauphinois. La zone briançonnaise de Corte, puis celle des schistes lustrés, correspondant à celles qui longent le massif du Mercantour sur le versant italien, la structure de la Corse ne paraissait plus guère montrer d'anomalies.*

Les recherches plus récentes n'ont pas apporté de modification importante à cette conclusion. La constitution de la zone de Corte, avec ses terrains de faciès briançonnais et sa tectonique compliquée indiquée sommairement plus haut d'après les recherches de A. Pilger et de P. Routhier et figurée par celui-ci sur la petite carte inédite de la fig. 49, paraît cependant appeler encore des observations minutieuses et précises. D'autre part, une *esquisse de la tectonique corse et du problème des schistes lustrés* vient de faire l'objet,

de la part de G. Denizot, d'un exposé aboutissant à la conception que ces derniers sont essentiellement une masse de Trias alpin, reposant dans la presque île du cap Corse sur un socle granitique, qui a été métamorphosée par des roches éruptives basiques et charriée de l'E à l'W; ce mouvement se serait fait sur un matelas de telles roches basiques, sans doute alors plus ou moins visqueuses. Cette nappe a refoulé un territoire à faciès briançonnais *lato sensu*, en le débitant en écaillés et le pénétrant localement de ces roches éruptives, le recouvrant en partie, mais en laissant apparaître les plus externes parmi ces imbrications, qui constituent la *zone de Corte*, ainsi que quelques copeaux de sous-charriage; les dernières écaillés sont restées attachées au massif hercynien. Ce mouvement date de la *fin de l'Eocène*, comme ceux de la principale phase provençale, et il s'est poursuivi pendant que se faisait le dépôt de Flysch, d'où les relations, en apparence contradictoires, de cette formation. Pour G. Denizot, les « roches brunes » de P. Termier et E. Maury, ainsi que les radiolarites et les calcaires jurassiques, appartiennent tous à la zone de Corte et non en partie aux schistes lustrés, ne constituant pas des témoins de nappes austro-alpines ou autres.

D'autre part, comme on le voit d'après l'âge admis par G. Denizot pour la formation de ces accidents tectoniques, ceux-ci sont contemporains de ceux que j'ai indiqués plus haut à propos des Alpes-Maritimes, où la partie alpine porte la trace de plissements datant d'abord de la fin de l'Eocène et achevés à la fin du Nummulitique, ce qui confirme la notion d'après laquelle *la Corse constitue le prolongement du nord des Alpes-Maritimes*, toutefois non directement, car leur raccordement ne peut se faire que par delà la grande cuvette nummulitique de San-Remo.

..

L'exposé précédent des approximations successives et même contradictoires par lesquelles est passée, en un petit nombre d'années, l'interprétation de la structure d'un territoire aussi limité que la Corse doit être, pour les lecteurs de cet ouvrage, un exemple, très instructif et dont je veux espérer qu'il se dégagera pour eux quelque clarté, des difficultés rencontrées par les géologues dans leurs déductions relatives

à l'explication des complications tectoniques d'une région. Au cours de l'exposé des problèmes de la structure du sol français, nous avons rencontré beaucoup d'autres exemples de semblables divergences d'opinions et je souhaite que mes lecteurs y voient seulement, avec les nombreuses et importantes modifications apportées à mon volume sur les *Grandes régions géologiques du sol français* (quoique celui-ci datait seulement de 1935), un témoignage de la vitalité et de l'activité de l'école géologique française, qui est et doit rester un domaine de libre discussion, condition indispensable du progrès scientifique.

LISTE DES AUTEURS CITÉS

AU COURS DES DEUX TOMES DE L'OUVRAGE

- ANTHOINE, II, 41, 43, 47.
 ARGAND, I, 143, 270, 285, 329 à 333, 339, 340. — II, 323, 340, 348.
 ASSELBERGHS, II, 39, 47.
 ASTRE, II, 211.
 BACKLUND, I, 285,
 BARRABÉ, I, 94, 349. — II, 205, 251.
 BARROIS, I, 268, 269, 273. — II, 25, 31, 32, 64, 65, 68, 73, 83, 84, 94, 95, 100, 210.
 Elic DE BEAUMONT, I, 226.
 BELLAIR, II, 296, 298.
 BERGERON, I, 125. — II, 119 à 121, 123.
 Eug. BERTRAND, I, 81.
 Marcel BERTRAND, I, 312, 316. — II, 30, 31, 183, 277, 308, 309, 312, 340.
 Paul BERTRAND, II, 32, 55.
 BÉTIM, I, 337.
 BIGOT, II, 82, 96, 181.
 BLANCHET, II, 347.
 BOLELLI, II, 71.
 BONNET, II, 131.
 BONTE, II, 22, 318, 319.
 BORDET, II, 329.
 BOUSSE, I, 338.
 BOULE, II, 141, 149, 153, 199, 274.
 BOURCART, II, 97.
 BOUSSAC, II, 264, 342.
 BRESSON, II, 209.
 BRIART, II, 37.
 BRÖGGER, I, 285.
 BRUN, I, 235, 239.
 BUNSEN, I, 235.
 BUXTOFF, II, 319.
 CARALP, II, 209.
 CAREZ, II, 213, 227, 237, 240.
 Ad. CARNOT, I, 64.
 CASTÉRAS, I, 333. — II, 217, 225, 240, 242 à 245, 247.
 CAYEUX, I, 63, 64, 67.
 CHAMBRUN DE ROSEMONT, II, 273.
 COMTE, II, 65 à 67, 72, 76, 87, 89, 229.
 CORNET, II, 37.
 CORROY, II, 292, 304, 305, 309, 310.
 COUSIN (Mlle), II, 157.
 CRAIG, I, 89.
 DAGUIN, II, 193, 197, 228, 230 231.
 DANA, I, 111 à 113, 199.
 DANGEARD, I, 170. — II, 97, 180.
 DAUBRÉE, I, 234, 245, 271.
 DEB, I, 266.
 DELÉPINE, I, 132. — II, 203.
 DEMAY, I, 136, 276, 277, 279 à 287. — II, 105, 106, 108, 111, 115 à 117, 118 à 120, 129, 130, 274.
 DENIZOT, II, 357.
 DEPÉRET, 207, 269, 273.
 DEPRAT, II, 353.
 DOLLFUS, II, 99.
 DUHOUX, II, 42.
 DUPARQUE, I, 77. — II, 24.
 ELLENBERGER, II, 202.
 ENGLER, I, 86, 88.
 ESCLANGON, I, 337-338.
 FALLOT, II, 329.
 FAYOL, I, 76.
 FOUQUÉ, I, 197, 208, 209, 226, 235 à 237, 266. — II, 141.
 FOURMARIER, II, 32, 33, 35 à 37, 39, 42, 43, 47 à 49.

- FOURNIER, II, 277, 309, 312, 317, 318.
 FRANCHI, II, 266, 330.
 FRIEDEL, I, 136. — II, 114.
 FUCHS, I, 256.
 GAGNEBIN, I, 310. — II, 319, 328.
 GAUTIER (Armand), I, 238.
 GÈZE, II, 119, 120, 124, 125.
 GIGNOUX, II, 259, 340, 344.
 GIOT, II, 66.
 GLANGEAUD, II, 141, 144 à 146, 186, 188, 200, 201.
 GOGUEL, II, 279, 288, 316.
 GOLDSCHMIDT, I, 285.
 GOSSELET, I, 313. — II, 29, 30, 44, 48.
 GRANDJEAN, II, 114.
 GRUBENMANN, I, 272.
 GRUNER, II, 136.
 GUBLER (Mme, née G. WAHL), II, 343.
 GUILCHER, II, 100.
 J. HALL, I, 111 à 113.
 HAUG, I, 22, 112, 149, 155, 166, 182, 186. — II, 138, 209, 277 à 279, 300, 305, 309, 312, 314, 316, 331, 342, 344.
 HEIM, I, 295.
 HOLLANDE, II, 354.
 JACOB, I, 333. — II, 217, 225, 240, 242, 244.
 JOLEAUD, II, 315.
 JUNG, I, 276 à 281, 283, 284. — II, 104, 109, 111, 158 à 162, 169.
 KAISIN, II, 48.
 KERFORNE, II, 65, 70, 82.
 KILIAN, II, 277, 279, 285, 340, 342, 347, 348.
 KRANCK, I, 281, 282.
 LACROIX, I, 203, 212, 235, 237, 238, 268, 269 à 273. — II, 141, 211, 214.
 LAMARE, I, 355. — II, 247.
 LANQUINE, II, 278, 279, 285, 288, 296, 298.
 LAPADU-HARGUES, I, 278. — II, 105, 118.
 Alb. DE LAPPARENT, I, 77. — II, 165.
 J. DE LAPPARENT, II, 55, 213.
 A. F. DE LAPPARENT, II, 296, 298, 301, 302.
 DE LAUNAY, I, 256.
 LAURENT, I, 86, 88.
 LEGRAYE, I, 78.
 LEMOINE, I, 145. — II, 175.
 LERICHE, II, 43.
 LINDGREN, I, 257.
 H. LONGCHAMBON, I, 276, 277, 280. — II, 118.
 M. LONGCHAMBON, I, 197. — II, 215 à 217.
 Ch. LORY, II, 340, 342.
 LUGEON, I, 310. — II, 255, 266, 319, 322, 325, 327, 328, 340, 348.
 LUTAUD, II, 294, 304, 308.
 MACAR, II, 39.
 MAGNAN, II, 240.
 DE MARGERIE, I, 295. — II, 44, 230, 317.
 MATHIEU, II, 64, 66, 73, 74, 76 à 80, 83 à 85, 88, 92, 93.
 MAURY, II, 350, 353 à 356.
 MENGEL, II, 207, 208.
 MICHEL, II, 217, 227, 238.
 Alb. MICHEL-LÉVY, I, 131, 274. — II, 103, 105, 111 à 113, 135, 158, 159, 161.
 Aug. MICHEL-LÉVY, I, 212, 226, 266 à 268, 273, 276. — II, 133, 137, 141, 142, 272.
 MILON, II, 65, 66, 89, 91.
 MORET, II, 259, 266, 340, 344.
 MOURET, II, 107.
 MRAZEC, I, 88, 305, 306.
 NENTIEN, II, 350, 353.
 NICKLÈS, II, 59.
 NIGGLI, I, 272, 285.
 ŒHLERT, II, 82, 83, 86, 91.
 OLRV, II, 20.
 PARÉJAS, II, 328.
 PENEAU, II, 84.
 PERCIER, I, 22.
 R. PERRIN, I, 282.
 PICTET, I, 89.
 PILGER, II, 350, 351, 356.

- PIROUTET, II, 319.
POTONIÉ, I, 79.
PRUVOST, 25, 27, 32, 55, 56, 65 à 68,
72, 76, 83, 84, 87, 89, 94, 181.
RAGUIN, I, 276. — II, 105 à 108,
111, 120, 206, 211, 239.
RENAULT, I, 81.
RENIER, II, 24, 25, 33, 34, 107.
RÉPELIN, II, 309.
RITTER, II, 323.
RIVIÈRE, I, 58, 63. — II, 336.
ROMAN, II, 316.
ROQUES, I, 276 à 281, 283, 284, —
II, 104, 108, 126, 127.
ROSENBUSCH, I, 224.
ROUBAULT, I, 212, 282.
ROUSSEL, II, 240.
ROUTHIER, II, 350, 351, 356.
SAINTE-CLAIRE DEVILLE, I, 235,
236.
SCHARDT, I, 310. — II, 319, 328.
SCHNAEBELÉ, II, 171.
SCHNEEGANS, II, 217, 227, 238,
318, 340, 344.
SCHOELLER, II, 255, 340, 344.
SEDERHOLM, I, 276, 280, 281.
SEUNES, II, 230.
STAINIER, I, 25.
STOYKO, I, 327, 338.
SUESS, I, 239, 243, 295, 316.
TERMIER, I, 136, 273, 308. — II,
55, 106, 114, 141, 215, 315, 340,
344, 346, 347, 353 à 355.
THÉVENIN, II, 202.
THORAL, I, 276. — II, 109, 119,
122, 123, 127, 128.
TYNDALL, I, 240, 241.
VASSEUR, II, 99, 194.
VÉLAIN, II, 158, 161.
VIENNOT, I, 94. — II, 217, 228,
238, 247.
WASHINGTON, I, 246.
WATERLOT, II, 65 à 68, 72, 76, 84,
87, 89.
WEGENER, I, 333, 335, 336, 338.
WEGMANN, I, 276, 277, 279, 285,
287.
WERNER, I, 256.
YANG-KIEH, II, 106.
ZURCHER, II, 277, 278, 296, 302.
-

TABLE DES ILLUSTRATIONS

A. — *Planches.*

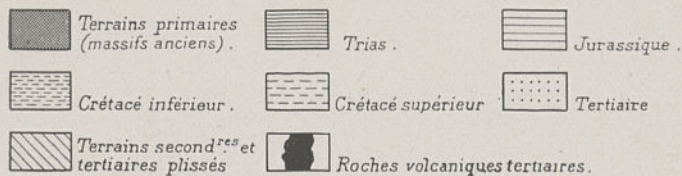
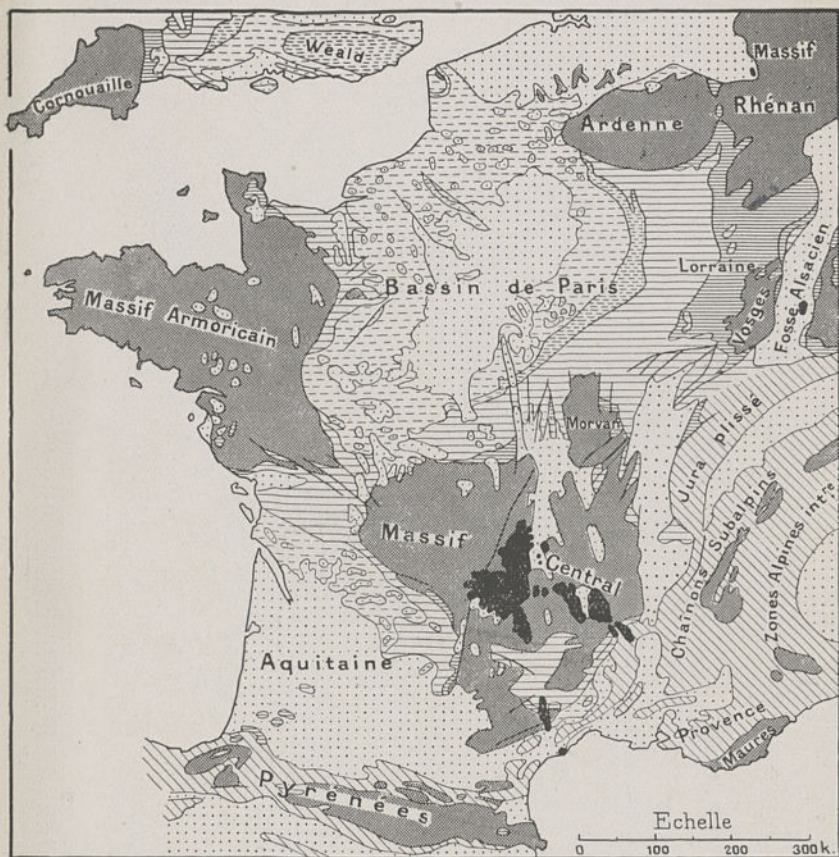
PLANCHE	I.	—	Esquisse géologique de la France
	II.	—	Carte géologique du Boulonnais, du bassin houiller du Nord et de l'Ardenne.
	III.	—	du massif armoricain.
	IV.	—	du Massif Central.
	V.	—	des Vosges et de la bordure orientale du bassin parisien.
	VI.	—	du Jura et de la partie avoisinante des Alpes.
	VII.	—	des Alpes franco-italiennes.
	VIII.	—	des Pyrénées.

B. — *Figures dans le texte.*

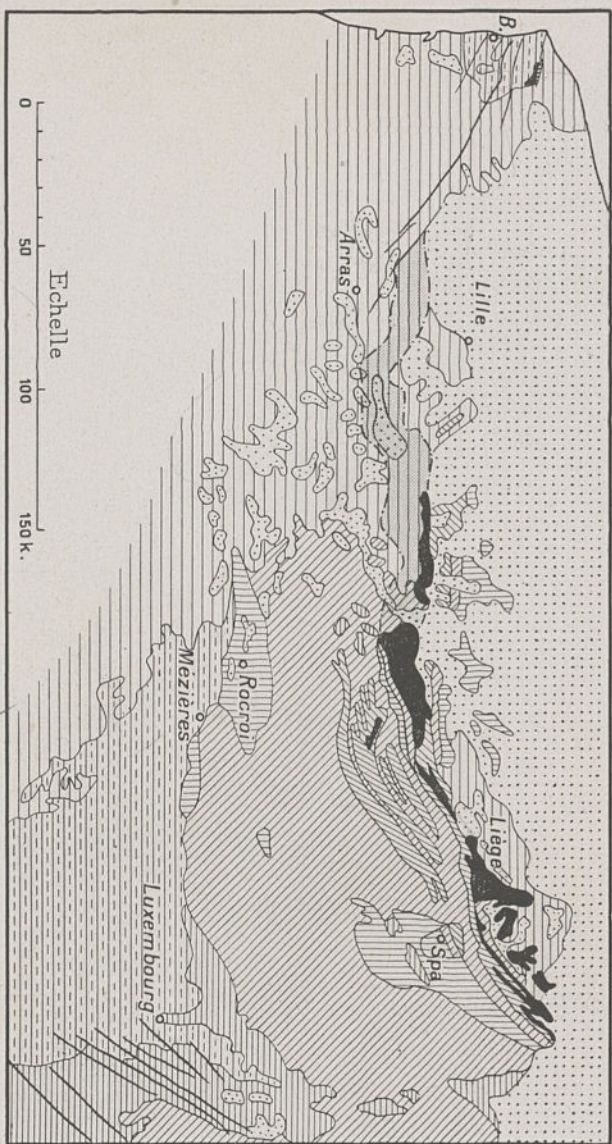
		Pages
FIG. 1.	— Coupe schématique du bassin houiller d'Hardinghem, d'après Olry	20
2.	— Coupe du gisement du conglomérat de Roucourt, à Aniche, d'après P. Pruvost.....	27
3.	— Coupe du bassin houiller du Nord, d'après J. Gosselet	30
4.	— Coupe théorique du bassin houiller suivant le méridien de Denain, d'après Marcel Bertrand, 1898.....	31
5.	— Coupe théorique du bassin houiller à l'ouest de la compagnie d'Anzin, d'après Ch. Barrois, 1909	32
6.	— Coupes schématiques des bassins de Mons et de Charleroi, d'après P. Fourmarier, 1934	33
7.	— Carte et coupe des relations des chevauchements armoricains et varisques au SE de Charleroi, d'après A. Renier, 1943	34
8.	— Coupe schématique du bassin de Liège, à l'est de cette ville, et du bassin de Herve, d'après P. Fourmarier, 1934.....	35




	Pages
Fig. 9. — Situation de la fenêtre de Theux et de Spa	35
10. — Coupe de la fenêtre de Theux, d'après P. Fourmarier, 1934.....	36
11. — Coupe générale transversale de la Lorraine entre Longwy et Niederbronn, d'après P. Pruvost	56
12. — Coupes du Houiller de la Sarre et de Lorraine, d'après P. Pruvost	58
13. — Carte structurale du massif primaire de Vendée, d'après G. Mathieu	75
14. — Coupe de la faille inverse de Chantonnay, d'après G. Mathieu	78
15. — Coupe transversale de l'extrémité orientale des Coëvrons, d'après D. P. Ehlert.....	82
16. — Coupes transversales des deux bords du bassin de Laval, d'après D. P. Ehlert.....	90
17. — Diagramme montrant les principales phases tectoniques pendant le Carbonifère dans le sillon houiller de Vendée, d'après G. Mathieu.....	93
18. — Les nappes cévenoles de la région de Saint-Etienne et du Vivarais, d'après A. Demay.....	115
19. — Esquisse structurale de la Montagne-Noire, d'après B. Gèze	124
20. — Carte des gisements houillers stéphanien et permien du Massif Central.....	132
21. — Coupe schématique du Houiller de Saint-Etienne, d'après Gruner	136
22. — Coupe schématique de la chaîne des Puys, au nord du Puy-de-Dôme, d'après Ph. Glangeaud	144
23. — Coupe du massif du Mont-Dore (Sancy), d'après Aug. Michel-Lévy.....	147
24. — Coupe du massif de la Banne d'Ordanche, d'après Ph. Glangeaud	147
25. — Coupe du massif du Cantal, d'après M. Boule.....	149
26. — Coupe du massif du Mézenc, d'après M. Boule.....	153
27. — Le bassin oligocène alsacien, d'après M. J. Jung	169
28. — Carte schématique des plissements du Crétacé du nord de l'Aquitaine, d'après Ph. Glangeaud.....	186
29. — Coupes de dômes du Jurassique dans le nord de l'Aquitaine, d'après Ph. Glangeaud	201
30. — Esquisse des rides crétacées et des percements triasiques de l'Aquitaine et de la région sous-pyrénéenne occidentale, d'après P. Viennot.....	229
31. — Carte des bombements crétacés des Petites Pyrénées..	232




	Pages
FIG. 32. — Coupe au travers du dôme de Saint-Marcet, d'après les forages de Pinat.....	233
33. — Coupe du chevauchement du Trias au nord de Betchat	234
34. — Coupe du massif de Saint-Barthélemy et de son chevauchement sur la zone primaire axiale des Pyrénées.	241
35. — Coupe du chevauchement du bord sud du massif de la Barousse au-dessus des terrains secondaires métamorphiques et du front de la zone axiale.....	243
36. — Coupe schématique à l'est de l'ennoyage du massif du Saint-Barthélemy sous les terrains secondaires, dans le pays de Sault	244
37. — Coupe schématique du chevauchement sud-pyrénéen de Gavarnie	248
38. — Esquisse des lignes tectoniques dans la partie centrale des Alpes-Maritimes	253
39. — Coupes de la nappe du Cheiron et de l'Audoubert, ses relations avec son substratum.....	281
40. — Esquisse de la nappe de Cheiron et de l'Audoubert et des duplicatures provençales; leurs relations avec le massif de Tanneron.....	283
41. — Coupes des duplicatures provençales au voisinage de Grasse.....	289
42. — Esquisse de la région centrale varoise et du chevauchement des Bessillons.....	297
43. — La bande triasique de Barjols et les terrains avoisinants.	303
44. — Esquisse géologique structurale du massif de la Sainte-Baume et de ses abords.....	306
45. — Coupe du massif du mont Joly, d'après E. Paréjas, 1925.....	323
46. — Schéma de la structure des Préalpes du Chablais, d'après M. Lugeon	325
47. — Coupes des plis couchés de la chaîne du mont Mounier, d'après Léon Bertrand et P. Comte.....	329
48. — Coupe schématique au travers de la zone du Briançonnais, d'après Pierre Termier	344
49. — Esquisse géologique structurale de la Corse, par P. Routhier, d'après divers auteurs	350






PL. I. — ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE.



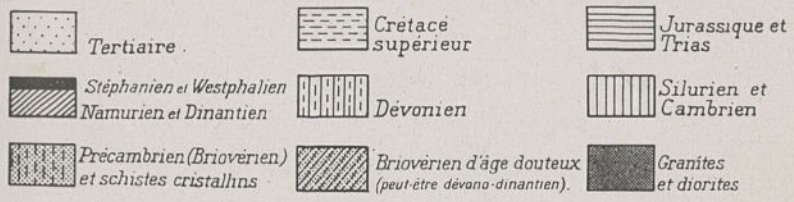
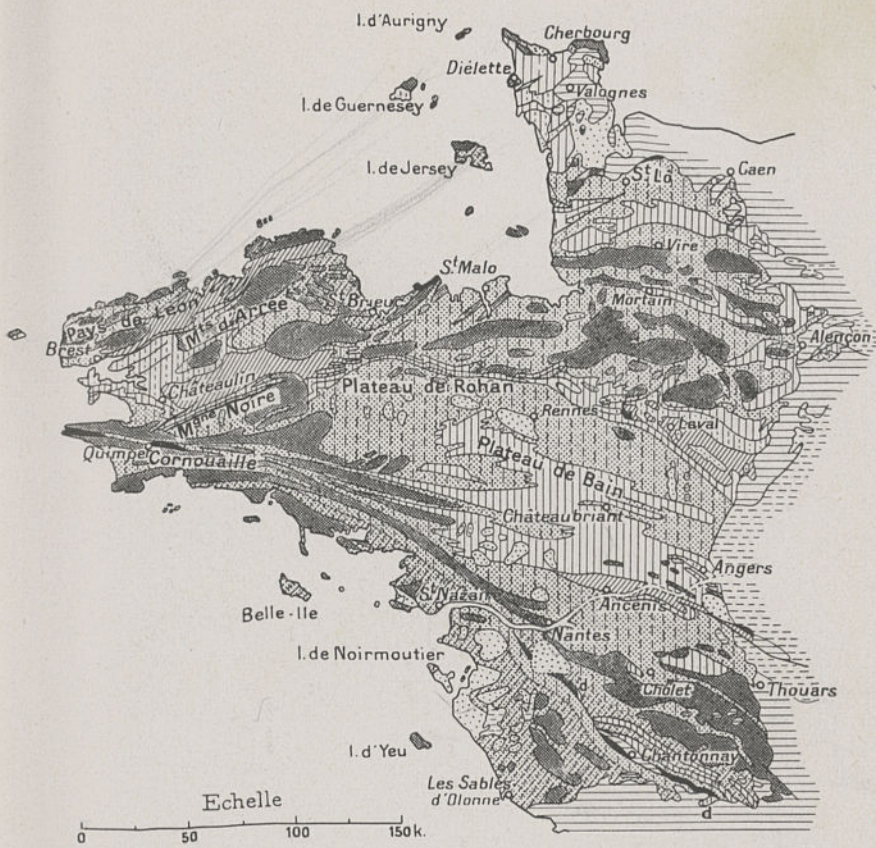
 Tertiaire
 Crétacé
 Jurassique

 Trias
 Houiller
 Dinanien

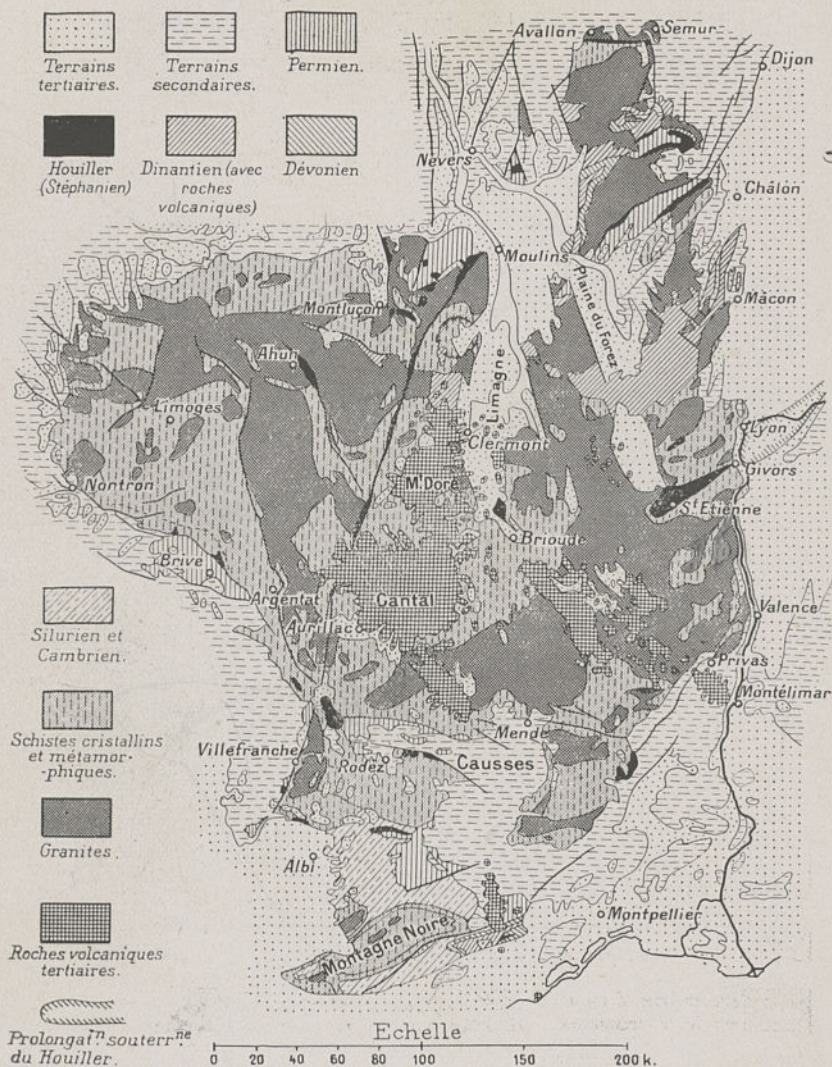
 Dévonien
 Cambrien et Silurien du Condroz
 Prolongation souterraine du bassin houiller en France.

Echelle
 0 50 100 150 K.

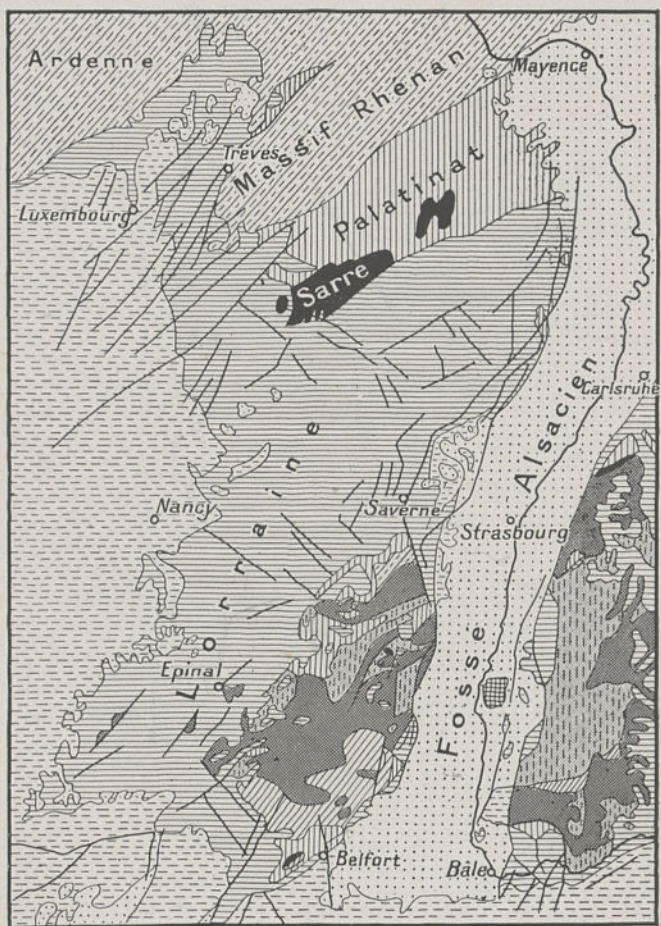
PL. II. — CARTE GÉOLOGIQUE DU BOUILLONNAIS, DU BASSIN HOUILLER DU NORD ET DE L'ARDEENNE.



PL. III. — CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF ARMORICAIN.



PL. IV. — CARTE GÉOLOGIQUE DU MASSIF CENTRAL.



Echelle
0 20 40 60 80 100k.

Roches volcan.
du Kaiserstuhl.

Terrains
tertiaires.

Jurassique.

Trias.

Permien

Houiller

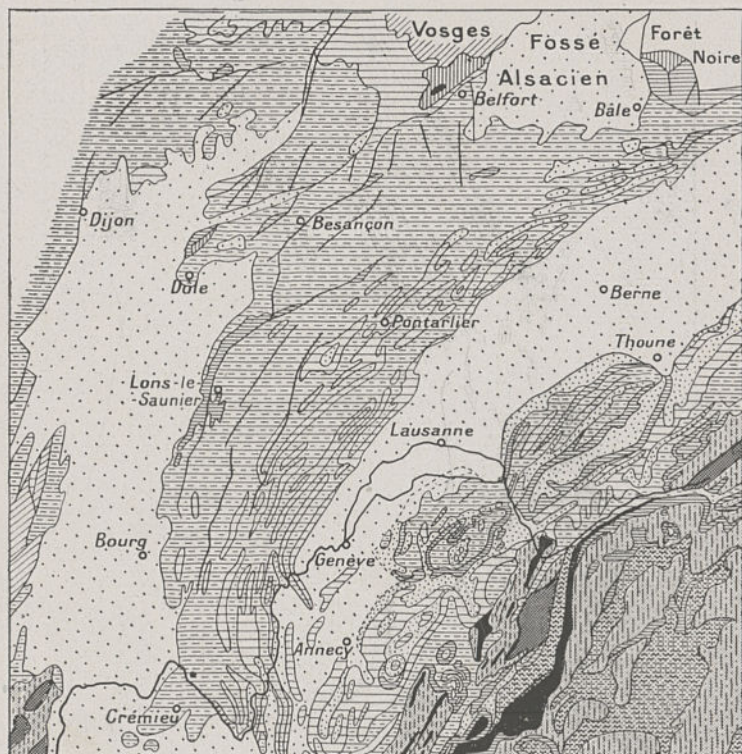
Dinantien.

Dévonien.

Schistes métamor-
phiques et cristall^s

Granites.

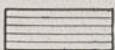
PL. V. — CARTE GÉOLOGIQUE DES VOSGES ET DE LA BORDURE ORIENTALE
DU BASSIN DE PARIS.



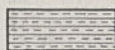
Néogène.



Nummulitique.



Crétacé



Jurassique.



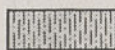
Trias.



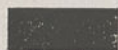
Permien.



Schistes lustré.



Gneiss
permo-houiller.



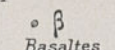
Houiller



Schistes cristallins
anté-houillers

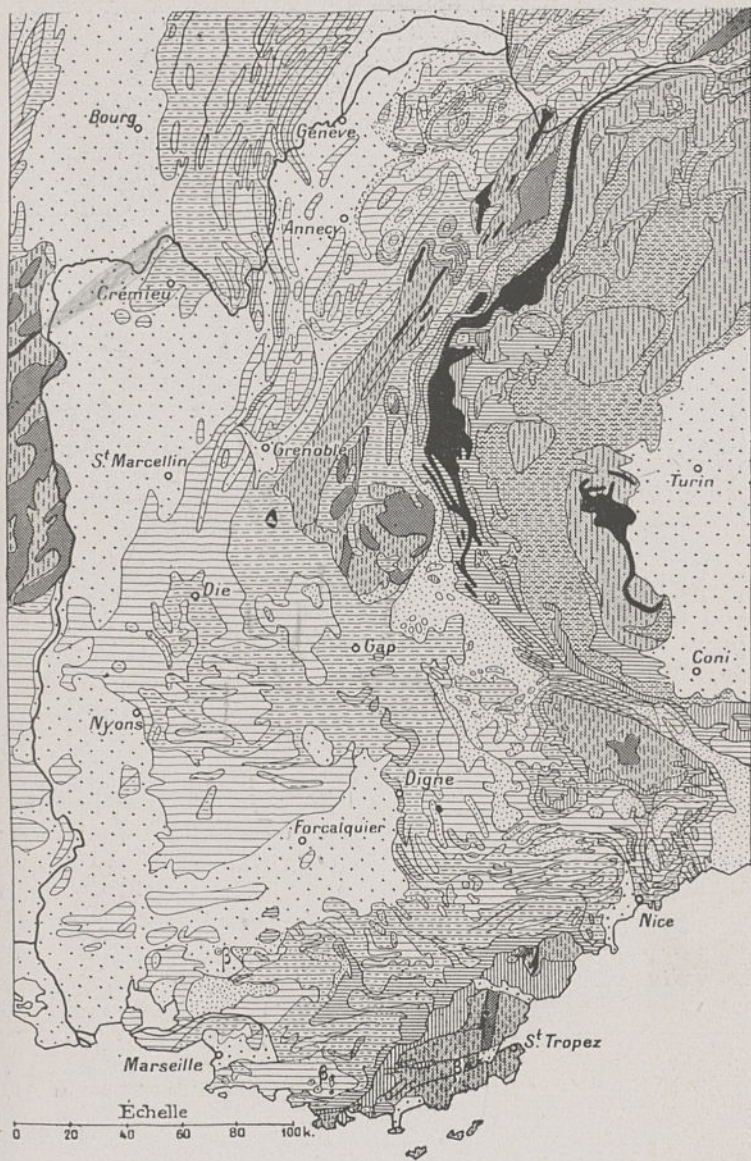


Granites.



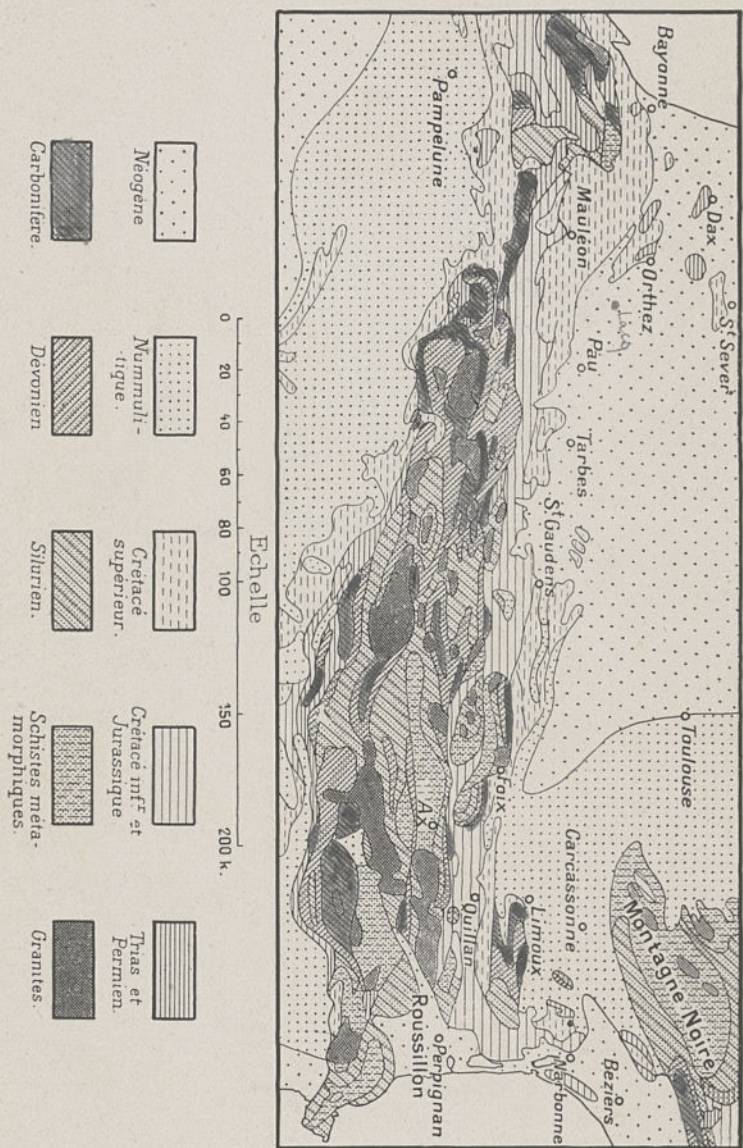
Basaltes
tertiaires.

PL. VI. — CARTE GÉOLOGIQUE DU JURA ET DE LA PARTIE AVOISINANTE DES ALPES.



PL. VII. — CARTE GÉOLOGIQUE DES ALPES FRANCO-ITALIENNES.

(Même légende que pour la planche VI).



Pl. VIII. — CARTE GÉOLOGIQUE DES PYRÉNÉES.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS.....	5
INTRODUCTION.....	7
Principes de la distinction des grandes régions géologiques.....	7
A) LES MASSIFS ANCIENS	
Le Boulonnais et l'axe de l'Artois	19
Bassin houiller d'Hardinghem, 20.	
Le bassin houiller franco-belge	23
<i>Stratigraphie du terrain houiller</i>	24
<i>Structure du bassin houiller</i>	28
Le massif ardennais	38
Esquisse sommaire, 38.	
<i>Les terrains primaires de l'Ardenne</i>	41
Cambrien, 41. — Silurien, 42. — Dévonien, 44. — Dinantien, 45.	
<i>Le plissement hercynien de l'Ardenne</i>	46
<i>Histoire post-hercynienne de l'Ardenne</i>	48
La région houillère de la Sarre et de la Lorraine	52
<i>Le Houiller de la Sarre</i>	53
<i>Tectonique du houiller de la Sarre et de la Lorraine</i>	56
Le massif armoricain	61
Esquisse sommaire, 61.	
<i>Le socle de schistes cristallins et briovériens</i>	63
<i>Les grandes divisions du massif armoricain</i>	67
Région septentrionale, 67. — Région médiane, 70. — Région méridionale, 72. — Massif vendéen, 76.	
<i>La couverture paléozoïque du socle anté-cambrien</i>	81
Cambrien, 81. — Silurien, 83. — Dévonien, 85. — Dinantien, 89. — Westphalien, 92. — Stéphanien, 92. — Autunien, 94.	
<i>Les éruptions et intrusions d'âge primaire</i>	94
<i>Histoire post-hercynienne du massif armoricain</i>	95
Le Massif Central	101
Esquisse sommaire, 101.	
<i>Les terrains primaires anté-hercyniens du Massif Central</i>	103
Région occidentale, 106. — Région nord-est (Morvan et synclinal de la Loire), 108. — Zone métamorphique des monts du	

	Pages
Lyonnais, 112. — Région cévenole au sud du bassin houiller de Saint-Etienne ou Cévennes septentrionales, 114. — Cévennes médianes, 118. — Cévennes méridionales, 118. — Montagne-Noire, 121. — Albigeois et Rouergue, 125. — Bord sud-ouest du Massif Central, 126. — Résumé de la structure du socle hercynien, 127.	
<i>Les bassins houillers stéphaniens et permien</i>	131
Dislocations hercyniennes d'âge permien, 135.	
<i>Le Massif Central aux temps secondaires et tertiaires</i>	136
Dépôts oligocènes, 138.	
<i>Les dislocations et les éruptions récentes du Massif Central</i>	141
Zone volcanique occidentale, 143. — Zone volcanique orientale, 152.	
Le massif vosgien	155
Définition et esquisse sommaire, 155.	
<i>Les terrains anté-hercyniens</i>	157
<i>Les plissements hercyniens post-dinantiens</i>	162
<i>La série permo-houillère</i>	162
<i>Histoire post-hercynienne du massif vosgien</i>	163

B) LES BASSINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES ET LES CHAINES RÉCENTES

Le fossé alsacien	167
<i>Les dislocations rhénanes</i>	167
<i>Les dépôts oligocènes du fossé alsacien</i>	171
<i>Les éruptions du Kaiserstuhl</i>	174
Le bassin parisien	175
<i>L'encadrement du bassin parisien</i>	175
<i>La structure du bassin parisien</i>	180
Le Sud-Ouest de la France (Aquitaine et Pyrénées)	185
Caractères généraux de la région du Sud-Ouest, 185.	
1° <i>Le bassin aquitain</i>	188
<i>Le fossé nord-aquitain au Trias et au Jurassique</i>	188
<i>Le nord et le centre de l'Aquitaine au Crétacé supérieur et au Nummulitique</i>	191
<i>L'Aquitaine à l'époque néogène</i>	196
<i>Les accidents structuraux du nord de l'Aquitaine</i>	200
2° <i>Les Pyrénées et la zone sous-pyrénéenne</i>	203
<i>La série stratigraphique pyrénéenne et sous-pyrénéenne</i>	205
Les terrains primaires, 205. — Les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne, 212. — Métamorphisme des couches secondaires nord-pyrénéennes, 214. — Le plissement antécénomaniens des Pyrénées, 217. — Le Crétacé supérieur et le Nummulitique du fossé sous-pyrénéen, 218. — La couver-	

	Pages
ture de la zone axiale et la série sud-pyrénéenne, 224. — Résumé de l'histoire stratigraphique du versant nord de la chaîne pyrénéenne, 225.	
<i>La tectonique pyrénéenne et sous-pyrénéenne</i>	226
Les rides de la zone sous-pyrénéenne, 228. — La zone céno- manienne ou pré-pyrénéenne, 237. — La zone nord-pyré- néenne, 239. — La zone primaire axiale et sa couverture sud- pyrénéenne, 247. — Prolongation de la chaîne pyrénéenne vers l'est, 250.	
Le Sud-Est de la France	253
Caractères généraux de la région du Sud-Est, 253.	
<i>La série sédimentaire dans les régions provençale et rhodanienne et dans la zone alpine externe</i>	255
La série antécénomannienne, 255. — Le Crétacé supérieur du géosynclinal alpin, 260. — Le Crétacé supérieur et l'Eocène lagunaires et lacustres en Provence et dans la région rho- danienne, 260. — Les Alpes Maritimes et la première zone alpine au Nummulitique, 263. — Le Néogène rhodanien et subalpin, 268. — Le Néogène du sud des Alpes-Maritimes, 271.	
<i>La structure de la région provençale</i>	274
Le massif des Maures, 275. — Histoire sommaire des interpré- tations antérieures de la tectonique provençale au nord des Maures, 277. — La nappe de décollement du Cheiron et de l'Audibergue, 280. — Les duplicatures provençales et le massif de Tanneron, 285. — Les répercussions alpines dans le sud-ouest des Alpes-Maritimes, 293. — La région cen- trale varoise, 294. — Le chevauchement des Bessillons, 295. — La bande triasique de Barjols, 299. — Le massif de la Sainte-Baume et ses abords, 305. — Les massifs calcaires enca- drant le bassin oligocène de Marseille, 311. — L'extension vers le nord des avant-plis provençaux, 313.	
<i>Les chaînons subalpins et le Jura</i>	315
Les chaînons subalpins, 315. — Le Jura franc-comtois, 316.	
<i>La zone externe des Alpes françaises</i>	320
Région delphino-savoisienne, 320. — Les Préalpes, 324. — La zone delphino-provençale, 328. — L'éperon triasique de la Vésubie moyenne et ses relations avec le massif du Mercan- tour, 334. — La coexistence et le croisement d'accidents provençaux et alpins dans l'est des Alpes-Maritimes, 336.	
<i>Les zones alpines internes</i>	339
La zone du Briançonnais, 340. — La zone du Piémont (nappe du Mont Rose), 347.	
<i>La Corse</i>	349

IMPRIMERIE NOUVELLE, ORLÉANS (O. P. I. A. C. L. 31.0427). — 2-1946

Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1946

Flammarion et C^o, éditeurs (n^o 292). — N^o d'Imp. : 1815

BIBLIOTHÈQUE DE PHILOSOPHIE SCIENTIFIQUE

dirigée par Paul GAULTIER, de l'Institut

- ALAJOUANINE, BEZANÇON, BOIVIN, CHIRAY, HUGUENIN, LAUBRY, LEMIERRE, PASTEUR VALLERY-RADOT, SÉZARY, TRÉFOUËL : **Ce que la France a apporté à la Médecine depuis le début du XX^e siècle.** Conférences faites à la Clinique médicale de l'Hôpital Bichat pendant l'occupation allemande. Préface de GEORGES DUHAMEL.
- NOËL BERNARD, M. BLANCHARD, GEORGES DUHAMEL, LEGROUX, LEMIERRE : **Les initiateurs français en pathologie infectieuse** : PASTEUR, ROUX, NICOLLE, WIDAL, CALMETTE, LAVERAN. Préface de PASTEUR VALLERY-RADOT, de l'Académie Française et de l'Académie de Médecine.
- LÉON BERTRAND, de l'Institut, prof. à la Sorbonne et à l'École Centrale : **Histoire géologique du sol français. Tome I : Les matériaux et les types structuraux du sous-sol.** Illustré.
- MAURICE BLONDEL, professeur honoraire à l'Université d'Aix-Marseille : **Lutte pour la civilisation et philosophie de la paix.**
- ÉMILE BOREL, de l'Institut, Directeur honoraire de l'École normale : **L'Évolution de la mécanique.** Illustré.
- G. BOULIGAND, CH. BRUNOLD, A. GRUMBACH, M. MORAND, P. SERGESCU, M. TABOURY, A. TURPAIN : **L'Évolution des sciences physiques et mathématiques.**
- A. BOUTARIC, professeur à la Faculté des Sciences de Dijon : **Les Conceptions actuelles de la physique.**
- RENÉ BOUVIER : **Les migrations végétales.**
- LOUIS DE BROGLIE, de l'Institut, lauréat du Prix Nobel : **La Physique nouvelle et les Quanta.**
- MAURICE DE BROGLIE, de l'Acad. franç. et de l'Acad. des Sciences : **Atomes, radioactivité et transmutations.** Illustré.
- MAURICE CAULLERY, de l'Institut, Prof. à la Sorbonne : **Les Conceptions modernes de l'hérédité.** Illustré.
- **Les Progrès récents de l'embryologie expérimentale.** Illustré.
- JACQUES CHEVALIER, doyen de la Faculté des Lettres de Grenoble, cor. de l'Institut : **La Vie morale et l'au-delà.**

- E. COLERUS : **De Pythagore à Hilbert**, trad. de J. DU PLESSIS DE GRENÉDAN.
- HENRI COLIN, de l'Institut : **La chimie des plantes**. Illustré.
- L. CUÉNOT, de l'Institut : **Invention et finalité en biologie**. Ill.
- ALBERT DAUZAT : **La géographie linguistique**. Illustré.
- Docteur MAURICE DIDE, directeur médecin des asiles publics d'aliénés : **L'Hystérie et l'évolution humaine**.
- L. DUMONT-WILDEN, Corresp. de l'Institut : **L'Évolution de l'esprit européen**. Nouvelle édition.
- CHARLES FABRY, de l'Académie des Sciences : **Physique et astrophysique**.
- PHILIPP FRANK, prof. à l'Université de Prague : **Le Principe de causalité et ses limites**, trad. de J. DU PLESSIS DE GRENÉDAN.
- PAUL GAULTIER, de l'Institut : **L'Âme française**.
- ARMAND DE GRAMONT, de l'Académie des Sciences : **Problèmes de la vision**. Illustré.
- PAUL GUILLAUME, chargé de cours à la Faculté des Lettres de Paris : **La Psychologie de la Forme**. Illustré.
- LÉON GUILLET, de l'Institut, Directeur de l'École centrale des Arts et Manufactures : **Les grands problèmes de la métallurgie moderne**. Illustré.
- JOHAN HJORT, professeur à l'Université d'Oslo : **La Crise de la vérité**, trad. du colonel CROS, ancien élève de l'Ec. Polyt.
- LOUIS HOURTICQ, de l'Académie des Beaux-Arts : **L'Art et la Science**.
- L.-O. HOWARD, ancien chef du bureau d'Entomologie des États-Unis : **La Menace des Insectes**, trad. de L. BERLAND, sous-dir. du Laboratoire d'Entomologie du Muséum de Paris. Préface de E. L. BOUVIER, de l'Institut.
- D^r PIERRE JANET, de l'Institut : **Les Débuts de l'Intelligence**. Illustré.
- **L'Intelligence avant le langage**.
- LÉONCE JOLEAUD, Professeur de Paléontologie à la Faculté des Sciences et à l'Institut d'Ethnologie de l'Université de Paris, et HENRIETTE ALIMEN, Professeur-adjoint à l'École Normale supérieure de Fontenay-aux-Roses et Professeur d'Ethnologie à l'Université de Paris : **Les temps préhistoriques**. Illustré.
- ANDRÉ JOUSSAIN, agrégé de philosophie, docteur ès lettres : **Psychologie des masses**.
- **La sociologie**.
- LOUIS LAPICQUE, de l'Institut : **La Machine nerveuse**. Ill.
- LECOMTE DU NOUY : **L'Homme devant la science**.
- JULES LEGRAS, professeur à la Sorbonne : **L'Âme russe**.

- HENRI LICHTENBERGER**, prof. à la Sorbonne : **L'Allemagne nouvelle.**
- Docteur **RENÉ MARTIAL**, chargé de cours d'immigration à la Faculté de Médecine de Paris : **Les Métis.**
- GÉNÉRAL MAURIN** : **L'Armée moderne.**
- PASTEUR VALLERY-RADOT**, de l'Académie Française et de l'Académie de Médecine : **Quelques grands Problèmes de la médecine contemporaine, fondateurs et doctrines.** Préf. de **M. PALÉOLOGUE**, de l'Académie française.
- MAX PLANCK** : **Initiations à la physique.** Traduction de **J. DU PLESSIS DE GRENÉDAN.**
- PAUL PORTIER**, de l'Institut et de l'Académie de Médecine : **Physiologie des animaux marins.** Illustré.
- Docteur **ÉTIENNE RABAUD**, professeur à la Faculté des Sciences : **Transformisme et adaptation.**
- HANS REICHENBACH** : **Atome et Cosmos.** Illustré. Traduction de **MAURICE LECAT.**
- LOUIS REYNAUD**, Professeur à la Faculté des Lettres de Lyon : **L'Ame allemande.**
— **La Démocratie en France. Ses origines, ses lettres, sa philosophie.**
- Docteur **HENRI ROGER**, de l'Académie de Médecine : **Physiologie de l'instinct et de l'intelligence.** Illustré.
- EDMOND ROTHÉ**, Correspondant de l'Institut : **Les tremblements de terre. Leurs causes, leurs effets.** Illustré.
- J. ROUCH** : **La Mer.**
- LOUIS ROULE**, professeur au Muséum d'Histoire Naturelle : **Biologie des poissons.**
- EDMOND ROUX**, Président du syndicat professionnel des producteurs et distributeurs d'énergie électrique. **Énergie électrique et civilisation.**
- COMTE SFORZA** : **L'Ame italienne.**
- ACHILLE URBAIN**, professeur au Muséum d'Histoire Naturelle, Direct. de la Ménag. du Jardin des Plantes et du Parc Zool. du Bois de Vincennes : **Psychologie des animaux sauvages. Instinct, intelligence.** Illustré.
- P. VALÉRY, G. LECOMTE, P. GAULTIER, É. BOREL, CH. FABRY, M. CAULLERY, G. ROUSSY, L. HOURTICQ, G. SAMAZEUILH, Mgr J. CALVET** : **La France et la civilisation contemporaine.**
- HENRI WALLON**, prof. au Collège de France, Directeur à l'École des Hautes-Études : **De l'acte à la pensée. Essai de psychologie comparée.**

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU SOL FRANÇAIS

BIBLIOTHÈQUE DE PHILOSOPHIE SCIENTIFIQUE

SCIENCES PHYSIQUES ET NATURELLES

- APERT (Dr), Médecin de l'Hôpital des Enfants Malades, **La Croissance**.
- BACHELIER, **Le Jeu, la Chance et le Hasard** (7^e mille).
- BERGET (A.), prof^r à l'Inst. océanogr. **Les Problèmes de l'Océan** (43 fig.) (5^e mille).
- BERGET (A.), **Les problèmes de l'atmosphère** (27 fig.) (6^e m.).
- BERTIN (L.-E.), de l'Inst. **La Marine moderne** (86 fig.) (7^e m.).
- BOHN (Dr Georges) et DRZEWINA (Anna). **La chimie et la vie** (5^e mille).
- BOUBIER (Maurice), Dr ès sciences. **L'Oiseau et son milieu**.
- BOUNRIOL (Dr Jean-Paul), prof^r à l'Univers. de Bordeaux. **La Vie**.
- BOUTARIG (A.), prof^r à la Faculté des Sciences de Dijon. **La Vie des stomes** (40 fig.) (9^e m.).
- BOUTARIG (A.). **La chaleur et le froid** (68 figures).
- BOUVIER (E.-L.), de l'Institut. **Habitudes et Métamorphoses des insectes** (4^e mille).
- BOUVIER (E.-L.), **Vie psychique des insectes** (7^e mille).
- BOUVIER (E.-L.). **Le communisme chez les insectes** (24 figures).
- BRUNHES (B.). **La Dégénération de l'Énergie** (10^e mille).
- BURNET (Dr Étienne), de l'Inst. Pasteur. **Microbes et Toxines** (71 fig.) (10^e mille).
- CHANLAINE (Pierre). **Les horizons de la science**.
- CHAVIGNY (Dr), prof^r à la Faculté de Strasbourg. **Psychologie de l'hygiène**.
- DASTRE (Dr A.), de l'Institut. **La Vie et la Mort** (21^e mille).
- DELAGE (Y.) et GOLDSMITH (M.). **La Parthénogénèse** (6^e m.).
- DEPERET, de l'Inst. **Transformations du Monde animal** (9^e mille).
- FRIEDEL (J.). **Personnalité biologique de l'homme** (60 fig.).
- GASQUIN (Général). **L'Évolution de l'Artillerie** (6^e m.).
- GUIART (Dr). **Les Parasites inoculateurs** (107 fig.) (6^e mille).
- HÉRELLE, de l'Inst. Pasteur. **Les Défenses de l'organisme**.
- HÉRICOURT (Dr J.). **Le terrain dans les maladies**.
- HÉRICOURT (Dr J.). **Les Maladies des Sociétés** (5^e mille).
- HOUSSAY (F.), pr^s à la Sorbonne. **Force et Cause**.
- HOUSSAY (F.). **Nature et Sciences naturelles** (8^e mille).
- IOTEYKO (Dr Joseph). **La Fatigue** (13 fig.) (5^e mille).
- JAURNEAUD (C^e M.). **L'Évolution de l'aéronautique** (34 fig.).
- JAURNEAUD (M.). **L'Aviation militaire et la guerre aérienne** (18 figures).
- JOUBIN (Dr L.), de l'Institut. **La Vie dans les Océans** (45 fig.) (11^e mille).
- JOUBIN (Dr L.). **Les métamorphoses des animaux marins** (71 figures).
- LAUNAY (L. de). **L'Histoire de la terre** (14^e mille).
- LE BON (Dr Gustave). **L'Évolution de la Matière** (44^e m.).
- LE BON (Dr Gustave). **L'Évolution des Forces** (26^e mille).
- LEGÈNE (Dr P.), pr^s à la Faculté de Médecine de Paris. **L'Évolution de la Chirurgie** (40 fig.).
- LE DANTEC (F.). **Les influences ancestrales** (18^e mille).
- LE DANTEC (F.). **La Lutte universelle** (12^e mille).
- LE DANTEC (F.). **De l'Homme à la Science** (10^e mille).
- LOGARD (Dr Ed.). **L'Enquête criminelle** (6^e mille).
- MARCHADIER (A.-L.) et GOUJON (A.). **Les poisons méconnus**.
- METALNIKOV (S.), de l'Inst. Pasteur. **Immortalité et rejuvenescence** (12 figures).
- MOGH (Gaston). **La relativité des phénomènes** (21 figures) (8^e mille).
- PELLEGRIN (Colonel F.-L.-L.). **La Vie d'une armée** (12^e fig.).
- PERRIER (Edm.), de l'Inst. **A travers le monde vivant** (8^e m.).
- PERRIER (Edm.). **La Vie en action** (6^e mille).
- POINCARÉ (H.), de l'Institut. **La Science et l'Hypothèse** (53^e m.).
- POINCARÉ (H.). **La Valeur de la Science** (42^e mille).
- POINCARÉ (H.). **Science et méthode** (28^e mille).
- POINCARÉ (Lucien). **L'Électricité** (18^e mille).
- POINCARÉ (Lucien). **Éducation Science, Patrie**.
- TISSIÉ (Dr). **L'Éducation physique et la Race** (24 fig.) (5^e m.).
- ZOLLA (Daniel). **L'Agriculture moderne** (8^e mille).