

ln 550 c 2

1) MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL
D'HISTOIRE NATURELLE

2) 1-2

3) science d. 1-2

4) 1-2

5) 1950-52

R 26.11

MÉMOIRES

DU

MUSÉUM NATIONAL

D'HISTOIRE NATURELLE

SÉRIE C

SCIENCES DE LA TERRE

TOME I.



PARIS

ÉDITIONS DU MUSÉUM

36, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V*)

1950

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Fascicule 1.	
R. ABBARD, Histoire Géologique du Bassin de Paris	1-104
Fascicule 2.	
J. ALLÔTEAU, Types et échantillons de Polypiers de l'ancienne Collection DeFrance.....	105-148
Fascicule 3.	
R. SOYER, Minéralogie et Pétrographie de la Région parisienne.	149-215



h 260

MÉMOIRES

DU

MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre

TOME I.

FASCICULE 1

René ABRARD

HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS

PARIS

ÉDITIONS DU MUSÉUM

36, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V*)

1950

Prix : 350 frs



HISTOIRE GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS

par René ABRARD
Professeur au Muséum

AVANT-PROPOS

Sur une carte géologique, le Bassin de Paris qui occupe à peu près le tiers de la superficie de notre pays apparaît comme parfaitement individualisé. Les massifs anciens qui l'entourent, la coupure récente de la Manche lui constituent des limites précises. Dans les seuils ou détroits qui séparent les massifs hercyniens, ces limites, bien que plus difficiles à établir, peuvent être considérées comme marquées par les lignes de partage des eaux.

Mais, il ne s'agit là que d'une apparence actuelle, résultant de l'action de l'érosion sur les reliefs consécutifs aux contrecoups des mouvements alpins, d'autres orogénèses plus anciennes, pyrénéenne et probablement antérieures étant également intervenues sous une forme plus nuancée.

Si, en effet, les faciès, en bordure du Massif armoricain dénotent pendant le Jurassique et le Crétacé, la proximité d'un rivage, il n'en est pas de même à l'Est, où il faut bien se garder de considérer les « auréoles » classiques comme les « laisses » de mers se retirant progressivement vers le centre. On se trouve au contraire en présence de formations s'étant, tout au moins jusqu'au Jurassique moyen, bien entendu avec diverses alternatives quant aux mouvements du fond, déposées loin de terres émergées ; leur surface d'affleurement actuelle représente le sectionnement des assises par érosion après la surrection post-hercynienne des Vosges et leur rattachement au Nord au massif schisteux rhénan lui-même lié à l'Ardenne.

Le Bassin de Paris n'a été pendant longtemps que la partie occidentale d'une grande dépression du socle hercynien comprise entre le Massif de Bohême et le Massif armoricain, et il n'a commencé à s'individualiser qu'après l'émergence des Vosges. Vers le Sud, le Massif Central a sans aucun doute été submergé, au moins en partie à diverses reprises et il en est de même de la Vendée.



Les mouvements du sol ont provoqué de nombreuses fermetures et réouvertures des détroits qui entre les massifs hercyniens ont servi de trait d'union entre le Bassin de Paris et les grands bassins sédimentaires voisins, Bassin d'Aquitaine, régions jurassienne et rhodanienne. Ces passages ont joué un rôle très important dans les échanges et migrations de faunes, qui sont donc liés non seulement à des conditions climatiques et bathymétriques proprement dites, mais aussi à des facteurs paléogéographiques et principalement à l'établissement ou à la suppression de barrières.

En ce qui concerne la tectonique, le fait principal, mis en évidence par Marcel BERTRAND et confirmé par tous les travaux récents est la dépendance étroite des plis et failles affectant les formations secondaires et tertiaires par rapport à ceux du substratum hercynien qui a imposé ses directions, sauf aux accidents rayonnants et orthogonaux.

Pour beaucoup de plis et de failles, il semble établi que leur formation ou leur rejeu résulte du contre-coup des mouvements alpins et s'échelonne de l'Oligocène au Miocène supérieur, les mouvements s'étant parfois poursuivis jusqu'au Pliocène supérieur. Mais on ne peut mettre en doute que beaucoup d'axes étaient déjà amorcés ou formés dès le Lias inférieur et que des failles du socle hercynien ont rejoué pendant le dépôt des assises secondaires et tertiaires. La mobilité du substratum ancien soit par orogénèse, soit par épirogénèse, s'est traduite par de multiples exondations et submersions.

L'histoire géologique du Bassin de Paris est donc très complexe ; bien souvent les documents fragmentaires obligent à des interpolations et extrapolations un peu audacieuses. Nous avons cependant pensé que le moment était venu de confronter les observations disséminées en des notes éparses et d'en dégager des résultats d'ensemble, dont beaucoup doivent être considérés comme provisoires, divers faits pouvant être interprétés de manières différentes.

CHAPITRE PREMIER.

PALÉOGÉOGRAPHIE DU BASSIN DE PARIS.

Le Bassin de Paris tel qu'il se présente actuellement est de formation récente et résulte de l'action de l'érosion sur les reliefs et plissements consécutifs aux grands mouvements tectoniques du Tertiaire supérieur.

A vrai dire, dès le début de l'Éocène s'était individualisée une dépression centrale, par suite du relèvement périphérique des régions s'étendant de l'Ardenne au Morvan, en bordure septentrionale du Massif Central et en bordure du Massif armoricain. Mais, cette zone déprimée, d'ailleurs largement ouverte vers le Nord, et dans laquelle se sont avancées les mers éocènes et oligocènes, n'occupe qu'une superficie restreinte et limitée dans le Bassin de Paris tel que l'entendent géologues et géographes.

Le Bassin de Paris, pendant la plus grande partie de son histoire, ou plutôt, l'emplacement sur lequel devait par la suite s'individualiser ce bassin, a été réuni à la cuvette germanique pour constituer à peu près la moitié occidentale de la vaste dépression hercynienne limitée longitudinalement par l'Ardenne-Massif schisteux rhénan et le Massif Central, et transversalement par le Massif armoricain et le Massif de Bohême.

La surrection des Vosges-Forêt Noire a dû à différentes reprises séparer les deux régions, tout en les laissant probablement communiquer largement par le N et par le S.

La bordure ancienne armoricaine ne paraît pas avoir subi de grands changements si l'on en juge par les faciès littoraux qu'affectent à son voisinage les formations jurassiques et crétacées. L'Ardenne, émergée pendant le Jurassique a été reconverte par la transgression cénomaniennne. Le Massif Central et les Vosges ont subi de nombreuses vicissitudes qu'il est bien difficile de reconstituer.

Le Bassin de Paris n'a été définitivement séparé de la région germanique et n'a pris la forme sous laquelle il se présente aujourd'hui, que lorsque l'érosion est intervenue sur les Vosges et leur avant-pays plus ou moins fortement relevés en contre-coup des mouvements orogéniques alpins. Ainsi ont été sectionnées obliquement par la tranche les différentes assises, d'où leur disposition à l'affleurement en auroles de plus en plus récentes vers le centre, et la formation de « côtes » que tous les auteurs s'accordent à considérer comme des *cuestas*.

Les mers dans lesquelles se sont déposées les assises qui constituent le Bassin de Paris se sont avancées sur un socle continental hercynien à la suite de mouvements épirogéniques négatifs ; elles en ont été à différentes reprises chassées par des mouvements en sens inverse. Ce sont des mers épicontinentales qui ont laissé des formations essentiellement néritiques ; tout au plus peut-on considérer comme bathyales les marnes liasiques à Posidonomyes et certaines marnes à Ammonites pyriteuses.

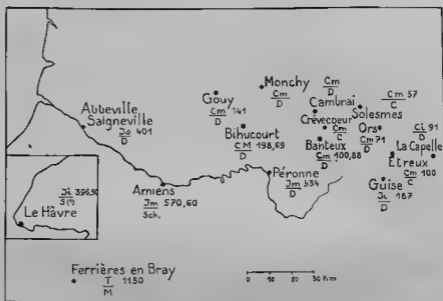


Fig. 1. — Forages du Nord de la France ayant atteint le substratum ancien.

Les chiffres indiquent la profondeur à laquelle le socle hercynien a été rencontré ; les lettres en numérateur se rapportent à la formation qui le surmonte et celles en dénominateur à la constitution de ce socle. M, micaschistes ; Sch., schistes ; S, Silurien ; D, Dévonien ; C, Carbonifère ; Jl, Jurassique inférieur ; Jm, Jurassique moyen ; Js, Jurassique supérieur ; Cl, Crétacé inférieur ; Cm, Crétacé moyen.

Le caractère épicontinental est souligné par de nombreux retraits de la mer suivis de l'installation de régimes lagunaires ou continentaux, et parfois d'émersions prolongées.

Nous allons d'abord dire quelques mots du substratum hercynien du Bassin de Paris, puis essayer de retracer les grandes lignes de l'histoire paléogéographique de celui-ci, malgré les importantes lacunes que comportent nos connaissances à ce sujet.

Le socle hercynien. — Le substratum formé de terrains paléozoïques et de roches cristallines, sur lequel se sont établies les lagunes du Trias est constitué par un matériel mis en place par les mouvements hercyniens, fortement nivelé par l'érosion, et abaissé par une épiroge-

nèse négative qui en s'accroissant a permis l'invasion d'un territoire continental par les mers du début du Secondaire.

Le caractère épirogénique des mouvements qui ont déprimé la zone hercynienne est notamment bien marqué en bordure du Massif armoricain, par le fait que les rivages secondaires y sont sensiblement perpendiculaires aux plis qui affectent les terrains anciens.

Il y a eu des alternances de mouvements négatifs suivis d'invasions marines, et de mouvements positifs provoquant des exondations plus ou moins complètes, mais dans l'ensemble il y a eu affaissement, et jamais le socle n'a pu être remonté à sa cote de départ, ce qui aurait entraîné la disparition par érosion d'une grande partie des sédiments secondaires ; ou du moins, de tels relèvements n'ont pu être que de très courte durée. Une forte amplitude pour de tels mouvements paraît d'ailleurs exclue par le fait que les sédiments post-paléozoïques n'ont subi que des déformations le plus souvent peu importantes et paraissant presque toujours dues à une tectonique tangentielle en relation plus ou moins directe avec l'orogénèse pyrénéenne ou alpine.

Nous avons dans un récent travail (1) donné quelques indications sur les points où le tréfonds hercynien du Bassin de Paris a été atteint par des forages à travers les terrains plus récents, et recherché vers quelle profondeur ils pouvaient se rencontrer dans le centre du bassin. Si l'on excepte Ferrières-en-Bray, où les micaschistes ont été atteints sous 1.150 m. de sédiments secondaires, tous ces forages sont situés à une assez faible distance des massifs anciens de bordure et témoignent simplement de la prolongation des assises qui les constituent, sans permettre de saisir les relations entre ces différents massifs dont les éléments constitutifs et le style tectonique sont très distincts.

C'est ainsi, que le long du Massif armoricain, les forages ont atteint surtout des schistes briovériens et des grès siluriens, ceux du Nord des calcaires dévoniens (Amiens, Abbeville, Guise, etc.) ou carbonifères et du Houiller, tandis que l'ennoyage de l'anticlinal de Sarrebrück a été vérifié par les recherches effectuées en Lorraine.

On ignore donc absolument jusqu'où s'avance vers l'E le faciès des phyllades de Saint-Lô, de même qu'on ne saurait dire jusqu'où s'étend vers l'W le Houiller de la Sarre, ni quelle est la limite méridionale d'extension sous les terrains mésozoïques, des formations dévoniennes et carbonifères du Nord. Le fait que les schistes briovériens n'ont pu être retrouvés dans le Limousin pourtant en continuité manifeste avec la Vendée, sous le détroit poitevin, de même que les différences essentielles qui s'observent entre le Morvan et les Vosges, en continuité sous le détroit Morvano-Vosgien, ainsi que l'atteste le jalon du petit massif de la Serre, conduisent à penser que les changements de composition et de structure qui affectent le socle hercynien, se produisent peut-être très brusquement. Le métamorphisme régional paraît pouvoir être mis au premier rang des facteurs qui, antérieurement à l'érosion qui a précédé le démantèlement de la chaîne hercynienne, lui ont donné sa diversité.

(1) Géologie régionale du Bassin de Paris, Payot, 1950. Voir p. 36-37.

D'après A. DEMAY (1), l'emplacement sur lequel s'est établi plus tard le Bassin de Paris dépendait au Cambrien et au Silurien, pour sa partie Sud d'un géantoclinal d'Armorique et de Bohême, et pour sa partie septentrionale, d'un géosynclinal des Ardennes et de Pologne, la délimitation passant approximativement par Paris ; les deux zones faisaient partie d'un grand géosynclinal continental. Au Dévonien et au Dinantien, de nouvelles émergences se seraient produites en divers points d'un géantoclinal armoricain, morvano-roannais et hohémien très élargi vers le N dès le début du Carbonifère, et bordé par un géosynclinal de Cornouaille, des Ardennes et de Pologne.

Au Moscovien et à l'Ouralien, le socle hercynien n'aurait plus présenté que des dépressions étroites et relativement peu étendues, telles que le géosynclinal du Bassin franco-belge et de la Ruhr.

Toujours pour A. DEMAY, la phase calédonienne n'aurait, dans le géosynclinal hercynien, été qu'une phase hercynienne précoce ; dans le Massif armoricain notamment, les mouvements de la première auraient été suivis de mouvements échelonnés pendant le Dévonien. Dès le Namurien, l'Europe prend un caractère nettement continental qui s'accroît au Westphalien et à l'Ouralien.

Nous ne possédons guère de renseignements sur ce qu'a pu être la paléogéographie permienne du Bassin de Paris. A ses limites, dans la dépression de Carentan se sont déposées des formations détritiques désertiques, grès et schistes rouges, qui font suite au Stéphanien, et qui sont bien développées dans les bassins de Littry et du Plessis. Le bassin de Valognes était également une dépression dans laquelle s'accumulaient les matériaux provenant de la destruction du Massif armoricain.

Trias. — Les conditions qui ont régné en Europe pendant le Trias, telles qu'elles résultent des travaux de J. WALTHER et de K. FRENZEN ont été bien résumées par M. GIGNOUX (2). A l'exception d'une région limitée occupée par la mer alpine, l'Europe était un vaste désert parsemé de lagunes, sur lequel, pendant une période relativement courte s'est avancée la mer du Muschelkalk qui ne l'a que très partiellement recouvert.

En ce qui concerne l'emplacement du Bassin de Paris, il dépendait entièrement de ce faciès germanique, mais il n'a été atteint par la mer que dans sa partie orientale, en Lorraine.

Le massif Vosges-Forêt Noire surélevé à la suite des mouvements hercyniens a été arasé par l'érosion et se trouve compris dans la partie orientale de la dépression qui va devenir la région germanique. La destruction des reliefs hercyniens, commencée dès leur surrection et déjà très active du Moscovien à l'Artinskien se poursuit avec intensité. Ainsi que l'ont montré les Graptolites que renferment les galets du grès vosgien, c'est à l'Ardenne et au Massif schisteux rhénan qu'ont

(1) A. DEMAY, Evolution stratigraphique et orogénique du géosynclinal hercynien, *Revue Géogr. phys. et Géol. dyn.*, VII, p. 191-221, 1934.

(2) Géologie stratigraphique, 3^e éd., p. 269-272, 1943.

été surtout empruntés les éléments de cette formation détritique si bien caractérisée.

Les grès bigarrés ont été parfois considérés comme une formation marine transgressive, mais leur épaisseur n'est pas plus grande que celle de certaines assises continentales indiscutables qui, comme eux comportent souvent des intercalations à fossiles non continentaux.

La couleur fréquemment rouge des grès, la stratification entrecroisée qui paraît bien être d'origine torrentielle, le grand développement à plusieurs niveaux de grès très grossiers et de conglomérats, évoquent bien des formations détritiques étalées sur une région désertique déprimée.

Pendant que dans la région lorraine se déposait le grès bigarré dans la dépression qui devait être envahie par la mer, plus à l'W, sur une partie plus élevée du continent devaient exister des dépressions périphériques dans lesquelles se sont déposés des grès et des conglomérats. L'une de ces dépressions borde le N du Massif Central, l'autre le NW du Massif armoricain. Le forage de Ferrières-en-Bray n'a rencontré que 22 m de couches rapportées au Permo-Trias.

Ces formations de la région toujours restée continentale sont très difficiles à séparer du Permien et représentent probablement le Trias inférieur et moyen et peut-être parfois, une partie du Trias supérieur.

Au Trias moyen, la mer venue du S, s'avance d'une part entre le Massif Central et la chaîne vindélicienne, et d'autre part entre le massif émergé de Bohême et la Pologne ; elle atteint la moitié du Schleswig, submerge l'emplacement des Vosges-Forêt Noire, recouvre le massif schisteux rhénan, mais l'Ardenne reste exondée. Vers l'W, la mer ne paraît pas, d'après les sondages, s'être avancée au delà du méridien de Bar-le-Duc.

Les différences entre les faciès et les faunes du domaine germanique et du domaine alpin ont été attribuées par GÜMBEL à l'existence d'une barrière séparant les deux régions, la *chaîne vindélicienne*, s'étendant suivant le contour de l'arc alpin, du massif émergé de Bohême jusqu'au massif corso-sarde, et ne leur permettant de communiquer que par des chenaux étroits.

Au Trias supérieur, par suite d'un relèvement de la région germanique, la mer est en retrait vers le S. Mais, le mouvement d'exhaussement est insuffisant pour provoquer une exondation complète et des lagunes très étendues subsistent, dans lesquelles se déposeront les marnes irisées avec leurs formations salifères et gypsifères.

Les grès et poudingues des secteurs restés continentaux — bordures du Massif armoricain et du Massif Central — s'étaient formés dans des dépressions n'ayant pas le caractère lagunaire à leur début. De GROSSOUVRE qui pensait que le sillon longeant le N du Massif Central était une digitation de la lagune de Lorraine admettait que les grès représentaient le Trias supérieur, ce qui peut être contesté. Mais, les formations qui les surmontent et qui comportent notamment des marnes bariolées et des couches de gypse exploitées à Lurey-Lévy et aux environs de Decize, tout en n'étant pas identiques aux marnes irisées, témoignent de l'extension du régime lagunaire de type ger-

manique à des régions plus occidentales restées hors d'atteinte lors de la transgression de la mer du Trias moyen. En de très nombreux points s'observe un passage insensible du Trias au Rhétien dû à la persistance des conditions lagunaires.

Jurassique. — L'arasement des reliefs hercyniens entre la Bohême et le Massif armoricain paraît avoir été presque entièrement achevé dès le début du Trias supérieur, et il a permis l'installation de vastes lagunes sur la pénéplaine désertique qui en est résultée. Cependant, il faut noter que la grande lagune germanique s'est établie sur l'emplacement occupé par la mer du Muschelkalk, après le retrait de celle-ci ; or, la destruction des reliefs n'a pas été suffisante pour permettre la transgression de la mer du Trias moyen. Il a fallu de plus à la suite d'un mouvement épigénétique négatif, un ennoyage des plis, ennoyage qui ne paraît pas s'être, en direction du Bassin de Paris, propagé au delà du méridien de Bar-le-Duc. C'est le premier affaissement du socle hercynien qu'il est donné de constater. En dehors de cette zone abaissée, les lagunes paraissent avoir été très sporadiques ; les forages ont notamment permis de constater l'absence de Trias — et aussi celle du Rhétien — entre le Paléozoïque et le Jurassique, dans la plus grande partie de la Basse-Normandie, dans la Basse-Seine, et au S de l'axe de l'Artois.

Des faits précédents on peut conclure, que si, ce qui est assez probable, il n'y a pas eu disparition du Trias par érosion avant la transgression liasique, le Bassin de Paris, exception faite pour la Lorraine, était pour sa plus grande partie émergé pendant le Trias.

Au Lias inférieur va se manifester la propagation vers l'W de l'ennoyage des plis hercyniens, et l'extension vers le Massif armoricain de la dépression du socle ancien, dans laquelle, venant de l'E vont s'avancer les mers épicontinentales. Toute la zone hercynienne ne disparaîtra pas sous les eaux. Le Massif armoricain et l'Ardenne resteront émergés, et les faciès littoraux que l'on observe sur leur bordure signifient que les lignes de rivage n'étaient pas éloignées de la limite actuelle des affleurements. Un Massif Central, très réduit par rapport à sa superficie actuelle est resté exondé ; en effet, la diminution constante et progressive d'épaisseur des assises liasiques de sa bordure, d'E en W, les faciès littoraux le long du Limousin et plus profonds suivant la bordure du Berry, du Nivernais et de la Bourgogne, indiquent que, dans ces dernières régions, le rivage se trouvait sensiblement plus au S que la ligne actuelle de contact entre les terrains jurassiques et les terrains anciens.

Le Massif Vosges-Forêt Noire, déjà entièrement sous les eaux au Trias moyen et peut-être même inférieur, va, avec à peine une nuance de doute pour le Rhétien (voir plus loin) rester submergé jusqu'au Bathonien. Ce n'est donc qu'à partir de cette époque que s'est amorcée l'individualisation du Bassin de Paris, par suite de la surrection de la barrière vosgienne, qui l'a en partie soustrait aux influences orientales et rattaché au domaine occidental.

Avec des alternatives diverses de petites transgressions et régres-

sions, en général localisées, et qui ne peuvent guère être suivies qu'en bordure de l'Ardenne et du Massif armoricain, la mer se maintient à peu près dans la totalité du Bassin jusqu'au Séquanien supérieur. Ensuite s'amorce une régression qui s'amplifie rapidement, et au Portlandien inférieur la partie occidentale du bassin est déjà émergée ; l'exondation est complète dès le début du Portlandien supérieur ou Aquilonien qui n'y est pas représenté.

Nous allons maintenant préciser quelques points de cette paléogéographie jurassique, en négligeant les détails et en nous bornant aux mieux établis et aux mieux vérifiés.

Lias. — Le Rhétien ne montre guère de changements sur les conditions triasiques ; sa répartition est la même, à très peu de chose près, et d'une manière générale, il débute par des formations probablement lagunaires qui passent insensiblement au Trias.

La transgression marine à *Apicula contorta*, venue du S comme la mer du Trias moyen occupe pratiquement les mêmes régions que celle-ci ; elle définit un *faciès souabe*, très différent du faciès alpin, ce qui peut être expliqué par le maintien de la barrière émergée constituée par la chaîne vindélicienne. D'après É. HAUG, les *bone beds* si caractéristiques seraient dus à l'irruption de la mer faisant périr dans les lagunes triasiques un grand nombre de Poissons et de Reptiles.

La mer rhétienne, ou tout au moins une annexe semi-marine, paraît s'être avancée quelque peu dans la dépression bordant au N le Massif Central, qui n'avait pas été atteinte par la mer ladinienne. Comme au Trias, le golfe du Luxembourg était un bras de mer ouvert en direction du N, entre l'Ardenne et l'Éifel. On a souvent admis qu'une étroite digitation venant de l'Angleterre avait atteint le Cotentin ; mais, d'après A. BIGOT c'est par erreur que *Apicula contorta* a été signalée dans le bassin de Valognes, et il s'agit peut-être d'Hettangien inférieur. L'inexistence d'une liaison directe entre la Lorraine et le SW de l'Angleterre est corroborée par l'absence du Rhétien dans le forage de Ferrières-en-Bray.

Dès le début de l'Hettangien commence à se manifester un abaissement des plis dans la partie septentrionale de la région bercynienne comprise entre le Luxembourg et le Massif armoricain-Cornouaille-Devonshire ; il se forme ainsi un sillon partant du bord méridional de l'Ardenne longeant au S l'axe de l'Artois puis l'anticlinal du Weald et atteignant le Dorsetshire. La mer s'y avance, réalisant cette fois une jonction directe entre la Lorraine et l'Angleterre, avec poussée d'une digitation dans le Cotentin.

Au même moment, la transgression s'étend assez largement vers le S, recouvrant la plus grande partie et probablement même la totalité du Morvan, ainsi que l'attestent de nombreux lambeaux-témoins. Le caractère littoral des dépôts est très accusé ; les grès, souvent avec Végétaux terrestres et les sables y dominent, alors que dans son ensemble la sédimentation jurassique est caractérisée par des calcaires et des marnes.

Le Sinémurien reproduit à peu près les mêmes conditions paléo-

géographiques que l'Hettangien, mais la mer gagne vers le S, recouvrant tout le Morvan et le NE du Massif Central, s'avancant vers l'W jusqu'au delà de Vierzon, atteignant les abords d'Orléans, Paris, Rouen. Le bras de mer-franco-anglais s'élargit, la digitation normande se déplace vers le SE, de telle sorte que dans le Bessin le Lotharingien est transgressif de l'W vers l'E sur les terrains anciens.

La mer s'est approfondie, et le Sinémurien proprement dit est uniformément représenté dans l'Europe nord-occidentale par le faciès classique du calcaire à Gryphées arquées, encore très néritique, mais moins littoral que les grès et calcaires hettangiens. Le début du Lias moyen trouve le Bassin de Paris occidental investi par l'E et le N, et un nouvel abaissement du socle hercynien provoquera la transgression mésoliasique, d'E en W et du N vers le S, ce dernier mouvement étant particulièrement net en Normandie. La mer dépasse Caen et Alençon, atteint Angers et le détroit du Poitou, et une jonction directe s'établit avec le N du Bassin aquitain. La transgression a dû s'avancer également sur le Massif Central, mais il n'en reste pas de preuves. La Vendée, déjà tout au moins partiellement recouverte au Lotharingien, est très largement submergée, ainsi que l'indiquent les dépôts conservés dans l'effondrement de Chantonay.

La mer s'est en beaucoup de points, notablement approfondie et les dépôts argileux, souvent avec Ammonites pyriteuses, se sont formés en de nombreux points (Lorraine, Bray, Bessin, etc.). Les marnes micacées de la bordure du Morvan, épaisses et nullement littorales, montrent que le rivage se trouvait beaucoup plus loin vers le S.

Vers le sommet du Domérien, un relèvement du fond se produit, qui semble très général et les argiles font place à des calcaires dénotant une assez faible profondeur des eaux (banc de roc de Normandie et du Bray, etc.).

Le Toarcien est marqué par une accentuation de la transgression qui l'amène à surmonter directement les terrains hercyniens en bordure du Massif armoricain et au NW du Limousin. La communication s'établit très largement avec le Bassin d'Aquitaine au SW et avec la région rhodanienne au SE.

La mer devient plus profonde, avec une grande prédominance de la sédimentation marneuse ou calcaro-marneuse. Les marnes feuilletées à Posidonomyes de Lorraine, du Bray, du bord du Massif Central, souvent bitumineuses, sont un faciès bathyal ou subbathyal. Sur le bord de l'Ardenne, la transgression du Lias moyen n'est pas dépassée.

Au sommet du Toarcien, l'apparition, ou la généralisation de calcaires à oolithes ferrugineuses indiquent une diminution de profondeur de la mer qui s'accentuera beaucoup à l'Aalénien. Les lacunes, souvent par ravinement, mais peut-être parfois aussi par défaut de sédimentation, la formation de minerais de fer oolithiques, si développés en Lorraine, et de niveaux phosphatés témoignent d'une grande instabilité du fond. Une régression, amorcée au Toarcien supérieur, s'amplifie.

Sur le bord des massifs émergés, on peut suivre avec une relative précision les mouvements des mers liasiques. A. BONTE a signalé sur le rivage ardennais une lacune mésosinémurienne, encore plus pronon-

cée dans le Bray, où d'après P. PRUVOST l'étage ferait défaut. Pour BONTE, les massifs cambriens de Givonne et de Rocroi auraient constitué une barrière s'opposant à la transgression liasique, obstacles que des effondrements échelonnés, auraient progressivement fait disparaître.

En Basse-Normandie, le rivage pendant le Lias moyen et supérieur s'établissait d'après A. BIGOR en bordure N de la zone bocaine. En avant, des reliefs de grès siluriens ont constitué des récifs dont les plus connus sont ceux de Fontaine-Étoupefour, May-sur-Orne, Feuguerolles-sur-Orne.

Jurassique moyen. — L'Aalenien est le plus souvent régressif, mais en quelques points de la bordure armoricaine, il s'est au contraire avancé plus loin que le Lias moyen ou le Toarcien ; c'est ainsi qu'aux environs d'Alençon, il est directement transgressif sur la granulite. Il s'agit d'ailleurs de couches qu'il est très difficile de distinguer du Bajocien.

D'une manière générale, le Bajocien marque le début d'une nouvelle transgression qui va permettre à la mer de reprendre possession des territoires abandonnés pendant le Toarcien supérieur et l'Aalenien, retour de la mer qui en certains points a pu commencer dès l'Aalenien supérieur. Il semble bien d'ailleurs qu'en beaucoup de régions, la mer bajocienne ne s'est pas avancée aussi loin que la mer toarcienne.

Au Bathonien, la transgression s'accroît, et la mer à la suite de l'affaissement du pays picard de P. PRUVOST (1) envahit le Boulonnais, en recouvrant à Marquise le calcaire carbonifère. Cette transgression est soit contemporaine d'un événement d'une grande importance, la surrection probable du Massif Vosges-Forêt Noire, soit immédiatement postérieure à lui.

En effet, le fait que en moyenne les faciès du Bathonien lorrain sont ceux de la grande oolithe, tandis que ceux de la région sous-vosgienne sont souabes, la présence en Lorraine de lacunes localisées qui ne se retrouvent pas vers l'W, paraissent indiquer qu'il y a bien eu à cette époque soulèvement des Vosges. Il faut d'ailleurs noter que le Bathonien sous-vosgien prouve à tout le moins que le Massif Vosges-Forêt Noire n'était pas exondé en un seul bloc et qu'il y avait au moins sur l'emplacement de la Vallée du Rhin, un golfe ouvert vers le S.

La surrection des Vosges au Bathonien, qui semble pouvoir être admise a été le premier pas vers l'individualisation du Bassin de Paris, désormais en partie séparé des régions orientales avec lesquelles il restera cependant en rapport par de larges voies et notamment par le détroit Morvano-Vosgien. Ce soulèvement d'une barrière orientale a été la cause et non pas l'effet de l'approfondissement de la partie centrale du Bassin de Paris, et du mouvement de bascule qui a permis l'avancée de la mer bathonienne vers l'axe de l'Artois.

Alors que le Lias n'avait que peu dépassé Saint-Quentin et Auma-

(1) E. LEROUX et P. PRUVOST. — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. Géol. Nord*, LX, p. 70-99, 1935.

le, le Bathonien, d'après LEROUX et PRUVOST a progressé jusqu'au N de la vallée de l'Authie, où les forages de Lépine et de Lucheux l'ont rencontré surmontant directement les terrains anciens.

En Basse-Normandie, la transgression de la mer bathonienne vers le S peut, ainsi que l'a signalé A. Bigot, se suivre par la submersion d'une série de crêtes de grès armoricains, situées en avant des récifs recouverts par la mer pendant le Lias et le Bajocien ; les rivages se sont établis en bordure des massifs de Perseigne et d'Écouves (1).

Le Bajocien et le Bathonien sont essentiellement des périodes de sédimentation calcaire, avec des formations parfois zoogènes (calcaires à entroques, à Polypiers, etc.). Au Bathonien notamment, des calcaires en bancs épais, souvent oolithiques, peuvent se suivre de la Côte-d'Or jusque dans le Cher, des Ardennes jusqu'en Normandie, et des formations telles que les marnes de Gravelotte et du Jarnizy sont une exception.

Le Callovien et l'Oxfordien correspondent à un changement complet de sédimentation et sont caractérisés par la très grande prédominance des argiles et des marnes.

En un certain nombre de points, on a pu mettre en évidence une transgression calloviennne ; en Normandie, par exemple, d'après BIGOT, les crêtes de grès armoricain situées en avant des massifs d'Écouves et de Perseigne, qui n'avaient pas été atteintes par la mer bathonienne, ont été submergées pendant le Callovien. Mais, en diverses régions, Nivernais, Berry, entre autres, le Callovien est incomplet ou fait défaut. L'Oxfordien, dont les dépôts diminuent rapidement d'épaisseur lorsque l'on se dirige du S de la Lorraine vers le Morvan est tout-à-fait sporadique dans les départements de la Nièvre et du Cher. Il est bien probable que ces lacunes ne sont pas dues à des exondations, mais à une dénudation pré-argovienne analogue à celle qui, typique dans le Jura de Franconie, a été constatée en beaucoup d'autres points. Il peut aussi y avoir eu ravinement lors de la transgression de l'Argovien qui paraît avoir été brusque, et qui a pu facilement déblayer des couches marneuses et argileuses peu consistantes.

Jurassique supérieur. — Le début du Jurassique supérieur voit se modifier du tout au tout les conditions bathymétriques dans le Bassin de Paris, et la cause en est l'avancée vers le N de la province équatoriale amenant un régime favorable à l'établissement des récifs coralliens.

L'Argovien inférieur, avec les marnes à Spongiaires, participe encore un peu de la sédimentation argileuse, mais bientôt, les formations récifales et zoogènes, essentiellement calcaires, et les formations subordonnées de calcaires crayeux, oolithiques, lithographiques et localement les calcaires de type vaseux, vont se déposer dans tout le bassin. Le paroxysme coralligène se manifestera pendant l'Argovien supérieur et le Rauracien.

(1) A. BIGOT. — La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 1942.

La transgression argovienne paraît avoir été violente et rapide, et il est probable que la mer a dû s'avancer presque aussi loin que pendant le Bathonien. Il faut cependant tenir compte de ce que les bordures périphériques ont dû commencer à se relever, préparant l'exondation qui deviendra complète au Portlandien.

Les formations récifales de Lorraine qui ont fourni des Végétaux terrestres, indiquent le voisinage de terres émergées, s'étendant probablement des Vosges méridionales jusqu'à l'Ardenne toujours exondée de même que l'axe de l'Artois, tout au moins jusqu'au Boulonnais.

Les récifs lusitaniens se retrouvent le long du Morvan, mais dans le Berry, si l'on trouve des calcaires à faune coralligène, les véritables récifs font défaut et sont remplacés par des bancs lithographiques, ce qui tend à prouver un plus grand éloignement du rivage et le recouvrement par la mer d'une partie du Massif Central.

En Normandie, les récifs des environs de Mortagne se sont édifiés à proximité de massifs anciens émergés.

Nous abordons avec le Lusitanien, les formations, qui, sur le pourtour, ont été fortement touchées par l'érosion au cours de la longue émerision portlando-mésocrétacée, et de celle qui a suivi le Crétacé supérieur. Les formations franchement littorales ont disparu, et il est vain de se baser sur les limites actuelles des affleurements pour rétablir l'ancienne extension des mers et définir les lignes de rivage.

Il est probable que le Lusitanien a marqué, par rapport au Bathonien une diminution de la surface épicontinentale occupée par la mer, et que cette régression s'est accentuée au Kimeridgien.

LEROUX et PRUVOST indiquent pour cette dernière période un retrait sensible au S de l'axe de l'Artois et de l'Ardenne, ainsi qu'en Lorraine. Il en a probablement été de même vers le SW, quoique les analogies frappantes entre le Bassin de Paris et le N du Bassin d'Aquitaine conduisent à se demander si des relations directes par le détroit poitevin ne se maintenaient pas malgré l'éloignement actuel des affleurements.

Au Portlandien inférieur ou Bononien, les tendances à l'exondation se précisent et s'amplifient, mais il est probable que les calcaires sableux de la vallée du Fouzon, à l'W de Vierzon, bien que plus littoraux que le calcaire du Barrois de l'E, ne marquent pas la véritable extension de la mer.

Le Bononien moyen avec des formations saumâtres à Cyrènes ferme le cycle de l'histoire jurassique du Bassin de Paris dont l'émerision a été complète dès le début de l'Aquilonien qui n'y est pas représenté.

Crétacé. — L'émerision du Bassin de Paris paraît bien avoir été totale du milieu du Portlandien au début du Crétacé. Non seulement on n'y rencontre pas de dépôts marins aquiloniens ⁽¹⁾, mais on n'y connaît aucune formation saumâtre ou lagunaire correspondant au Pur-

(1) Cependant quelques auteurs admettent que les sables azoïques à galets de roches anclennes par lesquels débute le faciès wealdien, peuvent représenter l'Aquilonien (A. de Lapparent, 1879, Corroy, 1925, Laffite, 1939) ; ils peuvent tout aussi bien former la base du Crétacé inférieur.

beckien. Il est assez peu probable que cette absence soit due à une abration, car aux points où les étages inférieurs du Crétacé surmontent le Bononien, l'exondation n'a pas duré assez longtemps pour qu'une épaisseur notable de sédiments ait pu être enlevée par l'érosion.

La réoccupation du Bassin de Paris par la mer, à la suite de mouvements épirogéniques négatifs, d'abord limités à sa partie sud-orientale, paraît commencer dès le Valanginien supérieur. Ce début d'invasion très timide et localisé se fait par le détroit Morvano-Vosgien. A l'Hauterivien et au Barrémien inférieur la mer s'étend beaucoup plus, mais le territoire recouvert par les eaux est moins important qu'au Portlandien. Le Barrémien supérieur est marqué par un retrait de la mer et l'établissement très général d'un régime lagunaire ou continental.



Fig. 2. — Contours probables des mers de l'Albien et du Cénomanién supérieur.

A l'Aptien, un bras de mer traverse en écharpe le Bassin de Paris, réalisant une liaison entre les régions méditerranéenne et septentrionale.

Le Crétacé moyen est dès l'Albien, fortement transgressif, l'avancée de la mer s'accroissant beaucoup au Cénomanién qui paraît être une période d'extension maximum, et se maintenant largement au Turonien.

Au Crétacé supérieur, le Bassin de Paris est entièrement sous les eaux, et il se peut même qu'en certains points la transgression se soit

avancée plus loin qu'au Cénomanién. Une régression s'amorce au début de l'Aturien, un mouvement épirogénique positif généralisé se développe et provoque le retrait de la mer. Au Campanien supérieur, le cycle créacé de l'histoire du Bassin de Paris est terminé et l'exondation est de nouveau complète.

Crétacé inférieur. — Les limites d'extension des mers du Crétacé inférieur ont été précisées par G. CORROY (1). Le Bassin de Paris est resté totalement exondé pendant le Valanginien inférieur, mais au Valanginien supérieur, la mer venant du Jura et des régions rhodaniennes, commence par le détroit Morvano-Vosgien, à l'envahir de nouveau. Elle ne forme alors qu'un golfe assez étroit atteignant les départements de l'Yonne et de l'Aube, et y déposant le « calcaire de Bernoull » à *Hyposalenia stellulata*. Pendant ce temps, dans la Haute-Marne, en bordure du golfe, se sont formés, souvent dans les poches du calcaire portlandien, des dépôts continentaux, parfois lagunaires, marnes noires, minéral de fer géodique, sables blancs ou ferrugineux. Cette sédimentation continentale a d'ailleurs débuté dès le Valanginien moyen, puisqu'en certains points le calcaire à *Hyposalenia* la surmonte; elle s'est continuée pendant le dépôt de celui-ci, au NE du golfe.

A l'Hauterivien, la mer s'est avancée beaucoup plus loin, et le calcaire à Spatangues, sous divers faciès, se rencontre depuis la Meuse jusqu'à l'W de la Loire où les couches deviennent littorales, ce qui fait penser que les affleurements les plus occidentaux, ceux de Menetou-Salon dans le Cher, marquent à peu près la ligne de rivage.

Le fait que les couches à faciès wealdien du Bray renferment des intercalations à Mollusques marins, a conduit G. CORROY à admettre que la mer s'était avancée assez loin vers le N. Cependant, sous Paris, on trouve déjà des assises continentales, et notamment des argiles ligniteuses à *Lonchopteria Mantelli* (2).

Une régression s'amorce dès le Barrénién inférieur et s'accroît au Barrénién supérieur où la mer ne se maintient guère que dans une partie de la Haute-Marne. Partout ailleurs, on rencontre une formation entièrement continentale, les sables et argiles bariolés quelquefois avec minéral de fer subordonné, qui s'étend du Cher, où elle dépasse vers l'W la limite atteinte par l'Hauterivien, jusque dans la Meuse.

Dans le Pays de Bray et au cap de la Hève, l'étage est en totalité représenté par des argiles panachées et des sables bariolés, rencontrés aussi sous Paris et en Haute-Normandie (Clères etc...).

L'Aptien marque un important changement dans les conditions paléogéographiques, par la formation d'un bras de mer qui établit une communication directe entre les mers du N et celles du S en prenant en écharpe le Bassin de Paris. Au Bédoulien, ce chenal, limité au NE par l'Ardenne, s'étend assez loin à l'W de l'emplacement de

(1) G. CORROY. — Le Néocomien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Nancy, 1925.

(2) P. LEMOINE, R. HUMERY et R. SOYER. — La découverte du Wealdien sous la région parisienne. C. R. Ac. Sc., t. 199, p. 1633-1635, 1934.

la Seine. Les argiles noires à *Parahoplites Deshayesi* ont été retrouvées sous Paris (1) où le Gargasien fait défaut.

A ce moment en effet, le bras de mer, toujours limité par l'Ardenne, et recouvrant toujours le Boulonnais, s'est considérablement rétréci, et la mer vers l'W n'atteint plus la Seine, sa limite passant au N du Bray. La profondeur est moindre, et les faciès deviennent sableux alors que le Bédoulien était argileux avec un faciès très uniforme à Plicatules.

Crétacé moyen. — Le mouvement positif qui a provoqué au Gargasien une diminution de largeur du sillon transversal bédoulien a été sans lendemain, et dès l'Albien inférieur l'affaissement reprend et se propage vers l'E et vers l'W, et la mer venant du SE et du N, couvre à nouveau une très grande partie du Bassin de Paris. L'érosion ne permet pas de retrouver le rivage oriental, mais il est à peu près sûr que les Vosges, comme l'Ardenne sont restées émergées.

L'axe de l'Artois n'est pas recouvert, mais il est contourné par le Boulonnais et l'anticlinal du Weald est submergé. Vers l'W, la mer s'est avancée au moins jusqu'à Villerville et a dépassé Bernay, Mortagne, Saint-Calais. Au SW elle paraît avoir atteint la ligne Château-roux-La Châtre.

Les faciès sont assez grossièrement détritiques à la base, avec les sables verts passant vers le SW à des sables et grès ferrugineux dont on retrouve des vestiges non seulement sur le Jurassique aux environs de Chablis, de Vézelay et de Clamecy, mais aussi sur les roches anciennes au SW d'Avallon, ce qui indique une submersion d'une partie du Morvan. Au sommet, on rencontre très généralement les argiles du Gault. Il est cependant des points où l'étage est presque entièrement argileux (débouché du détroit Morvano-Vosgien), et d'autres où les sables prédominent.

La transgression mésocrétacée s'accroît beaucoup au Cénomaniens. Les Ardennes sont en très grande partie recouvertes et l'axe de l'Artois est franchi. Il est probable que le Massif Central a été plus fortement entamé qu'à l'Albien, mais on n'en retrouve pas la preuve. Vers l'W, la limite d'extension des mers jurassiques est largement dépassée ainsi que paraît le démontrer le fait qu'en de nombreux points le Cénomaniens surmonte directement les roches anciennes en bordure du Massif armoricain. Des lambeaux de Lias et de Jurassique moyen ayant subsisté non loin, on peut admettre qu'il n'y a pas eu avant le dépôt du Cénomaniens, des assises jurassiques que l'érosion aurait fait disparaître avant la transgression cénomaniennne.

Vers le SW, le Cénomaniens s'est avancé très loin vers le seuil du Poitou, et au sommet de l'étage une communication directe s'est établie avec le Bassin aquitainien. La mer a également poussé fort avant vers la dépression de la Basse-Loire, mais cependant une liaison directe par cette voie avec la région atlantique admise par A. de LAPARENT, apparaît comme assez hypothétique.

Intimement lié à la base avec l'Albien au SE et au S, par les marnes de Brienne au débouché du détroit Morvano-Vosgien, et par

(1) *Loc. cit.* Note (2) p. 15.

la formation détritique des sables de la Puisaye, en avant du Massif Central, le Cénomaniens est, à un niveau un peu plus élevé marqué dans le Centre du Bassin parisien par un approfondissement de la mer et l'apparition du faciès crayeux, presque toujours glauconieux, au moins vers sa base. Vers l'W, et surtout le SW au delà de l'axe du Merlerault, il est au contraire presque entièrement formé de sables souvent assez grossiers indiquant la proximité des massifs hercyniens.

Le Turonien a peut-être en quelques régions dépassé les limites de la transgression cénomaniennne vers l'W. Cependant, on ne connaît aucun point où il soit directement superposé aux roches cristallines. Sur l'Ardenne, il paraît nettement régressif, tandis que l'axe de l'Artois est maintenu sous les eaux.

Crétacé supérieur. — Pendant le Coniacien et le Santonien, le Bassin de Paris est encore entièrement recouvert par la mer. On a souvent dit que ce Sénonien inférieur s'était avancé très loin sur le Massif armoricain, en se basant sur le fait signalé par E. VIEILLARD et G. DOLLFUS, de la présence d'un lambeau d'argile à silex, sur le granite de Flamanville, mais il s'agit très probablement d'une formation subordonnée à la digitation crétacée qui a écorné le Cotentin. L'Ardenne est de nouveau émergée sauf peut-être dans sa partie tout-à-fait occidentale.

Vers le SW, une communication directe s'est maintenue, par le détroit poitevin avec le N du Bassin aquitainien.

Dans le centre du Bassin de Paris règne le faciès de la *Craie blanche*, formation beaucoup moins profonde qu'on ne l'a cru autrefois et qui d'après L. CAYEUX ne s'est pas déposée à plus de 150 brasses de profondeur.

Comme au Cénomaniens et au Turonien, vers le SW, au delà de l'axe du Merlerault, on ne rencontre plus le faciès de la craie blanche, mais celui de la craie de Villedieu, plus néritique, qui fait suite à la craie tuffeau turonienne. Mais en aucun point n'ont été conservées des formations franchement littorales permettant de rétablir la ligne de rivage.

Le Campanien a dû être marqué, tout au moins dans sa partie moyenne par le début de la régression qui devait se terminer par l'exondation du Bassin de Paris. Mais, pour rétablir sa limite d'extension, il ne faut pas se baser sur celle des affleurements actuels, qui ne sont tels qu'après une abrasion très importante.

L'érosion et la transformation en argile à silex ont détruit les assises supérieures du Campanien dans lesquelles on aurait peut-être pu constater une diminution de profondeur de la mer, indiquant une émerision prochaine. L'absence dans l'argile à silex, de tout élément postérieur au Campanien conduit à admettre que dès le milieu de l'Aturien, cette émerision a été complète.

Éocène. — L'exondation aturienne est un stade très important dans l'histoire du Bassin de Paris. La mer reprendra bien au Tertiaire

possession de sa partie centrale, mais désormais, par suite d'un relèvement périphérique, les relations directes sont coupées avec les régions rhodanienne et alpine, de même qu'avec le Bassin aquitainien. Vers l'E, il y a isolement des régions orientales. L'individualisation du Bassin parisien est ainsi beaucoup plus poussée qu'au Crétacé ; elle n'est cependant pas complète car l'axe de l'Artois sera recouvert par les mers nummulitiques, de même qu'à plusieurs reprises une partie plus ou moins grande de la terminaison occidentale de l'Ardenne. Il y aura liaison directe avec le Bassin belge, et le Bassin de Paris ne sera plus qu'un golfe, qu'un lobe méridional d'un Bassin franco-anglo-belge.

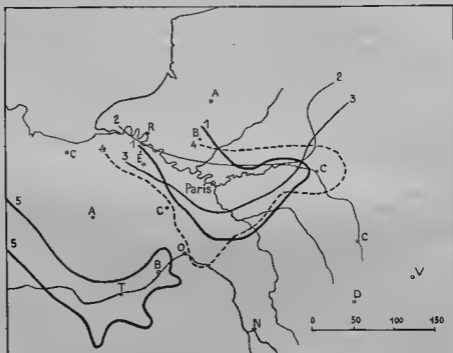


Fig. 3. — Limites approximatives de quelques transgressions tertiaires d'après les travaux de R. SOYER, H. ALIMEN, G. F. DOLLFUS plus ou moins modifiés.
1, Montien ; 2, Thanétien ; 3, Lutétien ; 4, Stampien ; 5, Vindobonien.

Les transgressions viendront du N et du NW, dues à des mouvements épirogéniques négatifs, et sur le front, leur avancée sera très sensiblement limitée par des rides subordonnées aux directions tectoniques hercyniennes ⁽¹⁾. Ces mers, essentiellement épicontinentales ont été beaucoup moins profondes que celles du Jurassique et du Crétacé et elles ont laissé des sédiments très néritiques, souvent même littoraux.

⁽¹⁾ R. ABRARD. — La limite méridionale des transgressions éocènes dans le Bassin de Paris. *C. R. Ac. Sc.*, t. 216, p. 350-351, 1943.

La dépression centrale a manifesté une assez grande instabilité du fond, avec une alternance de mouvements positifs et négatifs, à vrai dire d'assez peu d'ampleur et qui ont amené une alternance de transgressions et de régressions marines. Les régressions ont en général été suivies de l'installation d'un régime lagunaire ou lacustre que submergeait la transgression suivante. Il y a eu ainsi plusieurs petits cycles sédimentaires.

Pendant l'exondation qui a porté sur le Maestrichtien et le Danien tout au moins inférieur et moyen, la craie blanche exposée aux agents atmosphériques a été, sauf à l'E, décalcifiée et transformée sur place en argile à silex qui a fourni les éléments à divers poudingues de transgression.

Le premier-retour de la mer s'est effectué au Montien et peut-être même en quelques points (Vigny, Montainville, etc...) au Danien tout-à-fait supérieur, cet étage pouvant d'ailleurs être considéré comme formant le passage au Tertiaire. La mer du Calcaire pisolithique, à faune nettement tertiaire malgré quelques relictés crétacées a paru pendant longtemps ne s'être avancée que dans des fjords ou des sillons étroits, mais R. SOYER (1) a montré qu'il n'en était rien, et pour lui, elle a recouvert l'ensemble de la région parisienne, venant du NW, ses limites passant au S de Nemours, à l'E de Vertus et d'Epernay et au N de Château-Thierry (2).

La mer thanétienne, à sédimentation arénacée, ne paraît pas avoir dépassé Luzarches et Dormans.

Dans le Sparnacien, ensemble de formations lagunaires et continentales, il convient de faire une discrimination entre les lagunes, dépendant de la dépression centrale, et les formations détritiques et torrentielles, en très grande partie fluviales qui se sont étalées du S vers le N. Les premières ne se sont guère étendues au delà des limites du domaine recouvert par la mer au Lutétien. Les autres, quelquefois parties des abords du Massif Central, ainsi qu'en témoignent les lambeaux conservés sur le Jurassique en bordure du Morvan, se sont déversées vers les lagunes. Il s'agit donc de s'entendre lorsqu'on parle de la très grande extension du Sparnacien.

A son retour au Cuisien, la mer a envahi les lagunes sparnaciennes, ce qui a provoqué un mélange de faunes sur lequel on ne s'est pas privé d'épiloguer. Elle n'a guère dépassé Saint-Denis, vers le S, ne recouvrant par conséquent pas la totalité des lagunes, ce qui a parfois, bien à tort, fait parler du caractère régressif du Cuisien, qui est au contraire essentiellement transgressif.

Après un retrait momentané pendant lequel se dépose l'argile de Laon, la mer revient progressivement au Lutétien, chacune des zones étant transgressive par rapport à la précédente ; au Lutétien supérieur, elle atteint Evreux, le N d'Etampes, les abords d'Epernay

(1) R. SOYER. — Recherches sur l'extension du Montien dans le Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 213, t. 44, 1943.

(2) L'hypothèse d'un hard ground entre la craie de Meudon et le Calcaire pisolithique, émise par F. ELLENBERGER ne résiste pas à l'examen.

et de Reims. A la sédimentation arénacée siliceuse du Thanétien et du Cuisien, fait suite une sédimentation calcaire. En s'étalant, la mer perd rapidement de la profondeur, et le fond s'exhaussant, un régime lagunaire et laguno-lacustre se développe dans l'ensemble du Bassin de Paris. On peut considérer qu'à ce moment, en divers points, des îles couvertes d'une végétation de Palmiers, Lauriers et autres essences de climat chaud, étaient séparées par des chenaux relativement étroits. De grands lacs (Provins, Morancez) ont occupé la périphérie, probablement dès le Lutétien inférieur ou moyen.

Le Bartonien inférieur est marqué par un retour de la mer qui, si l'on en juge par les faciès de charriage et les ravinements, a dû être assez brusque. Il ramène une sédimentation arénacée quartzreuse, passant vers l'E à des calcaires. Après l'épisode lacustre très étendu, pendant lequel se dépose le calcaire de Saint-Ouen, la mer revient dans un secteur assez localisé (Vexin, Parisis), déposant les sables de Marines ou sables infragypseux.

Le Bartonien supérieur est caractérisé par une incursion marine brève mais très étendue ; les limites atteintes au cours des autres périodes éocènes sont dépassées ; la mer des calcaires et marnes à *Pholadomya ludensis* a atteint Houdan et Montereau et s'est avancée bien au delà d'Épernay et de Reims. Très rapidement la mer se retire et il s'établit un régime comportant au S le grand lac du calcaire de Champigny et au N des lagunes dans lesquelles s'est formé le gypse et qui de temps à autre subissaient de très courtes invasions marines. Il se peut d'ailleurs fort bien, ainsi que l'a pensé Ch. FINATON (1) que le gypse soit d'origine continentale.

Oligocène. — Le début de l'Oligocène trouve le Bassin de Paris en plein régime lagunaire, ce qui rend difficile sa délimitation vers la base. C'est le Sannoisien inférieur des marnes supragypseuses auxquelles un régime lacustre fera suite (calcaire de Brie) ; mais déjà le retour de la mer s'annonce par le calcaire de Sannois, à faune marine, qui très localement remplace latéralement le calcaire de Brie.

Le Stampien voit le réenvahissement de la région parisienne, en une transgression qui amènera la mer très notablement au delà des limites atteintes pendant l'Éocène, jusqu'aux abords de Montargis au S, jusqu'entre Vitry-le-François et Bar-le-Duc à l'E. Le contour est sensiblement différent de celui des mers éocènes, le rivage N s'établissant d'après Mlle H. ALIMEN suivant une ligne passant au S de Compiègne, de Soissons et de Reims.

Des données nouvelles conduisent à considérer que l'extension du Stampien dans le Bassin de Paris a été en réalité beaucoup plus importante. Ce sont l'attribution à cette formation des calcaires à *Archiacina* d'Auverse et de Noyant-sous-le-Lude en Anjou, peut-être dépendance du golfe de Rennes, et la rencontre d'un grès renfermant

(1) Ch. FINATON. — Les dépôts lagunaires et le gypse du bassin parisien. *Rev. Géogr. phys. et de Géol. dynamique*, vol. VII, fasc. 4, 1934.

le même Foraminifère, dans un forage à Darvoy à l'ESE d'Orléans (1), sur la rive gauche de la Loire.

La sédimentation est essentiellement arénacée siliceuse. Après le retrait de la mer stampienne, il semble s'être établi un régime dunaire avec dépressions lacustres semblables aux bahrs actuels de la région du Tchad.

A l'Oligocène supérieur, un grand lac s'étendant loin vers le S, et plusieurs petits lacs vers le N, occupent une importante partie de la région parisienne et orléanaise. Les meulière de Beauce et le calcaire de Beauce inférieur s'y sont déposés.

Miocène. — Le lac de Beauce se maintient pendant l'Aquitanién, à peu près sur l'emplacement de celui de l'Oligocène supérieur, cependant plus étendu vers le S et moins vers le N. Dans cette dernière direction, il se peut d'ailleurs que l'érosion ait fait disparaître une partie des dépôts.

Puis, le lac s'assèche, le calcaire lacustre est corrodé par les agents atmosphériques ; mais bientôt, dans la région orléanaise, les sables fluviaux burdigaliens s'étalent à sa surface dont ils nivellent les inégalités.

Un peu plus tard, la formation fluviale boueuse des sables et argiles de la Sologne, descendant du Massif Central s'étale sur la Sologne et s'écoule vers le N, laissant des lambeaux jusque dans la Basse-Seine. Plus à l'W, des dépôts analogues, peut-être pour partie un peu plus récents, provenant aussi du Massif Central, recouvrent de grandes surfaces dans l'Indre et vers le seuil du Poitou.

La transgression stampienne est la dernière invasion marine subie par le Centre du Bassin de Paris. Celui-ci va néanmoins connaître encore une submersion, celle de la mer des faluns, qui se produira par la voie indirecte et inhabituelle du Massif armoricain, et très partielle ne concernera qu'une région que les mers nummulitiques n'avaient pas atteinte.

Au Vindobonien, en effet, par suite d'un abaissement des plis entre Dinan et Dol, la mer s'avance, d'abord perpendiculairement aux axes jusqu'au delà de Rennes, puis s'infléchit vers le SE suivant une direction armoricaine hercynienne, jusque sur l'emplacement de la vallée de la Loire, s'avancant jusqu'au delà de Blois, des digitations étant poussées vers le S, où la plus méridionale atteint les environs de Mirebeau. Ainsi a été envahie une dépression de la topographie du Miocène inférieur, invasion qui d'après C. PASSERAT a interrompu un cycle d'érosion qui l'avait précédée. Dans le golfe des faluns se sont déposées des formations très littorales.

La mer vindobonienne, puis celle du Miocène supérieur ont coupé le Cotentin à sa base ; mais cette région, atteinte également par la mer pliocène, bien que se situant à la limite NW du Bassin de Paris, dépend plutôt du Massif armoricain.

(1) Voir *C. R. som. S. G. F.*, p. 11-12, 1950.

Avec le retrait de la mer des faluns se termine l'histoire paléogéographique du Bassin de Paris désormais définitivement exondé, histoire dont les traits principaux sont deux grands cycles, l'un jurassique, l'autre crétacé, puis une série de petits cycles nummulitiques suivis d'une brève incursion au Miocène moyen.

Les changements qui se sont produits ultérieurement pendant le Miocène supérieur, le Pliocène et le Quaternaire, et qui ont donné au Bassin de Paris sa physionomie actuelle, sont du domaine de la Géomorphogénie. Ils sont dûs surtout à l'érosion, à l'altération des roches conduisant à des formations éluviales, aux ravinements et remblaiements, au creusement des vallées ensuite plus ou moins remblayées par les alluvions, à la formation et au dépôt du limon des plateaux. Ces différentes manifestations et leur intensité, ont très fréquemment dépendu de déformations du sol, ondulations, soulèvements, gauchissements, parfois peu importants.

Un des faits les plus intéressants est la capture de la Loire par le golfe des faluns, et ultérieurement, celle de ses affluents par les cours d'eau tributaires du bassin de la Seine, d'où il résulte que, si l'on excepte des ruisseaux, la Loire n'a pas d'affluents sur sa rive droite entre Nevers et Angers (1). DOLLFUS s'appuyant sur ce que la Loire vers Briare coule à une altitude bien supérieure à celle du Loing à Châtillon-Coligny et Montargis, en conclut que si l'anticlinal qui les sépare avait été franchi, rien n'aurait empêché le déversement de la Loire vers la Seine par Montargis.

(1) P. LEMOINE. — Bassin de Paris, p. 337-338 ; G. F. DOLLFUS. — Essai d'une histoire géologique de la Seine et de la Loire. *Soc. Géol. France*, Livre jubilaire, t. I, p. 235-255, 1930.

CHAPITRE II.

LES RELATIONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES.

Le Bassin de Paris, délimité par une ceinture de massifs anciens entre lesquels des seuils ou détroits permettent des communications avec les bassins sédimentaires voisins, apparaît comme bien individualisé. Nous avons insisté sur le fait qu'il ne fallait voir là qu'un stade momentané de son évolution, résultant en dernière analyse de l'action de l'érosion sur le relief consécutif aux grands mouvements orogéniques tertiaires et à leur contre-coup. Des abrasions antérieures, pendant les émergences du Jurassique supérieur au Crétacé et du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur avaient déjà fortement contribué à façonner le Bassin de Paris, et notamment avaient interrompu vers l'E la continuité des assises du Jurassique inférieur avec celles de la région germanique. Les effets de l'érosion post-miocène se sont superposés à ceux acquis pendant des périodes d'une orogénèse adoucie, mais qui avait cependant provoqué sur la périphérie des relèvements qui ont contribué d'une manière décisive à individualiser le Bassin de Paris, notamment vers l'E, et à préparer la dépression centrale dans laquelle se sont avancées les mers éocènes.

Les massifs hercyniens qui entourent le Bassin de Paris n'ont pas été toujours exondés. Certains ne l'ont été — en laissant de côté leur histoire paléozoïque — qu'assez récemment. D'autres ont connu des alternatives d'émergence et de submersion. Vers le N, l'axe de l'Artois qui n'apparaît plus, masqué par des terrains crétacés a constitué pendant longtemps une barrière très nette prolongeant l'Ardenne.

De même, les détroits et seuils qui apparaissent actuellement sur une carte géologique ont eu une histoire très mouvementée. Plusieurs d'entre eux, très anciens, ont été tantôt ouverts, tantôt fermés, tels que par exemple la trouée de la Manche et le détroit du Poitou. D'autres, comme le détroit Morvano-Vosgien se sont formés assez tard.

Il y a eu également des chenaux qui n'apparaissent plus actuellement et qui paraissent n'avoir été ouverts que pendant des périodes assez courtes et éloignées, comme le détroit du Luxembourg et le détroit franco-germain, maintenant très érodés.

L'histoire de ces détroits est assez difficile à rétablir. Les documents qui la concernent sont souvent sporadiques et imprécis et beaucoup d'entre eux peuvent être interprétés d'une manière contradictoire, ce qui explique de grandes divergences d'opinion. Nous

allons, dans les pages qui vont suivre indiquer les résultats qui nous paraissent soit acquis, soit les moins incertains.

Trouée de la Manche. — H. DOUVILLÉ a dès 1903 (1) désigné sous ce nom l'espace qui s'étend entre le Cotentin et le Devonshire-Cornouaille, et qui sépare aujourd'hui la Manche occidentale aux côtes hercyniennes de la Manche orientale aux rivages secondaires et tertiaires.

La Manche actuelle, mer essentiellement épicontinentale, et qu'un abaissement du niveau de la mer de 90 m. assècherait presque complètement, constitue dans le Bassin de Paris qui normalement s'étendait jusqu'en Angleterre sud-occidentale, une coupure tout-à-fait artificielle. Cette coupure, et l'ouverture du Pas-de-Calais sur la mer du Nord ne datent que du Quaternaire récent. On peut dans une large mesure la comparer au bras de mer de direction perpendiculaire qui pendant le Bédoulien et le Gargasien a, au travers du Bassin de Paris exondé, fait communiquer les régions mésogéenne et jurassienne avec les mers septentrionales.

Pour comprendre le rôle de la trouée de la Manche, il faut faire abstraction de la Manche orientale actuelle et partir du Bassin de Paris avant le début du Lias, simple partie occidentale de la grande dépression hercynienne s'étendant jusqu'à la Bohême, par-dessus les Vosges-Forêt Noire non émergées. Cette partie occidentale de la dépression est complètement fermée, au S par le Massif Central soudé au SE du Massif armoricain, à l'W par un continent armoricain relié au Devonshire-Cornouaille, sur l'emplacement de la Manche occidentale, au N par le front hercynien Ardenne-axe de l'Artois-anticlinal du Weald, prolongé par le Dorsetshire et le Somersetshire jusqu'au N du massif ancien du Devonshire.

D'après L. DANGEARD (2), dès le Permien et le Trias, de grandes dépressions prêtes à être envahies par la mer, existaient sur l'emplacement de la Manche occidentale. D'autre part des dépressions analogues se retrouvent sur la bordure orientale des massifs anciens (Devon et Normandie), et on peut penser qu'elles étaient séparées par une crête des régions affaissées occidentales. L'abaissement de cette crête a permis à la mer venant de l'E d'atteindre la Manche occidentale, puis à la mer venant du domaine atlantique, de pénétrer dans le Bassin de Paris à diverses reprises.

L'étude des matériaux dragués par le « Pourquoi-Pas ? » qui d'abord a ramené surtout de nombreux silex crétacés (3), et ensuite des roches sédimentaires variées (2), confirme à peu près les conclusions tirées de la Stratigraphie et du mouvement des faunes.

(1) H. DOUVILLÉ. — Observations sur la trouée de la Manche. *B. S. G. F.*, (4), III, p. 652, 1903.

(2) L. DANGEARD. — Observations de Géologie sous-marines et d'Océanographie relatives à la Manche. *Ann. Inst. Océanogr.*, t. VI, fasc. 1, 1928.

(3) P. LEMOINE et R. ABRARD. — Contribution à l'étude géologique du fond de la Manche. *B. S. G. F.*, (4), XXII, p. 3-10, 1922.

Les calcaires hettangiens et lotharingiens sont d'après L. DAN-GEARD fréquents au S d'Eddystone et on peut donc faire remonter à l'Hettangien la première ouverture de la trouée de la Manche. Le passage a été forcé d'E en W et il s'est agi d'une avancée de la mer orientale sur le continent armoricain, partie du grand continent nord-atlantique. La trouée paraît être restée ouverte pendant tout le Lias dans des conditions analogues. La liaison avec les régions mésogéennes, réalisée par le détroit du Poitou et par le SE, pendant le Charmouthien, le Toarcien et l'Aalenien, ne paraît pas s'être également faite en contournant le Massif armoricain.

Il semble que pendant la plus grande partie du Jurassique moyen et supérieur, la trouée n'ait pas été franchie, la mer atteignant seulement la limite E de la Manche occidentale, les communications avec les contrées méridionales se faisant par les mêmes voies que précédemment. D'après A. DE LAPPARENT, il y aurait eu au Portlandien la première communication par la Manche, avec le Bassin aquitainien.

Après l'exondation qui, dans le Bassin de Paris, était terminée au début du Portlandien moyen, il faut attendre la transgression méso-crétacée pour voir se rouvrir le détroit de la Manche. Cette réouverture était probablement faite dès l'Albien supérieur et fonctionnait très largement au Cénomannien inférieur. Au contraire de ce qui s'est passé pendant le Lias, la trouée est franchie d'W en E amenant dans le Bassin de Paris des organismes mésogéens du Bassin d'Aquitaine, ainsi qu'en témoigne le lambeau à Orbitolines du Cotentin. Celui-ci démontre aussi que la trouée était plus largement ouverte qu'aujourd'hui, ou tout au moins que le N de la presqu'île était isolé en totalité ou en partie par un bras de mer ou par un golfe.

Des conditions à peu près identiques se sont maintenues pendant le Turonien, de même que pendant le Crétacé supérieur. La craie à Baculites du Cotentin est un jalon sur la route suivie par les Orbitolides et les Rudistes de Maestricht, qui n'ont pu passer par un détroit du Poitou fermé et un Bassin de Paris émergé depuis le Campanien supérieur. La Manche a donc été émergée plus tard que le reste du Bassin de Paris.

L'exondation avant le retour des mers éocènes a cependant été assez longue pour que, ainsi que l'a indiqué L. DANGEARD, il se produise sur l'emplacement de la Manche une dénudation et une décalcification de la craie, avec formation d'argile à silex d'où proviennent les nombreux silex peu roulés remontés par les dragages.

Aucun document concernant le Montien ne permet de dire si la trouée s'est ouverte à nouveau dès la base de l'Éocène ; il en a cependant peut-être été ainsi, la faune montienne ayant un caractère nettement méridional. Rien non plus au sujet du Thanétien ; bien que moins prononcé qu'on ne l'a cru pendant longtemps, le cachet septentrional de la faune des sables de Bracheux, et le manque total d'affinités avec celle des couches que l'on attribue à cet étage dans les Pyrénées, rendent assez vraisemblable une fermeture de la trouée.

A l'Yprésien au contraire, la réouverture est certaine et la trouée de la Manche est la voie de pénétration des Nummulites dans le Bassin

anglo-franco-belge ; les lambeaux et vestiges côtiers de l'embouchure de la Gironde et de la Bretagne méridionale attestent la liaison directe de la mer du bassin aquitain avec celle des bassins septentrionaux.

Au Lutétien, les rapports avec l'Aquitaine par le tour du Massif armoricain sont tout aussi évidents, et les échantillons dragués, ainsi que ceux recueillis sur les plages, notamment les *Nummulites laevigatus* de Saint-Aubin-sur-Mer et de Wimereux, sont des preuves directes du passage de la mer lutétienne. D'après L. DANGEARD, la mer lutétienne a entouré complètement les îles anglo-normandes, ce qui montre l'ancienneté du golfe normano-breton.

Les lambeaux lutétiens du Cotentin ont été en général considérés comme s'étant déposés dans un golfe ouvert vers l'E. Cependant, il se peut que, ainsi que l'a pensé A. BIGOT, il s'agisse en réalité d'une digitation du golfe normano-breton, la mer s'étant avancée de l'W vers l'E, en franchissant le seuil de la région basse de Lessay et de la Haye-du-Puits. Il y a même peut-être eu liaison directe avec le Bassin de Paris et isolement du Cotentin par un bras de mer.

Les relations avec les régions méridionales se sont poursuivies pendant le Bartonien et ont été interrompues lors de l'établissement d'un régime lagunaire.

L'Oligocène moyen a dû voir le rétablissement d'un bras de mer réunissant le Bassin de Paris à l'Aquitaine, le Stampien renfermant dans le premier des espèces méridionales indiscutables, et le genre *Archiacina*, Foraminifère du Bassin de Rennes. L'idée d'une communication directe entre celui-ci et le Bassin de Paris ne pouvant être actuellement soutenue (1), la Manche reste la seule voie par laquelle cet organisme a pu être amené du golfe breton ouvert sur l'Atlantique, ou plutôt sur la partie N de la Mésogée élargie occupant une partie du domaine atlantique actuel.

Après une longue émerision, la mer vindobonienne, venant de l'Atlantique, a de nouveau envahi une partie de la Manche occidentale et notamment le golfe normano-breton. L'abaissement d'axe entre Dinan et Dol a permis son incursion dans le SW du Bassin de Paris. Elle a de même envahi la dépression du S du Cotentin pour s'avancer vers Carentan, qui a été dépassé, en un golfe étroit n'empiétant que très peu sur la Manche orientale actuelle, et obligatoirement fermé vers l'E puisque le Bassin de Paris était émergé.

Ce golfe paraît avoir également été occupé par les mers redonnienne et plaisancienne. Rappelons qu'en ce qui concerne celles-ci, A. DE LAPPARENT a pensé qu'elles avaient constitué un bras de mer pénétrant dans la Manche orientale par la trouée et se rabattant sur la côte orientale du Cotentin. Il semble plutôt que la même dépression a persisté jusqu'au Pliocène.

C'est seulement au Quaternaire récent que la Manche orientale, émergée depuis la régression du Stampien supérieur, a été de nouveau

(1) Cependant, si de nouveaux gisements à *Archiacina* étaient découverts entre ceux de l'Anjou et ceux de l'Île-de-France et de l'Orléanais, la question devrait être reconsidérée.

envahie par la mer, et que s'est ouvert le détroit du Pas-de-Calais. Il y a eu pendant le Quaternaire de nombreuses oscillations du niveau de la mer ; les plus anciennes formations sont les plages soulevées monastiriennes du littoral de la Basse-Normandie. On observe aussi des vallées sous-marines et des tourbes submergées.

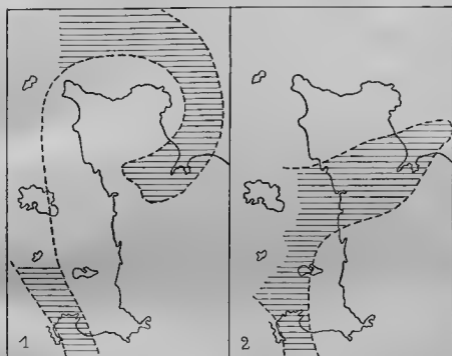


Fig. 4. — Les deux conceptions relatives au golfe miocène du Cotentin.

1, A. de LAPPARENT ; 2, G. F. DOLLFUS.

Axe de l'Artois. Anticlinal du Weald. — La limite nord-occidentale du Bassin de Paris qui est au point de vue géographique la coupure de la Manche, est ainsi que nous l'avons vu absolument artificielle. En effet, géologiquement parlant, le Bassin parisien s'étend jusqu'à l'anticlinal du Weald et comprend une petite partie du S de l'Angleterre.

Cette délimitation est tout-à-fait rationnelle, l'axe de l'Artois et l'anticlinal du Weald s'étant très sensiblement formés au-dessus de la ride frontale hercynienne faisant suite à l'Ardenne. En France, ce pli hercynien a pendant très longtemps constitué une barrière, qui sauf dans le Boulonnais, n'a été franchie qu'au Cénomaniens, et qui a donc été la limite réelle du Bassin de Paris pendant une grande partie de son histoire. Les terrains paléozoïques qui le constituent réapparaissent dans le bombement du Boulonnais.

Dans son prolongement en Angleterre, le pli frontal hercynien a été au contraire très rapidement ennoyé, il a été franchi très largement dès le Lias inférieur, et toutes les mers du Jurassique et du Crétacé l'ont submergé sur la presque totalité de son étendue, établissant une continuité entre le Bassin de Paris et le centre et l'W de l'Angleterre. A l'Éocène seulement, l'anticlinal du Weald, émergé a formé une séparation entre le Bassin du Hampshire et celui de Londres, ce qui explique les différences très sensibles qui se manifestent entre les deux régions, principalement dans les séries yprésienne et lutétienne. Vers l'W, le pli ancien réapparaît dans les Mendip Hills puis s'ennoie à nouveau sous le canal de Bristol, la jonction avec le Devon étant ainsi masquée. Là est la vraie limite NW du Bassin de Paris.

Revenons maintenant à notre territoire. L'axe de l'Artois proprement dit, n'a pas été franchi par les mers jurassiques, mais dans le Boulonnais qui lui fait suite, un abaissement des plis s'est produit qui a permis à la transgression charmoithienne de l'effleurer amorçant un golfe qui s'est étendu à peu de distance à l'E de la côte actuelle. Le Lias y a été rencontré dans les forages de Framzelle, de Pas-de-Gay, de Wirwignes (1), l'axe étant ainsi traversé et le rivage remontant ensuite vers le N.

La transgression bathonienne accuse le golfe du Boulonnais qui atteint son maximum d'extension vers l'E. Il y a lieu de noter que ce déplacement vers l'E de la ligne orientale du franchissement de la ride frontale hercynienne, paraît compensé par une légère régression de la ligne occidentale dans le Somerset, de même que par un retrait de la mer qui, pendant le Lias s'était avancée dans la Manche occidentale par la trouée.

Le Kimeridgien et le Portlandien sont, dans le Boulonnais, en régression par rapport au Bathonien vis-à-vis duquel les autres étages du Jurassique moyen et supérieur sont aussi en retrait.

Au Crétacé inférieur, l'Aptien a constitué un bras de mer qui a traversé le prolongement de l'axe de l'Artois sur l'emplacement du Boulonnais, en le débordant assez notablement surtout au Gargasien. Une liaison entre les mers du S et celles du N a ainsi été réalisée.

La transgression albienne a également franchi l'axe s'étendant un peu à l'E du Boulonnais et submergeant entièrement vers l'W l'anticlinal du Weald, ou plutôt la ride au-dessus de laquelle il s'est formé.

Il faut attendre la grande transgression cénomaniennne pour voir l'axe paléozoïque de l'Artois entièrement recouvert et dépassé, la submersion atteignant même totalement l'Ardenne également abaissée par un mouvement épirogénique négatif. Le tourtia cénomanienn surmonte directement le Carbonifère du bassin houiller du Nord.

La liaison est désormais largement établie avec les mers septentrionales, et vers le N, la limite du Bassin de Paris est oblitérée. Ces conditions vont se maintenir pendant le Turonien et le Crétacé supé-

(1) P. PAVOUST. — Sur l'existence du Lias en profondeur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLVII, p. 32-49, 1922.

rieur. Il est peu probable que la submersion de l'Ardenne se soit entièrement maintenue comme au Cénomaniens, ainsi qu'un certain nombre d'auteurs l'ont pensé. Il est plus vraisemblable qu'un mouvement positif a dès le Turonien surélevé à nouveau le Massif ardennais et que seule sa partie occidentale est restée sous les eaux.

Les renseignements font défaut en ce qui concerne le Montien, mais dès le Thanétien, la mer venant du N a franchi l'axe de l'Artois et s'est avancée vers le centre du Bassin de Paris qui est devenu ainsi un golfe d'un Bassin anglo-franco-belge, condition qui s'est maintenue pendant l'Éocène et l'Oligocène.

Au contraire, de son prolongement vers le NW, l'anticlinal du Weald, qui est ainsi que nous l'avons dit, émergé, l'axe de l'Artois complètement abaissé ne délimite plus le Bassin de Paris vers le N. Une partie plus ou moins importante suivant les étages, de l'Ardenne occidentale et nord-occidentale s'est également affaissée et a été recouverte par les mers nummulitiques, ainsi qu'en témoignent les vestiges que l'on y rencontre. Rappelons que, tout au moins dès le Cuisien s'était, en deçà de l'emplacement de la ride frontale hercynienne, établie par la trouée de la Manche une communication avec le Bassin d'Aquitaine.

Après la régression du Stampien supérieur a commencé le relèvement de la Picardie et celui de l'axe de l'Artois, qui paraît s'être prolongé jusque pendant le Pliocène si l'on en juge par l'altitude à laquelle ont été portées les formations les plus récentes.

Détroit du Luxembourg. — Le « golfe du Luxembourg » ne présente qu'une apparence actuelle après disparition d'un certain nombre d'assises. Il correspond au débouché méridional d'un détroit qui au Trias existait entre l'Ardenne et l'Éifel et faisait communiquer la Lorraine avec les régions situées au N des deux massifs anciens. Ce détroit est encore jalonné par des lambeaux de Trias inférieur et son ouverture septentrionale est marquée par l'important lambeau triasique qui s'observe entre Düren et Euskirchen. Le Trias s'est d'ailleurs étendu assez largement dans les dépressions de l'Ardenne, laissant notamment des lambeaux dans la région de Malmédy et de Stavelot.

On admet généralement que le détroit était encore ouvert pendant le Rhétien, mais les faciès très littoraux de l'Hettangien conduisent à considérer que dès ce moment le chenal était fermé et seul subsistait le golfe. A. BONTE a d'ailleurs noté que la transgression des mers du Lias sur l'Ardenne à l'W, au N d'Hirson avait eu pour corollaire vers l'E une régression dans le golfe du Luxembourg, ceci étant net dès le Sinémurien supérieur.

Surrection des Vosges. — Nous savons qu'après leur surrection comme massif hercynien, les Vosges étaient probablement de nouveau sous les eaux au Trias inférieur, et certainement au Trias moyen et supérieur. La partie orientale du Bassin de Paris, seule submergée puis recouverte de lagunes étendues et continues n'était alors que la partie occidentale de la cuvette germanique.

La présence d'Insectes dans le Rhétien inférieur du Jura argovien a été interprétée par A. DE LAPPARENT comme une preuve de l'émersion au moins partielle du massif Vosges-Forêt Noire, aucune terre ne paraissant pouvoir se trouver vers le S occupé par le géosynclinal alpin. Cet argument paraît assez peu convaincant si l'on se rappelle que tout permet d'admettre l'existence d'une chaîne vindélicienne, barrière émergée séparant précisément la dépression germanique du géosynclinal, et dont tout au moins d'importants vestiges ont dû persister pendant le Rhétien.

Nous pensons donc que depuis le Trias inférieur jusqu'à une époque plus ou moins avancée du Jurassique, le massif Vosges-Forêt Noire est resté sous les eaux. De sa surrection date le premier pas vers l'individualisation du Bassin de Paris, et l'existence d'un détroit franco-germain au N et Morvano-Vosgien au S. Il convient d'ailleurs de constater que le terme de détroit a été détourné de son sens, et que les Vosges-Forêt Noire bien qu'agrandies à l'affleurement par l'érosion, par rapport à ce qu'elles ont été au Jurassique sont beaucoup moins étendues que le détroit Morvano-Vosgien n'est large, et qu'elles ont d'abord plutôt fait figure d'une île entre le Massif Central et l'Ardenne-Eifel-Hunsrück.

Des géologues allemands, en se basant sur la présence d'un lambeau de Jurassique comprenant du Callovien, de l'Oxfordien et de l'Argovien de faciès bâlois et argovien, dans un compartiment effondré sur la rive droite du Rhin en amont de Fribourg-en-Brigau, ont autrefois émis l'idée que les Vosges et la Forêt Noire étaient restées immergées jusque vers le sommet du Jurassique supérieur. Mais, les dépôts en question ont très bien pu se former dans un golfe ouvert vers le S, occupant une dépression qui devait plus tard s'effondrer en séparant les deux massifs.

Bien qu'aucune preuve décisive ne puisse en être fournie, il semble que l'on peut admettre avec A. DE LAPPARENT que la surrection s'est produite au Bathonien, les faciès oolithe milière du Bassin de Paris contrastant avec le faciès souabe de la région sous-vosgienne. L'épaisseur des assises qui diminue d'E en W pendant le Lias, et qui dans la même direction augmente au Bathonien, montrant un déplacement vers l'W du centre du bassin, corrobore cette opinion ⁽¹⁾.

L'émersion paraît certaine dès le Lusitanien inférieur, les récifs coralliens ayant le caractère de récifs frangents et non d'atolls isolés ; des Végétaux terrestres ont d'ailleurs été recueillis dans des couches qui leur sont subordonnées. Elle s'est maintenue jusqu'à l'exondation générale du Bassin de Paris au Portlandien.

La question qui se pose est de savoir s'il n'y a pas eu une submersion, tout au moins partielle des Vosges et de la Forêt Noire pendant le Callovien et l'Oxfordien. En effet, les faciès en grande partie argileux, beaucoup plus profonds que ceux du Bathonien et du Lusitanien, de même que la diminution d'épaisseur des assises vers le

(1) R. ABRARD. — Sur la formation du détroit Morvano-Vosgien. *C. R. Ac. Sc.*, t. 222, p. 967-969, 1946.

SW, cadrent mal avec la proximité d'une terre émergée vers l'E. On les voit de fait devenir nettement plus littoraux en bordure de l'Ardenne indiscutablement émergée. Mais comme il faut tenir compte de ce que l'abrasion a été beaucoup plus prononcée vers l'E, il est bien difficile de conclure.

Aucun argument positif ne peut être invoqué pour ou contre la submersion des Vosges-Forêt Noire par les transgressions du Crétacé moyen et supérieur ; il est cependant probable qu'il n'y a pas eu communication directe avec les mers crétacées d'Allemagne et que ces massifs sont restés exondés.

Détroit franco-germain. — Dans son mémoire de 1908, H. JOLY (1) a figuré un détroit franco-germain s'étendant des Vosges à l'Ardenne en passant par le Hunsrück et supposant les Vosges émergées depuis le Coblentzien jusqu'au Dogger. Ces données demandent à être sérieusement révisées.

En ce qui concerne le point de vue géographique, le détroit franco-germain est compris entre les Vosges et le Hunsrück, tandis qu'entre celui-ci et l'Ardenne se trouve le débouché du détroit du Luxembourg devenu golfe dès l'Hettangien. Les coupes de JOLY comportent une articulation qui n'est pas indiquée, une ligne Vosges-Ardenne ne passant pas par le Hunsrück si on lui fait recouper le Bathonien-Bathonien.

D'autre part, les Vosges totalement submergées dès le Trias moyen ne paraissent avoir été exondées à nouveau qu'au Bathonien. A cette époque a réellement fonctionné un détroit franco-germain établissant des relations directes entre l'E du Bassin de Paris et l'Allemagne. Si l'on en juge par les faciès du Callovien et de l'Oxfordien et par les influences orientales très nettes qui s'y manifestent, des communications directes avec la Russie à travers l'Allemagne et la Pologne sont assez vraisemblables. Il est donc possible que le détroit franco-germain ait été ouvert jusqu'au sommet du Jurassique moyen, si même il n'y a pas eu submersion momentanée des Vosges-Forêt Noire ne constituant plus qu'un haut-fond.

La présence en Basse-Alsace d'un Callovien complet et de l'Oxfordien inférieur et moyen est un argument très fort en faveur de la première opinion et appuie aussi la deuxième, les faciès n'étant pas littoraux. L'Oxfordien inférieur est en effet formé des marnes à *Creniceras Rengeri*, faciès franco-suisse, tandis que l'Oxfordien moyen est marno-calcaro-glaizeux comme dans le N de la France (2). Ceci indique un secteur où prédominent tantôt des influences orientales, tantôt des influences occidentales. L'absence du Bathonien su-

(1) H. JOLY. — Le Jurassique de la bordure Nord-Est du Bassin de Paris. Voir pl. V.

(2) J. SCHIRARDIN. — Sur le Callovien de la bordure sous-vosgienne en Basse-Alsace. *C. R. Ac. Sc.*, t. 226, p. 415-416, 1948. — Sur l'existence de l'Oxfordien dans la zone des collines sous-vosgiennes de la Basse-Alsace. *Ibid.*, t. 227, p. 211-213, 1948.

périeur pourrait signifier une fermeture momentanée du détroit, mais il est possible qu'il soit un jour rencontré ou qu'il ait été détruit par érosion (1).

Il est par contre tout-à-fait certain que dès le Lusitanien inférieur le détroit était définitivement fermé et qu'une terre émergée continue s'étendait des Vosges méridionales jusqu'à l'Ardenne occidentale et au Boulonnais. A ce moment là seulement le détroit Morvano-Vosgien a commencé à mériter son nom.

Histoire post-hercynienne du Massif Central. — Avant d'aborder l'étude du détroit Morvano-Vosgien, il est nécessaire de dire quelques mots sur le comportement pendant les temps secondaires du Massif Central, qui, vers le SW à constitué sa limite.

A vrai dire, les documents précis sont assez peu nombreux, et s'il est sûr que ce massif a subi des alternatives de relèvement et d'abaissement, il est impossible de définir jusqu'où se sont avancées les mers transgressives. Parmi les dislocations subies par le massif, les plus importantes sont soit hercyniennes, soit dues au contre-coup de l'orogénèse alpine ; mais il en existe d'autres qui montrent qu'entre ces deux périodes le Massif n'est pas resté immobile.

La transgression triasique a laissé des vestiges sur le bord du massif, mais les transgressions liasiques se sont avancées beaucoup plus loin, en recouvrant la plus grande partie, mais probablement pas la totalité. Des témoins d'Hettangien et de Sinémurien subsistent sur le Morvan oriental qui a été complètement submergé. Cette immersion a dû se maintenir pendant le Bajocien, de même que pour le Charollais et le Beaujolais. Un simple coup d'œil sur une Carte géologique suffit pour constater que ces deux dernières régions peuvent être considérées comme un Morvan qui, moins relevé, a moins souffert de la dénudation et ne fait qu'émerger d'une couverture de Lias et de Jurassique inférieur qui plus au N a été complètement retirée par l'érosion.

Vers le Limousin au contraire, les faciès très littoraux du Lias moyen et supérieur au contact avec le substratum ancien, indiquent un rivage qui se tenait très près de la limite actuelle d'extension des terrains jurassiques inférieurs.

Un mouvement d'exhaussement s'est produit dès le Bathonien, mais là encore, les formations littorales ont été détruites vers l'E, tandis qu'au NW, les couches d'eau douce de Saint-Gaultier, et en bordure W et sur les Causses, les assises saunâtres, souvent avec lignites, témoignent de la proximité immédiate d'une terre émergée au Bathonien inférieur.

Des chaîlles et vestiges jurassiques d'âge imprécisé se rencontrent en divers points sur le Massif Central, notamment au Monastier,

(1) R. ABRARD. — L'exondation post-hercynienne des Vosges. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 471-474, 1947. — Le détroit franco-germain. *C. R. Ac. Sc.*, t. 225, p. 1014-1016, 1947. — Le Callovien inférieur en Basse-Alsace et le détroit franco-germain. *C. R. som. S. G. F.*, p. 181-182, 1948.

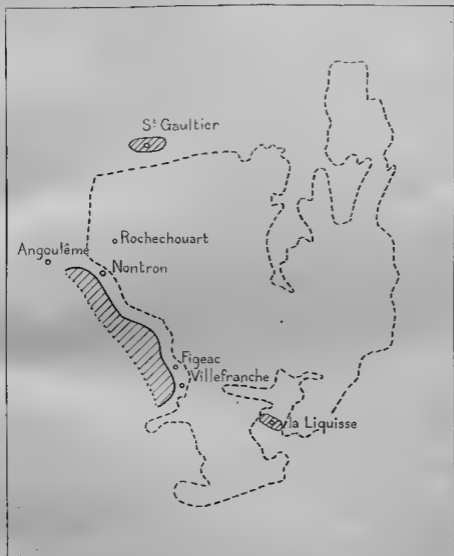


Fig. 5. — Schéma de la répartition des faciès saumâtres du Bathonien inférieur (en hachures) sur le pourtour du Massif Central. En trait interrompu, contour schématisé du Massif Central.

à l'Herm (Haute-Loire) et autour de Langogne (Lozère) (1). Le golfe des Causses, le détroit de Rodez sont les vestiges d'une couverture qui a dû s'étendre beaucoup plus loin et comporter du Jurassique supérieur. Nous verrons dans le chapitre suivant que le Portlandien du N du Bassin d'Aquitaine renferme des formes du Jura qui n'ont pas pénétré dans le Bassin de Paris et qui paraissent s'être propagées le long de la côte S d'un Massif Central fortement diminué.

Très peu de renseignements en ce qui concerne le Crétacé. Nous avons vu antérieurement que des vestiges de sables et grès albiens se rencontrent sur les roches anciennes dans le NW du Morvan, qui a peut-être été en grande partie recouvert, de même qu'au Cénomaniens.

Dans la partie SE du Massif Central, le recouvrement d'une importante partie du domaine hercynien découle forcément du fait que le Tithonique et le Crétacé inférieur de la dépression vocontienne, au contact par failles avec le Trias, ou près de ce contact, ont un faciès profond vaseux. Le rivage doit être recherché beaucoup plus loin vers le NW. Il y a eu continuité avec le Jurassique supérieur des Causses; le Berriasien étant probablement resté en retrait.

Détroit Morvano-Vosgien. — Le détroit Morvano-Vosgien est dans son apparence actuelle, parfaitement défini et délimité. Il est parfois désigné sous le nom de détroit de la Côte-d'Or, qui lui convenait évidemment mieux au début de son histoire lorsque le Morvan étant complètement submergé de même que le Charollais et le Beaujolais, il pouvait s'étendre jusque sur l'emplacement de la vallée de la Loire et peut-être même au delà vers la Limagne.

A travers le détroit, la continuité de la direction varisque est marquée par des failles, et la présence du substratum hercynien à une profondeur assez faible est indiquée par le jalon que constitue entre le Massif Central et les Vosges, le petit massif ancien de la Serre, qui flanque le Jura occidental.

De ce que nous avons été amené à dire pour la compréhension des paragraphes précédents, il résulte qu'après leur submersion au début du Trias, les Vosges n'ont été exondées à nouveau qu'au Bathonien inférieur. Il convient de noter en passant qu'il y a ainsi concordance avec un soulèvement du Massif Central, et que ces deux mouvements rentrent donc dans le cadre général d'un exhaussement des massifs hercyniens vers le début du Jurassique moyen.

Le Massif Vosges-Forêt Noire apparu au milieu d'une mer s'étendant de l'Ardenne et du Hunsrück au Massif Central y a constitué une île tant que le détroit franco-germain n'a pas été fermé, c'est-à-dire au moins pendant tout le Bathonien.

Il est très probable qu'au Bathonien supérieur le Morvan est en-

(1) G. FABRE. — Extension des terrains jurassiques sur les hauts plateaux du département de la Lozère, entre Mende et Langogne. *B. S. G. F.*, (2), XXIX, p. 425-427, 1872. — Sur les preuves de la submersion du Mont-Lozère à l'époque jurassique. *Ibid.*, (3), I, p. 306-325, 1873.

core entièrement sous les eaux, de même que le Charollais et le Beaujolais. Le détroit Morvano-Vosgien dont se forme la première ébauche est donc beaucoup plus large que dans sa figuration actuelle. Rien ne permet de savoir si le petit massif de la Serre était déjà émergé, ou si au contraire son apparition au travers des terrains secondaires est récente et liée seulement à Porogénèse du Tertiaire supérieur.

Nous avons dit plus haut qu'il se pouvait que les Vosges aient été immergées pendant le Callovien et l'Oxfordien, périodes pendant lesquelles le détroit, si détroit il y avait est resté très largement ouvert, assurant des communications très faciles avec le Jura et la région rhodanienne.

Dès le début du Lusitanien, à l'Argovien inférieur un changement important se produit dans les relations du Bassin de Paris avec les mers orientales. Non seulement les Vosges sont exondées, mais le détroit franco-germain est fermé et une terre continue s'étend des Vosges méridionales au Boulonnais. D'autre part, sans que l'on puisse trouver des arguments plus positifs que les faciès sur ses bordures, il semble que l'on peut admettre que le Massif Central était beaucoup moins largement recouvert par la mer que pendant le Bathonien, bien qu'il y ait eu transgression par rapport au Callovo-Oxfordien. Entre parenthèses, cette régression des deux étages supérieurs du Jurassique moyen sur le NE du Massif Central s'accorde assez bien avec une transgression sur les Vosges-Forêt Noire.

Au Lusitanien donc, entre une terre étendue au N et un Massif Central comprenant le Morvan émergé au S, le détroit Morvano-Vosgien s'est acensé et précisé. Pendant tout l'étage, les relations et les échanges sont très faciles avec le Jura et le Bassin du Rhône, et lorsque les faciès le permettent des Ammonites méridionales remontent jusque'en Lorraine et se montrent nombreuses dans les calcaires de Creüe, très proches des types vaseux du sillon de l'Europe centrale. Au débouché du détroit il y a pratiquement interruption des récifs coralliens.

La communication s'effectue encore très largement pendant le Kimeridgien et le Portlandien inférieur, mais dès le sommet de celui-ci, la mer se retire du Bassin de Paris, d'une part vers le N, et d'autre part vers le SE par le détroit Morvano-Vosgien, tandis que des lagunes purbeckiennes commencent à s'établir dans le Jura. Plus au S, dans la dépression vocontienne se maintient une mer relativement profonde dans laquelle se déposent les faciès vaseux du Tithonique qui, par le Berriasien se poursuivront, avec passage insensible, dans le Crétacé inférieur.

Lorsque après l'exondation totale du Bononien supérieur, se manifestent les premières tentatives de reprise de possession par la mer des territoires abandonnés, c'est par le détroit Morvano-Vosgien que se produiront les premières et timides transgressions dans le Bassin de Paris. La mer vient du Jura ainsi qu'en témoignent la faune de petits lambeaux conservés dans le détroit, et la présence d'espèces jurassiennes très caractéristiques dans les dépôts les plus inférieurs du Crétacé de l'Aube et de l'Yonne. A l'Aptien, un bras de mer venu du

S par le détroit fait, au travers du Bassin de Paris, sa jonction avec un autre bras de mer venu du N, et ainsi s'établissent des relations directes entre la Mésogée et les régions septentrionales.

Puis viennent les transgressions albiennes et cénomaniennes ; la mer en régression dans les géosynclinaux envahit les zones épicontinentales et recouvre au Céno-manien supérieur la totalité du Bassin parisien, dépassant de beaucoup vers le N et l'W les limites des transgressions jurassiques les plus importantes. Le détroit Morvano-Vosgien a été une des voies largement ouvertes, sinon même la principale voie de ces transgressions mésocrétacées.

Bien que les vestiges du Crétacé supérieur soient peu nombreux aux abords du détroit Morvano-Vosgien, il n'est pas douteux qu'il est resté ouvert pendant le Sénonien, jusqu'au Campanien supérieur, moment auquel le Bassin de Paris a été émergé. Des communications ont ainsi été maintenues avec les régions méridionales et avec l'Europe centrale et orientale.

Au débouché du détroit, les faciès argileux dominent de beaucoup dans l'Albien et le Céno-manien inférieur, au détriment des faciès arénacés très développés en regard du Massif Central. Il est probable qu'au Crétacé supérieur, les faciès se modifiaient vers le SE, mais le recul de la cuesta ne permet pas de le constater. Il devait d'ailleurs y avoir passage à des formations plus néritiques que la Craie blanche.

Détroit du Poitou. — Trait d'union tout-à-fait classique entre le Bassin de Paris et le Bassin d'Aquitaine, le détroit ou seuil du Poitou est de formation très ancienne, et son histoire peut se suivre depuis le Lias inférieur. Beaucoup plus que le détroit Morvano-Vosgien, il correspond à une Paléogéographie qui s'est maintenue pendant la plus grande partie du Jurassique et du Crétacé.

Actuellement très bien délimité, le détroit du Poitou résulte d'un ennoyage des plis hercyniens entre la Vendée paléozoïque et le Limousin. La direction armoricaine y voit sa continuité soulignée par de grandes failles qui le traversent entièrement et qui sont dues à la remise en jeu pendant le Tertiaire, du canevas hercynien, et la présence à une faible profondeur du substratum ancien y est indiquée par des pointements tels que ceux du granite de Melle et des schistes briovériens des environs de Saint-Maixent, qui apparaissent au travers du Lias.

Si le Massif armoricain au N de la Loire a été assez stable, les mers jurassiques et crétacées ne paraissent pas, d'après les faciès littoraux et sublittoraux de bordure, s'être avancées beaucoup plus loin vers l'W que la limite actuelle des affleurements, il n'en a pas été de même de la Vendée qui, tout au moins au Lias moyen et supérieur, a été à peu près complètement submergée. Par la suite, le rivage occidental du détroit s'est établi assez près du contact actuel avec les terrains hercyniens.

Le rivage oriental paraît avoir été assez voisin de sa configuration actuelle, les assises sédimentaires étant en bordure du Limousin amincies et très néritiques. Même aux périodes pendant lesquelles le

Massif Central a été le plus largement recouvert, au Toarcien notamment, il semble bien que sa partie nord occidentale n'ait été qu'écornée ou tout au plus submergée sous une faible épaisseur d'eau.



Fig. 6. — Principales lignes tectoniques du seuil du Poitou (d'après G. MATHER).

Pendant le Trias, le détroit ne paraît même pas amorcé, et malgré la discontinuité des dépôts rhétiens, on peut admettre qu'au début du Lias, un littoral continu s'étendait du SE du Massif Central à la Vendée. L'absence de l'Hettangien sur le bord N du seuil, et celle du

faciès si caractéristique du calcaire à Gryphées arquées sinémurien dans le N du Bassin aquitainien font penser que le détroit ne s'est ouvert que vers le sommet du Lias inférieur.

Au Lotharingien a commencé la période d'affaissement du détroit du Poitou et de la Gâtine, signalée par J. WELSCH, et la présence de couches à *Ægoceras planicosta* dans le bassin d'effondrement de Chantonay, montre que la Vendée ancienne a été largement submergée. La communication est désormais ouverte entre le Bassin aquitainien et le Bassin parisien.

Pendant le Lias moyen, la transgression venue du S, se poursuit, et elle s'accroît au Lias supérieur, le Toarcien débordant sur le N de la Vendée et sur le Massif Central. Les faciès de l'Aalenien, méridionaux, indiquent toujours une transgression venue du S, et l'on peut dire que le Toarcien de Thouars qui après l'érosion sur la Vendée, se trouve géographiquement dans le Bassin de Paris, dépend en réalité du Bassin d'Aquitaine (1).

Le Bajocien-Bathonien est en forte régression par rapport au Lias, le massif vendéen est émergé et les rivages du détroit correspondent à peu près aux limites actuelles. En effet, sur les bordures à l'E et à l'W, les assises sont beaucoup plus minces, plus néritiques, parfois franchement littorales, avec bancs-limites, surfaces durcies et perforées et lacunes localisées. Les faciès sont fréquemment des calcaires à silex ou à oolithes ferrugineuses. Les fossiles sont abondants dans ces dépôts d'eaux très peu profondes. Dans le centre du détroit au contraire, les conches sont épaisses, sans lacunes, et les fossiles y sont peu fréquents.

Les communications sont toujours très faciles avec le Bassin aquitainien, les faciès du Bassin de Paris s'étendant dans l'ensemble jusque vers la latitude de la Rochefoucauld ainsi que l'a indiqué Ph. GLANGEAUD (2). Le détroit se maintient ouvert pendant le Callovien dans les mêmes conditions et certainement aussi pendant l'Oxfordien.

Au début du Lusitanien, le détroit permet la remontée de formes méridionales vers le SW du Bassin parisien, mais il est probable que le détroit était fortement rétréci, diminution de largeur qui s'est accentuée pendant le Rauracien et le Séquanien.

Les analogies de faciès sont telles entre le Kimeridgien du Bassin de Paris et celui du N du Bassin aquitainien, qu'une communication directe paraît probable quoique les affleurements du Berry soient très éloignés du sentil poitevin. Il est par contre certain que le détroit était fermé sinon dès le début du Portlandien, tout au moins au milieu du Bononien marqué dans le N aquitainien par un épisode saumâtre qui paraît un peu antérieur à celui qui termine la série dans le Bassin de Paris. Au sommet du Bononien, l'exondation est totale aussi bien dans le Bassin de Paris que dans le N du Bassin d'Aquitaine.

L'émersion du Bassin de Paris occidental et sud-occidental s'est

(1) R. ABRARD. — Les relations du bassin de Paris et du bassin aquitainien pendant le Lias. C. R. Ac. Sc., t. 218, p. 563-565, 1944.

(2) Voir référence p. 74.

prolongée jusqu'au Cénomanién. Bien que la transgression de celui-ci ait été rapide, il est incomplet aux abords du détroit du Poitou ; la zone inférieure fait défaut, et il en est probablement de même de la zone moyenne. De fait, les sables et grès à *Exogyra flabellata* et *E. columba* qui en constituent la base, juste au-dessus de la couche transgressive, se retrouvent dans le N du bassin aquitainien, plus haut que l'assise à *Acanthoceras rotomagense* et *Turritites costatus*.

Sur le bord S du détroit, ces dernières espèces, associées à *Orbitolina conica-plana*, caractérisent la couche de base du Cénomanién (1), qui correspond donc à la partie supérieure de la craie de Ronen. La transgression n'a donc atteint le N du Bassin d'Aquitaine qu'au Cénomanién supérieur, et c'est à ce moment seulement qu'elle s'est ouverte le détroit poitevin fermé depuis le Portlandien moyen.

Les Orbitolines des marnes de Ballon, qui se trouvent dans le Cénomanién inférieur (2) ont donc pénétré dans le Bassin de Paris, non par le détroit du Poitou, mais par la trouée de la Manche.

Ouvert à nouveau au Cénomanién supérieur, le détroit a continué pendant le Turonien à assurer une très large et facile communication directe entre le Bassin de Paris et le Nord-aquitainien. En effet, bien qu'une solution de continuité de plus d'une centaine de kilomètres sépare actuellement les affleurements crétacés les plus rapprochés, du N et du S du seuil, l'identité des zones à Ammonites dans les deux régions oblige à admettre des relations directes. La cuesta turonienne de l'Anjou, orientée NW-SE, face au débouché septentrional du détroit est, ainsi que l'a indiqué J. WELSCH, une preuve de la suppression par érosion des assises qui établissaient la continuité avec le Bassin aquitainien.

Les affinités fauniques et la suite des zones à Céphalopodes montrent que les échanges se poursuivaient encore par le détroit, pendant le Coniacien et le Santonien. Il est même très probable qu'au début du Campanien les relations par cette voie n'étaient pas encore coupées, et que c'est la voie par laquelle un certain nombre de formes boréales ont pu s'avancer vers le Sud. L'épaisseur de l'argile à silex qui recouvre les plateaux de la Touraine et de l'Anjou est un indice de la destruction d'une importante masse de craie.

Au Campanien supérieur, le Bassin de Paris a été exondé, et toutes les relations entre la Mésogée et les régions nordiques par le détroit du Poitou ont été supprimées.

Basse-Loire. — A. de LAPPARENT qui, d'après les cartes paléogéographiques de son *Traité de Géologie*, a admis le fonctionnement du détroit du Poitou pendant la plus grande partie du Jurassique, l'a

(1) Une regrettable erreur a fait dire au Dr P. DELAUNAY que le Gardonien avait été créé pour le Cénomanién inférieur des Charentes (Le Sol Sarthois, p. 570). Il correspond en réalité à la base du Cénomanién supérieur saumâtre et lacustre de Basse-Provence, Gard et Dordogne.

(2) R. ARRARD. — Sur l'impossibilité de la pénétration des Orbitolines dans le Bassin de Paris par le détroit du Poitou, au Cénomanién. *C. R. som. S. G. F.*, p. 79-80, 1929.

considéré comme fermé à partir du Portlandien. Pour lui, au Crétacé, les relations entre l'Aquitaine et le Bassin de Paris se sont faites sur l'emplacement actuel de la Basse-Loire au S du cours du fleuve.

Cependant, quoique la distance entre les lambeaux crétacés de l'Anjou et du marais poitevin (Challans, etc.) soit inférieure d'une vingtaine de kilomètres à celle qui sépare ceux des deux bords du détroit poitevin (90 kilomètres contre 105, à peu près), il semble bien que le grand axe anticlinal aboutissant à Parthenay, n'ait pas été franchi. Les sables à *Exogyra columba* trouvés plus au N au pied du sillon de Bretagne appartiennent au domaine atlantique. Zone dépressionnaire ainsi que l'indique la convexité vers l'W du contour Jurassique-Crétacé, l'Anjou Mésozoïque ne paraît pas avoir été relié directement à la dépression atlantique vendéenne qui formait un golfe fermé vers l'E. La figuration de A. de LAPPARENT ne tient pas compte de la suppression par érosion des assises du détroit du Poitou qui établissaient la continuité entre le Bassin de Paris et le Bassin d'Aquitaine.

CHAPITRE III.

LES FAUNES ET LEURS ORIGINES.

De par sa situation géographique intermédiaire entre les régions mésogéennes et les régions septentrionales, le Bassin de Paris a, lorsque des climats ont été différenciés, été soumis à des influences diverses qui ont à chaque époque conditionné la composition de sa faune.

Suivant les fluctuations de la limite entre les deux zones, il a fait tour à tour partie de la province équatoriale, ou tout au moins de ses avancées vers le N, et de la province septentrionale ou de ses dépendances vers le S. Parfois il a constitué une zone intermédiaire tempérée, soit à peu près autonome, soit d'affinités septentrionales ou méridionales.

Ces données découlent uniquement de l'étude des faunes, qui permettent souvent aussi de déceler des apports orientaux indiquant des communications faciles avec la Pologne et la Russie.

Le Bassin de Paris, pour se borner aux cas les plus fréquents a suivant les périodes, été peuplé tantôt par des faunes ubiquistes, tantôt par des faunes méridionales, tantôt par des faunes subboréales tantôt par des faunes tempérées. Mais, il est bien rare que l'homogénéité ait été complète, et très souvent une faune essentiellement mésogéenne renferme des éléments nordiques ou orientaux dont il faut déterminer l'origine et les voies d'accès, de même qu'une faune septentrionale dans son ensemble contient des formes méditerranéennes.

Il faut admettre que si la température de l'eau de la mer et l'appartenance à une province zoologique caractérisée ont été des facteurs prédominants dans la répartition des organismes, bien souvent des communications faciles ont permis l'arrivée de formes d'une autre zone climatique, parfois assez nombreuses, mais qui n'ont pas fait souche et ne se sont pas maintenues. Il en est ainsi par exemple des Rudistes qui, au Cénomanién et au Turonién ont pénétré dans le Bassin de Paris par le détroit du Poitou, mais ne sont que des éléments sporadiques et exogènes de sa faune.

Ces recherches de paléobiogéographie n'ont pas encore été très poussées malgré leur très grand intérêt. Elles se heurtent à de nombreuses difficultés, dont la principale consiste, dans les comparaisons

de faunes, à faire le départ entre ce qui revient réellement au climat et ce qui n'est dû qu'au faciès.

On constate que le plus souvent des faunes de faciès différents d'une même province zoologique sont très dissemblables, alors qu'on trouve une analogie qui peut aller fort loin entre des faunes de mêmes faciès de secteurs climatiques variés.



Fig. 7. — Schéma des faciès et migrations au Trias moyen (en partie d'après P. FALLON et M. GIGNOUX).

I. Régions continentales. — II. Trias germanique. — III. Trias alpin. — CV Chaîne vindélicienne. 1. migration des Invertébrés vers le N ; 2. migration des Vertébrés (Poissons et Reptiles) vers le S.

Il faut aussi, en ce qui concerne les organismes qui ont encore des représentants actuellement, tenir compte de ce que leurs exigences écologiques et climatiques n'ont pas toujours été les mêmes que celles que nous observons. La prudence s'impose avant de conclure, de la présence d'un groupe ou d'un genre déterminé, à des conditions équatoriales ou boréales. Pour rendre un exemple, le genre *Astarte* a été tempéré et mésogéen pendant le Jurassique et le Crétacé, puis au Nummulitique a commencé à émigrer vers le N pour devenir boréal et subboréal à partir du Pliocène, en conservant cependant quelques

espèces en Méditerranée et le long de la côte atlantique du Maroc ⁽¹⁾. De plus, des genres très voisins ou des sous-genres peuvent avoir des répartitions différentes.

D'autre part, on constatera souvent que des espèces immigrées, caractéristiques d'un niveau dans le Bassin de Paris, sont dépourvues de valeur stratigraphique dans leur région d'origine où elles ont apparu plus tôt et se sont maintenues plus longtemps. Ceci est une illustration d'une loi de répartition des espèces qui peut se résumer ainsi : une grande extension stratigraphique est limitée dans l'espace, une large extension géographique est limitée dans le temps ⁽²⁾.

On a souvent invoqué, pour expliquer un décalage d'horizon stratigraphique d'une même espèce dans deux bassins différents, quelquefois assez peu éloignés, le temps nécessaire pour parcourir la distance qui les sépare. M. BOULE ⁽³⁾ a même été jusqu'à dire que lorsqu'une même espèce se trouve dans des régions très éloignées, il fallait plutôt y voir une preuve de ce que les couches qui la renferment ne sont pas absolument du même âge. Il n'y a évidemment là qu'une boutade car l'application de ce principe conduirait à la négation de la Stratigraphie, et il faut au contraire admettre que sauf exceptions dûment vérifiées, il y a une forte présomption pour que les assises renfermant une même espèce soient synchroniques, quelle que soit la distance qui les sépare.

En effet, quoique peu nombreux, les documents sur les migrations des espèces, montrent qu'elles peuvent être très rapides. Il n'a fallu que onze ans à une Pholade pour parcourir 800 kilomètres sur les côtes de l'Europe septentrionale, et après l'ouverture du canal de Suez, des Mollusques et des Crustacés de la Mer Rouge se sont largement répandus en quelques années sur les côtes de Syrie et d'Afrique du Nord ⁽⁴⁾. On peut en conclure que, sous réserve de conditions favorables, une espèce peut se propager fort loin en un temps négligeable, géologiquement parlant.

Si les facteurs nécessaires au développement d'une espèce ont pu se maintenir longtemps dans un secteur déterminé — ce qui explique une grande extension verticale localisée — on conçoit que ces conditions ne se soient étendues que très momentanément à une aire géographique plus vaste.

Les barrières naturelles et leur suppression ont certainement joué un rôle important dans la répartition des organismes. Il est arrivé aussi que des espèces en régression ou supplantées dans leur région d'origine aient dans des bassins voisins, trouvé un refuge dans lequel elles se sont maintenues plus ou moins longtemps au-dessus de leur niveau stratigraphique normal.

⁽¹⁾ R. ARRARD. — Répartition géographique actuelle et fossile du genre *Asparta* Sowerby. *C. R. som. Soc. de Biogéographie*, p. 37-41, 1941.

⁽²⁾ Id. — Extension géographique et stratigraphique de *Velates Schmedelianus* Chemnitz. *A. F. A. S., Congrès de Constantine*, p. 564-566, 1927.

⁽³⁾ B. S. G. P., (4), IV, p. 341-342, 1904.

⁽⁴⁾ L. G. SEURAT. — La répartition actuelle et passée des organismes de la zone néritique de la Méditerranée nord-africaine. *Soc. Biogéographie*, Mém. VII, 1940 (voir p. 145-146).

Dans les pages qui vont suivre, nous allons nous limiter à exposer brièvement les données qui paraissent pouvoir être considérées comme acquises.

Trias. — Le bassin triasique de Lorraine a constitué la partie occidentale du domaine du Trias germanique. É. HAUG ⁽¹⁾ a montré qu'il s'agissait d'une dépendance de la *province alpine* qui n'a cessé qu'au Keuper supérieur d'être en communication avec la mer des Alpes. Les relations n'étaient d'ailleurs pas très faciles, et ne se faisaient probablement ainsi que nous l'avons vu antérieurement (p. 7) que par deux détroits, l'un à l'E, l'autre à l'W, respectivement à l'E de la Bohême et du Massif Central.

Beaucoup plus que la difficulté des communications, la différence des conditions bathymétriques explique que, comme l'écrit HAUG, « la faune du Trias germanique est une faune alpine très appauvrie, très sélectionnée ». Les espèces qui ont pu s'adapter au régime spécial de la région germanique sont peu nombreuses, ce qui a fait que, sans concurrence, certaines formes ont littéralement pullulé. Ceci ne s'applique pas aux Vertébrés.

Les *Ceratalites* qui présentent un grand nombre de variétés sont essentiellement caractéristiques du Trias moyen germanique. Bien que rares dans la mer du Trias alpin, ils en sont cependant originaires et rentrent dans le cadre des genres qui n'ont pris un large développement que hors de leur région d'apparition.

Certaines espèces de Vertébrés se sont répandues très loin vers le N, et G. CORROY signale que plusieurs Poissons et Reptiles de Lorraine se retrouvent au Spitzberg qu'ils auraient atteint en empruntant un bras de mer à l'E de l'Oural. On n'en retrouve que très peu dans le Trias mésogéen et cette faune de Vertébrés est spécifiquement de faciès germanique et non alpin.

Au Trias supérieur, les communications avec la région alpine ont été coupées et de vastes lagunes se sont établies dans la dépression que la mer du Muschelkalk avait occupée.

Jurassique. — On a longtemps admis à la suite de NEUMAYR que le Bassin de Paris était une dépendance de sa *province de l'Europe centrale*, laquelle était considérée comme faisant partie d'une zone tempérée nord, intermédiaire entre une zone boréale et une zone équatoriale. Cette zone tempérée était donnée comme caractérisée par l'absence ou la rareté de genres boréaux tels que *Cylindroleuthis*, *Cardioceras*, *Virgatites*, *Aucella*, et de genres équatoriaux comme *Phylloceras*, *Lyloceras*, *Simoceras*, *Pygope*, les éléments positifs étant, toujours d'après NEUMAYR, la présence des récifs coralliens et l'abondance parmi les Animonites, des genres *Peltoceras*, *Aspidoceras*, *Oppelia Reineckeia*.

(1) Traité de Géologie, p. 913-915.

Il convient d'abord de noter que la répartition des *Phylloceras* et *Lytoceras*, formes sténothermes, est conditionnée par une profondeur suffisante des eaux de la mer et non par des facteurs climatiques. Ensuite, NIKITIN a montré que la plupart des espèces russes considérées par NEUMAYR comme caractérisant sa zone boréale se retrouvaient en Angleterre et dans le Bassin de Paris.

É. HAUG (1) a plus tard insisté sur le fait que des organismes méditerranéens avaient à plusieurs époques du Jurassique fait partie de la faune du Bassin de Paris et il n'admet que l'existence de deux zones, l'une la province méditerranéenne, caractérisée notamment par *Reineckeia* (2), *Oppelia*, *Streblites*, *Neumayria*, *Creniceras*, *Lissoceras*, *Simoceras*, l'autre, la province boréale où abondent surtout les *Cadoceras*, *Quenstedticeras*, *Cardioceras*, *Cylindroteuthis*.

La limite entre les deux zones climatiques précédentes s'est déplacée tantôt vers le S, tantôt vers le N, de sorte que le Bassin de Paris a fait partie tantôt de la zone boréale, tantôt de la région équatoriale. HAUG a pensé avec juste raison qu'il fallait attribuer un rôle très important aux courants dans ces fluctuations et que notamment des eaux froides et lourdes pouvaient être en profondeur arrêtées par des seuils sous-marins. Il ne faut d'ailleurs pas pour autant négliger les facteurs climatiques pris en eux-mêmes.

Jurassique inférieur. — La mer rhétienne à *Avicula contorta* qui a envahi les lagunes du Trias supérieur venait des régions alpines, comme la mer du Trias moyen. Cette transgression a fait périr brusquement les Animaux qui vivaient dans les eaux saumâtres, dont les débris accumulés ont constitué les bone beds. De même qu'au Trias, seules quelques espèces ou des formes en dérivant, ont pu s'adapter à des conditions bathymétriques très différentes de celles du géosynclinal alpin.

Tout ce que l'on sait de la faune de l'ensemble du Lias, conduit à admettre que les climats n'y étaient pas différenciés. Un régime très uniforme paraît régner sur la surface du globe, et les différences fauniques paraissent uniquement dues à des facteurs bathymétriques. On ne peut y distinguer des provinces zoologiques, et on constate que de nombreuses espèces sont ubiquistes ; par exemple, *Arietites bisulcatus*, au Sinémurien ; *Polymorphites Jamesoni*, *Deroceras armatum*, au Pliensbachien, *Hildoceras Levisoni*, *Haugia variabilis*, *Coeloceras Raquinianum*, au Toarcien ; *Hammatoceras Alleoni*, *Dumortieria Morei*, à l'Aalénien, se retrouvent en Amérique du Sud dans des niveaux identiques à ceux qu'elles occupent en Europe.

Dans le Sinémurien du Bassin anglo-parisien, la caractéristique est donnée par le pullulement de *Gryphaea arcuata* qui à travers *G. obliquata* du Lotbaringien aboutit à *G. cymbium*, la « Gryphée géante » du Lias moyen, en partie par rameaux latéraux.

Le Toarcien, marqué par un très notable approfondissement de

(1) Traité de Géologie, p. 1116-1122.

(2) Ce genre semble cependant boréo-oriental.

la mer voit s'établir dans une grande partie du Bassin de Paris le faciès subbathyal des marnes feuilletées à Posidonomyes, que l'on trouve en Lorraine, en bordure du Morvan, dans la vallée du Rhône, sur le pourtour E, S et SW du Massif Central et dans les Pyrénées. Les rivages se trouvaient donc très loin des limites actuelles d'affleure-

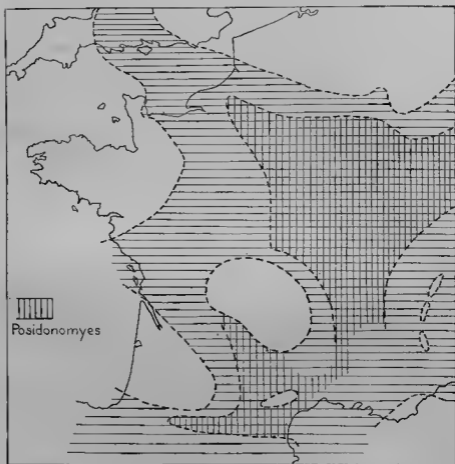


Fig. 8. — Limites probables de la mer toarcienne et des couches à Posidonomyes.

ment et on a ainsi une preuve de la submersion de plusieurs des massifs anciens pendant le Lias supérieur.

L'approfondissement de la mer au Toarcien a également permis l'arrivée en assez grand nombre dans le Bassin parisien de représentants des genres *Phylloceras* et *Lytoceras*.

Jurassique moyen. — Il ne semble pas que l'on puisse encore distinguer nettement au Bajocien et au Bathonien, une zone boréale et une zone équatoriale, mais des indices d'une mer un peu plus chaude

que pendant le Lias, peuvent dans le Bassin de Paris, être trouvés dans l'assez grande abondance des Polypiers qui en Lorraine (Villey-Saint-Étienne, etc.) forment de véritables petits récifs.

De même, en bordure de l'Ardenne et en Normandie, le Bathonien montre des couches subcoralligènes à petites Nérinées.

Le passage de l'Aalenien au Bajocien a été une période de grand développement des prairies de Crinoïdes, avec prépondérance du genre *Apiocrinus*, dont les débris ont constitué le calcaire à entroques. Une curiosité est la présence dans l'oolithe ferrugineuse bajocienne de Normandie, formation néritique presque littorale, des genres *Phytloceras* (*P. Circe*, *P. heterophylloides*) et *Lytoceras* (*L. pygmaeum*, *L. Eudestanum*); il s'agit certainement d'individus flottés, mais on ne voit pas très bien de quelle région géosynclinale ou tout au moins subbathyale ils peuvent provenir.

Il est admis par tous les auteurs qu'au Callovo-Oxfordien la province boréale était très bien individualisée et qu'elle a atteint son maximum d'extension vers le S, englobant notamment le Bassin de Paris. Les caractéristiques de la faune sont considérées comme dominées par des éléments septentrionaux très nets, et on peut trouver un renforcement de cette opinion dans le fait qu'à une sédimentation bajocienne-bathonienne essentiellement calcaire, fait suite une sédimentation essentiellement argileuse qui d'après H. SALFELD correspondrait aux conditions les plus habituelles des régions boréales. La question peut cependant être discutée.

Les genres boréaux généralement invoqués sont *Reineckeia* et *Cadoceras*, au Callovien, *Cardioceras*, *Quenstedticeras* et une grande Bélemnite, *Cylindroteuthis*, à l'Oxfordien. On pourrait d'ailleurs en signaler beaucoup d'autres et notamment *Hecticoceras* dont plusieurs espèces anglo-parisiennes se retrouvent en Pologne et en Russie; il en est de même de *Kepplerites* et de *Cosmoceras Jason*, forme très caractéristique du Callovien supérieur.

A. BIGOR a indiqué la présence en Normandie, à Argences, de plusieurs espèces russes, *Proplanulites Teisseyri* et *Cadoceras sublaeve* entre autres. Le genre *Chamoussetia* paraît également boréo-oriental.

Mais, de l'étude de G. CORROY⁽¹⁾ sur la faune calloviennne du Bassin de Paris, il ressort que cette faune est pour sa plus grande partie cosmopolite. Si un grand nombre des formes les plus caractéristiques se retrouvent en Russie, beaucoup d'entre elles sont également connues de l'Inde et de Madagascar; c'est le cas de presque tous les *Macrocephalites* et de *Reineckeia anceps*. De plus, les éléments méditerranéens ne font pas absolument défaut; *Neumayria suevica* par exemple a été recueillie à Latrency en Haute-Marne, au débouché du détroit Morvano-Vosgien qui a été sa voie de pénétration.

A l'Oxfordien, les *Cardioceras* et *Quenstedticeras* comportent beaucoup d'espèces russes et on trouve de temps à autre surtout en Normandie des *Cylindroteuthis*, Bélemnites spécifiquement boréales.

(1) G. CORROY. — Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris. *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 1932.

Mais, les genres mésogéens ne sont pas totalement absents pour autant ; R. DOUVILLÉ et W.-J. ARKELL (1) citent à Dives et Villers des *Neumayria* (*N. Richei*, *N. episcopale*) du Jura et de la vallée du Rhône, ainsi que *Creniceras Renggeri* et *C. crenatum*. *C. Renggeri* est fréquent dans l'E, notamment en Lorraine.

Il faut cependant, pour tirer la conclusion de ces données qui paraissent contradictoires, constater que les espèces méditerranéennes sont beaucoup moins abondantes en individus que celles d'affinités boréales. La température de la mer ne paraît pas avoir été très basse dans le Bassin de Paris pendant le Callovo-Oxfordien, mais les larges communications avec l'Est, peut-être au-dessus des Vosges-Forêt Noire probablement submergées, et le sens des courants y ont amené facilement la faune boréo-orientale qui a trouvé des conditions favorables à son développement ; cette faune s'est complétée, par de nombreux éléments résultant de l'évolution sur place d'organismes bathoniens. La communication étant très large avec le Jura et la vallée du Rhône, il y a eu une remontée de quelques espèces méditerranéennes, compensée par la descente de genre boréaux ; *Cardioceras* et *Quenstedticeras* sont fréquents dans la vallée du Rhône (la Voulte) et dans les Basses-Alpes (Castellane et environs).

Jurassique supérieur. — Le changement complet dans la sédimentation, qui pendant le Lusitanien redevient presque exclusivement calcaire, correspond à des conditions bathymétriques et climatiques radicalement différentes de celles qui ont régné pendant le Callovien et l'Oxfordien.

Le fait saillant est le développement des récifs coralliens dans le Bassin de Paris, probablement récifs frangeants en avant des massifs bercyniens émergés. Ces formations zoogènes n'ont pu se développer que dans des conditions déterminées de température et de pureté des eaux. Il ne s'agit plus d'une faune amenée par des courants, mais d'un régime spécial adapté aux particularités intrinsèques au Bassin de Paris, qui se sont retrouvées ailleurs avec quelques variantes, par exemple dans le N du Bassin aquitainien.

Pendant tout le Lusitanien, le Bassin de Paris a fait partie de la province méditerranéenne, et les formations coralligènes se sont aussi bien développées en Normandie qu'en Lorraine ou en bordure du Massif Central. Si les faunes sont très différentes de celles de la vallée du Rhône et du sillon de l'Europe centrale, il faut ne voir là que la conséquence de faciès très différents, très néritiques dans leur ensemble dans le Bassin parisien, bathyaux ou subbathyaux dans le Jura et les régions alpines et rhodanienne.

Cela est si vrai que dans les rares points du Bassin de Paris où se sont déposés des sédiments de « faciès vaseux » comparables à ceux des régions méridionales, on rencontre aussitôt de nombreux Céphalopodes caractéristiques de celles-ci.

(1) *Quart. Journ. Geol. Soc.*, XLV, p. 135-220, 1939.

Dans la dépression de Creüe-Chaillon, on trouve ainsi notamment *Peltoceras transversarium*, *Oppelia stenorhyncha*, *Perisphinctes Parandieri*, dans l'Argovien ; *Perisphinctes Fontannesi*, *P. Delgadoi*, *P. subcotubrinus*, dans le Rauracien ; *P. crussoliensis*, *P. lictor*, dans le Séquanien.

En Tourraine, à Chouzé, *Oppelia arotica*, *Neumayria acallopista*, *N. Holbeini*, ont été signalées dans l'Argovien-Bauracien, et le genre *Neumayria* est également représenté dans les marnes à Spongiaires du Berry d'après H. DOUVILLÉ et JOURDY. Ces formes ne se trouvent pas en Lorraine et en Champagne, d'où l'on peut conclure que le détroit du Poitou a été leur voie de pénétration.

Avec le Kimeridgien les récifs coralliens émigrent dans le Jura, et le Bassin de Paris, après une période équatoriale très accusée, est de nouveau soumis aux influences, sinon boréales, tout au moins septentrionales. Le retour des *Reineckea*, la présence d'*Aulacostephanus* soulignent ce changement dans les conditions climatiques.

L'abaissement de température ne s'est pas brusquement étendu à tout le bassin et s'est d'abord manifesté dans le Nord. Dans le Boulonnais, on le perçoit dès la base de l'étage, et en Normandie, les couches à *Pictonia Cymadace* sont déjà marneuses ou calcaréo-marneuses. Dans le S au contraire, de même que dans l'E, le Ptérocérien présente le même faciès que les calcaires séquanien dont il est très difficile de le séparer, et la sédimentation argilo-marneuse ne commence que plus haut. Dans l'Yonne, on observe même encore des couches subécifales à Nérinées.

Au Portlandien, les apports franchement boréaux ne paraissent pas dépasser le Boulonnais où on rencontre le genre *Pseudovirgatites* dans le Bononien et le genre *Aucella* à un niveau un peu plus élevé. Le Bassin de Paris paraît alors faire partie d'une zone intermédiaire entre la province boréale et la province méridionale, et E. HAUG a admis l'existence à ce moment d'une province occidentale, caractérisée par le genre *Gravesia* (= *Pachyceras*), et comprenant outre le Bassin de Paris, le Hanovre, le S de l'Angleterre et le Bassin aquitainien.

Dans le SE et l'E du Bassin parisien, un horizon renferme de nombreuses *Cyprina* (*C. Bronghiarti*), genre considéré généralement comme d'affinités septentrionales.

Les *Gravesia* débordent peu la province occidentale ; dans le Boulonnais, cette Ammonite est associée à *Pseudovirgatites*. PAQUIER a cité *G. Irius* à Saint-Pancrasse en pleine région tithonique (1), le passage s'étant effectué probablement par le détroit Morvano-Vosgien. Plusieurs espèces se trouvent, quoique rarement, dans le Jura central.

Un fait intéressant est l'absence dans le Bassin de Paris des couches à Nérinées du Portlandien inférieur du Bassin aquitainien et du Jura (2). *Nerinea trinodosa* et *N. Bruntrutana* se rencontrent dans les

(1) R. ABRARD. — La Province occidentale au Portlandien, et ses rapports avec la région rhodanienne et subalpine. *Bull. Mus. Hist. Nat.*, p. 224-225, 1929.

(2) Id. Les relations entre le bassin d'Aquitaine et le Jura au Portlandien inférieur. *Ibid.*, p. 365-367, 1944.

deux dernières régions et manquent dans la première où le faciès qui les renferme fait défaut, le climat plus froid n'ayant pas permis l'établissement de conditions subarctiques. On est ainsi conduit à admettre une relation directe entre le Jura et le N du Bassin aquitain, le long du bord S d'un Massif Central en partie émergé, sous la forme d'une terre étroite allongée d'W en E.

Crétacé. — L'étude des faunes crétacées et de leur répartition indique d'une manière certaine des climats bien différenciés.

Au Crétacé inférieur, une *province boréale* est caractérisée par les genres *Garnieria*, *Craspedites*, *Polyptychites*, *Cylindroteuthis*, *Aucella* au Valanginien ; *Polyptychites*, à l'Hauterivien ; *Simbirskites* au Barémien. La *province méditerranéenne* comprend un type vaseux ou al-



Fig. 9. — Répartition géographique des récifs de Polyptères dans le Bassin de Paris au Lusitanien.

pin, correspondant à des formations géosynclinales ou subbathyales, et un type jurassien néritique, avec Rudistes, Gastéropodes à test épais, Polyptères et, au sommet, Foraminifères de grande taille.

Une *zone boréale* et une *zone équatoriale* ont subsisté pendant le Crétacé moyen, mais il est difficile d'en tracer les limites qui ont été fluctuantes, et on ne peut y distinguer de provinces zoologiques net-

tes. Au Cénomanién, la zone équatoriale est caractérisée principalement par de grands Foraminifères (Orbitolines) et par des Rudistes. Au Turonien, les Rudistes y sont également très abondants. Le Bassin de Paris a dans sa partie SW été enrichi à diverses reprises par des éléments de la faune méridionale, venus surtout par le détroit du Poitou. Ses régions centrale et septentrionale, paraissent avoir dépendu de la zone boréale où grands Foraminifères et Rudistes n'étaient pas représentés, mais dont la faune permet d'affirmer que la température des eaux n'était pas basse.

Au Crétacé supérieur, on retrouve les deux zones boréale et équatoriale, cette dernière étant comme au Mésocrétacé définie par des éléments de sa faune, grands Foraminifères (Orbitoïdes, *Arnaudiella*, etc.) et Rudistes notamment, tandis que la première présente surtout des caractères négatifs. Cependant, entre les deux zones s'étendait un domaine bien défini par des Échinides tels que *Micraster*, *Offaster*, *Echinocorys* (= *Ananchytes*) ; des Brachiopodes comme *Crania* et *Magas* ; des Lamellibranches parmi lesquels *Inoceramus* et *Neilhea*, et en ce qui concerne les Céphalopodes, par des éléments très spéciaux, les *Belemnitella* et *Actinocamax*.

Cette région intermédiaire a été appelée par HAUG zone tempérée septentrionale (1). Le Bassin de Paris a fait partie de cette zone moyenne qui pendant l'Emschérien a vers le SW subi de fortes influences méridionales, des formes mésogéennes ayant à diverses reprises franchi le détroit poitevin largement ouvert. Dans le bassin aquitainien régnaient en effet des conditions équatoriales permettant entre autres le développement des grands Rudistes caractérisant la province occidentale de H. DOUVILLÉ, ressortissant à une Mésogée élargie.

Crétacé inférieur. — Nous savons que, après l'exondation du Bononien supérieur, les mers éocrétaées, l'Aptien mis à part, ont esquissé par le détroit Morvano-Vosgien, une transgression dans le Bassin de Paris. Cette avancée de la mer, très limitée au Valanginien, beaucoup plus étendue à l'Hauterivien, en fort recul lors de la régression barrémienne, n'a consisté qu'en la formation d'un golfe ouvert vers le SE, lobe septentrional de la région dans laquelle régnaient le type jurassien de la province méridionale, caractérisé par des faciès nérétiques. Vers le fond du golfe parisien, les faciès deviennent même presque littoraux en certains points.

La faune des trois premiers étages éocrétaés du Bassin de Paris est donc essentiellement jurassienne. En ce qui concerne le Valanginien, G. CORROY indique dans le calcaire à *Hyposalenia stellulata*, 36 espèces suisses sur 65, et dans les marnes à Bryozoaires, 30 sur 47. Des Brachiopodes très caractéristiques tels que *Terebratulina Valdensis*, *T. Carteroniana*, *Rhynchonella valangiensis*, sont notamment communs aux deux régions. Aux espèces du Jura s'ajoutent quelques formes, peut-être plus littorales et sans signification biogéographique. In-

(1) Traité de Géologie, p. 369.

versement, de nombreuses espèces jurassiennes n'ont pas franchi le détroit.

A l'Hauterivien, bien que le Bassin de Paris ne constitue qu'un golfe fermé vers le Nord, on observe des formes boréales telles que *Craspedites* et *Cylindroteuthis quadratus*, associées à des espèces comme *Duvalia dilatata*, essentiellement caractéristiques de la province méditerranéenne.

A l'Aptien se produit un changement paléogéographique radical. Sur l'emplacement d'une partie du Bassin de Paris oriental, se forme un bras de mer qui établit une communication directe entre la province méridionale et la province boréale. Il se produit aussitôt un échange et un brassage de faunes, des genres boréaux descendant jusque dans le SE du Bassin de Paris et des genres méditerranéens remontant vers la Haute-Marne, certains même atteignant la mer du Nord. Parmi les premiers, on peut citer une forme voisine des *Cylindroteuthis* (*Conoteuthis Dupiniana*) qui s'avance vers le S jusqu'en Haute-Marne. Les genres méditerranéens immigrés sont principalement *Parahoplites*, *Crioceras*, *Ancyloceras*.

Ces genres méridionaux sont abondants au Bédoulien, au moment où dans le chenal qui a son maximum de largeur et de profondeur, se déposent des sédiments argileux. Par la suite, les sables ferrugineux généralement considérés comme gargasiens, mais qui sont placés dans l'Albien par quelques auteurs, renferment une faune différente dans laquelle les éléments albiens sont effectivement assez nombreux : 15 espèces sur 53 d'après CORROY. Mais il apparaît difficile de faire commencer l'Albien qui marque le début de la grande transgression mésocrétacée, par une formation régressive.

Crétacé moyen. — La rareté à l'Albien, dans les régions méditerranéennes, des grands Foraminifères (on connaît cependant des couches à Orbitolines dans les Pyrénées), des Zoanthaires composés et des Rudistes, la sédimentation en très grande partie argilo-marneuse, le font généralement considérer comme une période froide. Il est évidemment très difficile de retrouver à cette époque une zone équatoriale, mais les caractères précédents sont négatifs. En ce qui concerne le Bassin de Paris, ils paraissent signifier seulement que les eaux de la mer n'y étaient pas assez chaudes pour que les organismes précités puissent y prospérer. Mais, rien dans la faune, très riche, ne permet d'affirmer que la température des eaux y était basse et il faut le considérer comme ayant fait partie d'une zone tempérée qui s'est étendue vers le N et vers le S.

La faune cénomaniennne propre au Bassin de Paris, et dont beaucoup d'éléments résultent de l'évolution sur place de la faune albiennne, est également tempérée. Mais, nous sommes en période de grande transgression, et la mer en régression dans les géosynclinaux s'étale sur les aires continentales. Le détroit du Poitou étant incontestablement resté fermé pendant le Cénomanienn inférieur et moyen, ainsi que nous l'avons vu (p. 39) l'avancée de la mer s'est d'abord faite par le détroit Morvano-Vosgien, et peut-être par le N, bien qu'il soit difficile de savoir dans quel sens a été franchi l'axe de l'Artois.

É. HAUG a rappelé que MUNIER-CHALMAS pour expliquer la régression vers le S des formations zoogènes à Rudistes dans la vallée du Rhône et le Languedoc au Cénomanién, avait pensé que des courants chauds pénétraient dans le Bassin de Paris par le détroit du Poitou, tandis que ce dernier déversait vers le S des courants froids par le détroit de la Côte-d'Or. Ceci paraît en contradiction avec le fait d'une transgression venue, au moins en partie, du SE, et de toute manière, le circuit imaginé par MUNIER-CHALMAS n'aurait pu s'établir qu'au Cénomanién supérieur. Le recul vers le S des formations zoogènes déjà effectué au Cénomanién inférieur doit peut-être se situer dans le cadre général d'une régression vers le S des récifs coralliens et formations zoogènes, amorcée depuis le Lusitanien supérieur et résultant d'une contraction localisée de la zone équatoriale, qui, au contraire, gagnait vers le N dans le Bassin d'Aquitaine.

Les communications faciles avec les régions septentrionales, par dessus l'axe de l'Artois et l'Ardenne, abaissés et submergés ont dû permettre l'arrivée de formes nordiques dans le Bassin de Paris. Il n'est cependant pas de genres définis auxquels on puisse attribuer des affinités subboréales. Peut-être faut-il les rechercher chez certains Échinides, Brachiopodes, Lamellibranches et chez des Céphalopodes tels que *Mortoniceras* et *Schlowbachia*, d'autres, parmi lesquels *Turritites*, semblant, à travers leur ascendance albienne, avoir une lointaine origine mésogéenne.

Les éléments méditerranéens sont, au contraire des précédents, parfaitement définis. Les uns, les moins nombreux, sont arrivés dans le Bassin de Paris par la trouée de la Manche ; tel est le cas des Orbitolines des marnes de Ballon qui se trouvant à la base du Cénomanién moyen n'ont pu emprunter le détroit du Poitou encore fermé à cette époque, ni celle de la Basse-Loire. De plus, ces Orbitolines de la Sarthe (*O. concava*) appartiennent à une espèce qui n'est pas représentée dans le N du Bassin aquitain où on ne connaît que *O. conica-plana* qui caractérise un niveau beaucoup plus élevé. Les grès à *O. concava* du Cotentin sont un jalon sur la voie de migration.

Mais, c'est surtout dans le Cénomanién tout-à-fait supérieur, dans les marnes à Ostracées que l'on rencontre des Huitres et Rudistes, qui se trouvent surtout dans le SW du Bassin parisien, et qui y ont certainement pénétré par le détroit du Poitou (1).

Les Ostracées incontestablement méridionales sont *Ostrea biauriculata* qui a pu prospérer dans le Bassin de Paris, et *O. vultur*, qui a franchi le seuil, mais ne l'a guère dépassé (Bonnenil-Matours), et qui au N de celui-ci ne se trouve qu'en individus sporadiques et ne s'est pas acclimatée. Les Rudistes sont *Praeradiolites Fleurianii* et *Caprolina striata*. De GROSSOURE a de plus signalé *Ichthyosarcolites triangularis* à Richelieu (Indre-et-Loire). Ces trois espèces sont très caractéristiques du Cénomanién supérieur de la Charente-Inférieure.

(1) J. WELSCH. — Considérations paléontologiques sur l'ancienne extension du Crétacé dans le seuil du Poitou. C. R. som. S. G. F., p. 142-143, 1929.

Le genre *Caprotina* est également cité des grès de Vierzon, et on le trouve aux abords de l'Ardenne associé à *Praeradiolites*. En ce dernier point, *Caprotina* et *Praeradiolites* sont peut-être arrivés par la Manche, car ils ne paraissent pas avoir traversé la partie centrale du Bassin de Paris où régnait le faciès crayeux, ni avoir pu franchir le déhouché du détroit Morvano-Vosgien. La rareté de ces Rudistes, même dans le Maine et l'Anjou, permet de dire qu'il s'agit de genres aventurés, sinon égarés, dans le Bassin de Paris.

Au Turonien, le détroit poitevin est demeuré largement ouvert et nous avons vu que les zones à Ammonites sont les mêmes au N et au S. On ne peut dire si parmi les Céphalopodes, il y en a d'origine méditerranéenne, mais cela est assez probable. Les apports aquitaniens non douteux sont principalement deux Rudistes, *Sauvagesia cornu-pastoris* et *Praeradiolites ponsianus* assez fréquents dans la craie de Touraine à *Terebratulina Bourgeoisii*.

Crétacé supérieur. — Le détroit du Poitou est resté ouvert pendant l'Emschérien, et la remontée d'espèces méridionales vers le SW du Bassin de Paris s'est poursuivie. Elle est surtout nette au Santonien avec l'arrivée dans le secteur où se déposait la « craie de Villedieu » de formes aquitaniennes, mais elle se manifeste également au Coniacien avec *Ostrea santonensis* et *O. frons* et peut-être des Ammonites comme *Barroisiceras Haberfellneri* et *Tissotia Ewaldi*.

Les espèces mésogéennes ou d'origine méridionale santonniennes de la craie de Villedieu sont plus nombreuses. En ce qui concerne les Échinides, on peut citer *Cyphosoma magnificum*, *Orthopsis miliaris*, qui s'est avancé jusqu'aux abords de Chartres. *Catopygus elongatus*; parmi les Brachiopodes, *Bhynchonella vespertilio*, *R. Eudesi*; comme Lamellibranches, *Ostrea santonensis*, *O. proboscidea* et des Rudistes tels que *Hippurites sarthacensis*, *Sphaerulites Coquandi*. Les Céphalopodes se raréfient; les Baculites paraissent d'affinités mésogéennes.

Jusqu'à maintenant, depuis la réouverture au Cénomaniens supérieur du détroit du Poitou, nous n'avons constaté que des migrations de formes aquitaniennes vers le Bassin de Paris, phénomène qui ne doit pas être dû seulement au sens des courants, mais aussi à une extension réelle vers le N des conditions équatoriales. Ces migrations n'ont d'ailleurs pas dépassé dans leur ensemble, la région dans laquelle se déposait la craie de Touraine et la craie de Villedieu, et n'ont pas franchi la limite approximative de l'axe du Merlerault au delà duquel se trouve le domaine de la craie blanche au Sénonien. Il faut voir là surtout une question de faciès, la zone de la craie blanche étant plus profonde, quoique toujours nérétique, que celle de la craie tuffeau ou de la craie de Villedieu. De ceci, il résulte que, si le Bassin de Paris au Sénonien, et même au Turonien et au Cénomaniens, peut être considéré comme ressortissant à une zone tempérée septentrionale, il y a eu deux secteurs bien distincts, l'un central soumis seulement aux influences tempérées et parfois subboréales, l'autre sud-occidental dont la faune a été enrichie par de nombreux apports méridionaux.

Nous avons dit qu'il fallait admettre que les relations entre le

Bassin de Paris et le Bassin aquitain, par le détroit du Poitou, s'étaient poursuivies pendant le début du Campanien (p. 39). Mais



Fig. 10. — Schéma des échanges de faunes entre le Bassin de Paris et les régions voisines pendant le Crétacé moyen et supérieur.

1. Migration d'*Orbitolina concava* vers le N ; 2. migration des Échinides, Brachiopodes et Rudistes vers le N, du Cénomaniens supérieur au Santonien ; 3. migration des genres *Ananchytes*, *Micraster*, *Offaster*, *Ancistrocrania*, *Belemnitella* du N vers le S au Campanien ; migration des Orbitoïdes du S vers le N de l'Aquitaine au début du Maestrichtien ; 5. migration des genres *Ananchytes* et *Belemnitella* du N vers la région rhodanienne à la même époque ; 6. migration des Orbitoïdes et des Rudistes vers le N de l'Ardenne au Maestrichtien.

le sens des migrations est inversé, et on assiste à la pénétration dans le Nord-aquitain de formes de la craie blanche (1). Il faut rappeler avec HAUG, que la faune de cette formation ne peut être qualifiée de

(1) R. ABRARD. — Sur la pénétration des formes tempérées dans le Nord du Bassin aquitain pendant le Crétacé supérieur. C. B. Ac. Sc., t. 218, p. 844-846. 1944.

boréale, mais on peut penser qu'elle est au plus tempérée, avec influences subboréales. Il y a renversement des conditions observées précédemment, et l'avancée des genres septentrionaux vers le S peut être attribuée non seulement à un changement dans la direction des courants, mais aussi à une régression des limites de la zone équatoriale qui se traduit dans une partie du Bassin d'Aquitaine par l'apparition de faciès rappelant un peu la craie blanche et par la raréfaction des Rudistes.

Les principaux genres de la zone de la craie blanche qui ont pénétré dans le Bassin d'Aquitaine sont des Échinides (*Ananchytes*, *Offaster*, *Micraster*), des Brachiopodes (*Ancistrocrania*) et parmi les Céphalopodes, des Bélemnites. En particulier, *Ananchytes ovatus* en diverses variétés, *Micraster Brongniarti*, *Ancistrocrania ignabergensis*, sont fréquents dans le Campanien de la Charente-Inférieure. *Belemnitella mucronata* s'avance en Charente, assez loin vers le S (1).

Le détroit Morvano-Vosgien a aussi été franchi par diverses formes septentrionales, *Belemnitella* et *Ananchytes* notamment qui se retrouvent dans la région subalpine.

Au Maestrichtien, le détroit du Poitou est définitivement fermé et le Bassin de Paris exondé ; les Orbitoïdes et les Rudistes de Maestricht, émigrés d'Aquitaine sont parvenus sur le bord de l'Ardenne par la trouée de la Manche (2). Il y a donc eu une nouvelle extension vers le N des influences méditerranéennes.

Éocène. — Après l'émersion relativement prolongée des aires épicontinentales qui s'est étendue du Crétacé supérieur plus ou moins élevé jusqu'à des époques plus ou moins récentes du Tertiaire inférieur, nous retrouvons des conditions climatiques qui sont très comparables à celles du Crétacé moyen et supérieur. Une zone équatoriale est caractérisée par les grands Foraminifères, Nummulites, Assilines et Orthophragmines, et une zone boréale par l'absence de ceux-ci et la présence de certains genres de Mollusques tels que *Astarte*, *Cyprina*, *Dosiniopsis*, *Thracia*. Entre les deux s'étendait une zone tempérée septentrionale, soumise tantôt à des influences nordiques, tantôt à des influences méridionales. Le Bassin de Paris a fait partie de cette zone tempérée, mais il faut noter que les apports mésogéens y ont été beaucoup plus nets, beaucoup plus fréquents et prolongés, que les immigrations de genres boréaux.

La faune du calcaire pisolithique est essentiellement subtropicale avec des genres tels que *Telescopium*, *Campanile*, *Voluta*, *Cypraea* et ce caractère est confirmé par l'abondance des Lithothamnées, associées à d'autres algues calcaires. Il y a un contraste absolu avec la faune de la craie blanche, et il est hors de propos de considérer cette formation comme un faciès récifal de la craie.

(1) P. A. GILLARD. — Sur la présence de Bélemnites (*B. mucronata* Schloth.) dans l'Aturien de la Charente. *C. R. som. S. G. F.*, p. 157-159, 1943.

(2) R. ABRARD. — Répartition géographique et migrations des Orbitoïdes. *Mém. Soc. Biogéographie*, VII, p. 55-73, 1940 (voir p. 59-60).

Au Thanétien, les conditions biogéographiques sont entièrement modifiées. La plupart des auteurs ont admis jusqu'à ces dernières années que l'étage était dans le Bassin parisien une période froide, dominée exclusivement par des influences boréales, mises en relief par la présence des genres *Cyprina*, *Dosiniopsis*, par la rareté des genres indo-pacifiques et l'absence de Polypiers. D'après H. FARCHAD (1) au contraire, à côté de genres cosmopolites et des mers tempérées, la faune thanétienne de Mollusques renferme plus de vingt genres caractéristiques des mers chaudes (Antilles, Pacifique tropical, Mer Rouge), et il faut en conclure « que la mer thanétienne était soumise à un climat tropical et non à un climat froid comme il est dit généralement ». Cette opinion est corroborée par la présence d'algues calcaires signalée par L. et J. MORELLET.

On peut penser que tout en étant largement ouverte vers le N, ce qui a permis l'arrivée de genres boréaux ou considérés comme tels, la mer thanétienne du Bassin de Paris avait une température suffisante pour admettre les espèces indo-pacifiques qui pour H. FARCHAD y ont occupé une place prépondérante. Ceci cadre bien avec le caractère tempéré chaud ou subtropical de la flore de Sézanne. Rappelons toutefois qu'un seul exemplaire de Polypier a été recueilli dans les sables de Bracheux.

Pour A. CHAVAN (2), qui a repris la question des Mollusques thanétiens, la plupart des genres indo-pacifiques cités dans le Bassin de Paris, ne s'y rencontrent pas. Il n'y reconnaît que cinq genres mésogéens parmi lesquels *Amphinerita* et *Faurus*, ce qui correspond tout au plus à des conditions méditerranéennes. Il y aurait également eu immigration de quelques genres nord-américains parmi lesquels *Liodonax* et *Hemiconus*.

Le groupe Cuisien-Lutétien-Bartonien est, au point de vue de sa faune de Mollusques, très homogène, et il est bien certain que si les subdivisions du Tertiaire avaient été établies sur les mêmes bases que celles du Jurassique et du Crétacé, on n'y verrait qu'un seul étage avec trois zones à Nummulites.

Ces Nummulites, organismes essentiellement mésogéens, et dont le centre de dispersion en Europe occidentale a été le Bassin aquitain, sont parvenues dans le Bassin de Paris par la Trouée de la Manche — les autres voies d'accès n'existant plus — et, suivant l'expression de H. DOUVILLÉ, y ont constitué des colonies. Leur migration vers le N est jalonnée par les lambeaux éocènes de l'embouchure de la Gironde, des côtes méridionales de Bretagne et du fond de la Manche.

Ces migrations se sont produites au Cuisien avec *Nummulites planulatus-elegans*, au Lutétien avec *N. laevigatus-Lamarcki*, au Bartonien avec *N. variolarius-Heberti* (3). Ces Foraminifères ont trouvé

(1) H. FARCHAD. — Etude du Thanétien du Bassin de Paris. *Mém. Soc. Géol. France*, 1936.

(2) B. S. G. F., (5), XVI, p. 208-209, 1946.

(3) R. ABRARD. — Les migrations des Nummulites vers le Bassin anglo-franco-belge. *C. R. som. Soc. Biogéographie*, p. 31-33, 1928.

dans le Bassin de Paris des conditions très favorables à leur développement et y ont, surtout les deux premiers couples, littéralement pullulé. En ce qui concerne *N. laevigatus* il y a lieu de noter que l'espèce, beaucoup plus abondante dans le calcaire grossier de Paris qu'en Aquitaine, s'y est maintenue bien moins longtemps. *N. variolarius* ne paraît pas exister dans les régions méditerranéennes et a dû, en cours de migration, dériver d'une petite striée du groupe de *N. globulus*. *N. wemmelensis* de Belgique paraît résulter de sa dégénérescence sur place.

D'autres Nummulites se sont par la même voie, avancées plus ou moins loin vers le N mais elles n'ont pas atteint le Bassin de Paris. *N. Murchisoni* et *N. globulus* n'ont pas dépassé la Bretagne du S ; *N. Brongniarti* est parvenue jusqu'à Roscoff ; *N. girondicus* et *N. Lucasi* sont remontées jusqu'au Hampshire (1).

Les Alvéolines, surtout *A. oblonga* du Cuisien et *Orbitolites complanatus* au Lutétien sont aussi des Foraminifères mésogènes. Le dernier a apparu dans la zone équatoriale plus tôt que dans le Bassin anglo-franco-belge, mais il y est beaucoup moins abondant. C'est un exemple d'une espèce ayant son maximum de développement hors de sa région d'origine, mais avec une longévité moins grande ; chassée du Bassin parisien par l'instauration du régime lagunaire, elle s'est maintenue dans la Basse-Loire où des conditions plus marines ont continué à prévaloir pendant le Lutétien supérieur.

Les Operculines, les Assilines, les Orthophragmines ont également esquissé une migration vers la province septentrionale, mais elle s'est limitée à la Bretagne méridionale (*Operculina canalifera*, *Assilina granulosa*).

La faune de Mollusques des sables de Cuise a encore un cachet tempéré assez marqué, mais déjà des éléments équatoriaux très caractérisés y apparaissent ; les principaux sont *Velates Schmiedeli* — qui dans le Vicentin s'élève jusque dans le Bartonien supérieur —, les genres *Ampullospira* et *Gisortia* et de nombreux Cérithidés. Les Polypiers, les Échinides, sont encore très rares.

Le Lutétien est l'étage qui renferme la plus belle faune de Mollusques, avec près de 1.900 espèces ; elle est essentiellement constituée par des genres indo-pacifiques et antillais tels que *Vulsella*, *Corbis*, *Crassatella*, *Ampullina*, *Campanile*, *Cypraea*, *Gisortia*, *Strombus*, *Dientomochilus*, *Rimella*, *Rostellaria*, *Cassidaria*, *Voluta*, *Fusus*, *Mitra*, *Conus*, *Oliva*, *Pleurotoma*, *Auricula*, *Belosepia*, etc. Il ne s'agit pas de quelques formes émigrées, mais d'un ensemble bien établi dans le Bassin de Paris où la température de la mer devait être élevée, en faisant presque une annexe de la zone équatoriale. Ceci

(1) Si l'on en croit M. LERICHE, *N. Lucasi* aurait même atteint la Belgique à Gand (Ann. Soc. Géol. Nord, LXII, p. 88, 1937). Il y a probablement confusion avec *N. laevigatus* décortiquée. Il est par ailleurs erroné de la désigner sous le nom de *N. laevigatus* prémot. *Lucasi* ; les recherches récentes ont en effet montré que sans aucun doute *N. Lucasi* évoluait vers *N. Fabiani*, tandis que *N. laevigatus* dérive de *N. aquitaniens* (voir notamment J. FLANDRIN, Mém. Carte Géol. Algérie, 1^{re} sér. Paléont., n° 8, 1938, p. 44-46).

est confirmé par l'abondance des Polypiers et des Échinides appartenant à des genres méridionaux. Les Algues calcaires sont bien représentées par divers groupes, mais l'absence des Lithothamnées dans la mer lutétienne, la plus chaude de l'Éocène, et où se faisait une sédimentation calcaire, est une lacune qui reste inexplicée.



Fig. 11. — Schéma des migrations des principales espèces de Nummulites, du Bassin aquitain vers le Bassin anglo-franco-belge.

1, *Nummulites planulatus*; 2, *N. globulus*; 3, *N. girondicus*; 4, *N. laevigatus*; 5, *N. Brongniarti*. 1 et 4 ont suivi la même voie après leur pénétration dans la Manche.

Au Bartonien inférieur, la faune de Mollusques qui comprend à peu près la moitié d'espèces lutétiennes, est encore subtropicale, mais d'une manière un peu moins accentuée. Les Céphalopodes des genres *Vasseuria* et *Aturia*, occidentaux et mésogéens y ont été rencontrés en très rares individus, égarés. Celle du Bartonien supérieur (marnes à *Pholadomya ludensis*) très appauvrie résulte de l'évolution sur place de quelques espèces des assises précédentes et du maintien de quelques autres ; elle est une relictte de la faune éocène en voie de disparition complète.

Les flores terrestres du grès cuisien de Belleu et du calcaire grossier supérieur soulignent le climat chaud et sec qui régnait pendant l'Éocène et surtout au Lutétien ; mais, comme à Sézanne, les familles des régions tempérées n'y font pas défaut ; elles sont cependant peu représentées dans le Calcaire grossier.

Oligocène. — Dès le début de l'Oligocène se produisent d'importants changements paléogéographiques. Un large bras de mer s'étend au travers de l'Europe, reliant le S de l'Angleterre à la Russie méridionale, par la Belgique et l'Allemagne du Nord. Les communications avec les régions boréales deviennent très faciles.

Il en résulte que les influences arctiques se font sentir très loin vers le S et que l'on observe un refroidissement général qui se manifeste dans la province méditerranéenne par la disparition des *Ortho-phragmina* (1).

Dans le Bassin de Paris qui fait partie de la province boréale, la faune de Mollusques du Stampien ne conserve aucun élément éocène ; elle est entièrement renouvelée. D'après M^{me} H. ALIMEN (2), la faune parisienne est beaucoup plus voisine des faunes septentrionales que des faunes méridionales, et plus semblable à la faune allemande qu'à la faune belge. L'axe de l'Artois était probablement soulevé, et la mer du Bassin de Paris devait communiquer non par le N avec la mer belge mais par l'W avec l'Océan par lequel seraient arrivées de nombreuses espèces septentrionales et quelques formes du Bassin aquitainien. Ainsi s'expliquerait, le Bassin de Mayence communiquant d'autre part avec la Méditerranée par l'Allemagne du Nord et la Russie, que certaines espèces mésogènes telles que *Natica crassatina* se trouvent en Allemagne et dans le Bassin de Paris, mais ne sont pas connues en Belgique.

Dès le Bartonien supérieur (Priabonien) une faune oligocène s'élaborait en Méditerranée avec notamment *Bayanìa semidecussata* et *Cerithium Diaboli*, forme ancestrale de *C. trochleare*. Au Stampien supérieur, les apports méridionaux sont plus nombreux et classiques, représentés principalement par *Tellina trigonula*, *Maetra angulata*, *Venus Aglaurae*, *Cardita Bazini*, *Cerithium Charpentieri*, *Murex Berti*, mais il arrive aussi des espèces septentrionales comme *Psammobia nitens* et *Brachytrema abbreviatum*.

Une dernière remontée des Nummulites vers le N correspond à la migration de *N. Bezançoni*, généralement considérée comme une race géographique de *N. vascus*. *Archiacina armorica* (3), Foraminifère atlantique du Bassin de Rennes a comme les formes aquitaines, pénétré dans le Bassin de Paris par la trouée de la Manche

(1) R. ABRARD. — La disparition des *Ortho-phragmina* et les migrations de faunes à l'Oligocène. *A. F. A. S.*, Congrès de Chambéry, 1933, p. 467-469, 1934.

(2) Le Stampien du Bassin de Paris. *Mém. Soc. Géol. France*, 1936. Voir p. 285-286.

(3) H. ALIMEN et G. LUCAS. — Sur la présence d'*Archiacina armorica* dans le Bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (5), XV, p. 201-206, 1945.

car tout semble s'opposer à admettre des relations directes avec l'Océan à travers la Bretagne. *Nummulites germanicus*, peut-être race de *N. incrassatus*, paraît être arrivée en Allemagne par le SE.

Miocène et Pliocène. — Au Miocène inférieur, on peut définir une province équatoriale dont la limite N est fixée par l'extension des *Lepidocyclina* et *Miogypsina*. Les faluns de Touraine, postérieurs à la disparition de ces Foraminifères renferment une faune de Poissons, de Coelentérés, d'Échinides et de Mollusques, sinon équatoriale, tout au moins tempérée très chaude. Parmi ces derniers, on trouve une assez forte proportion d'espèces actuelles, dont plusieurs vivent actuellement sur les côtes du Sénégal.

Le Miocène supérieur (Redonien de Dollfus) de Bretagne et du Cotentin a une faune malacologique contenant 50 % d'espèces actuelles ; c'est une faune froide ou tempérée septentrionale avec notamment *Pectunculus glycymeris*, *Astarte Basteroti*, *Lucina borealis*, mais qui comprend 65 % de formes des faluns de Touraine. Le Plaisancien présente à peu près les mêmes caractères avec un abaissement plus marqué de la température (*Lucina borealis*, *Astarte Omaliusi*, etc.).

En ce qui concerne les Mammifères continentaux, on peut, dans les sables burdigaliens de l'Orléanais, signaler auprès de genres évolués sur place (*Diceratherium*, *Aceratherium*, etc.), signaler des formes africano-asiatiques (*Mastodon*, *Dinotherium*, etc.), et peut-être nord-américaines (*Anchitherium*). Les grandes migrations ont commencé.

CHAPITRE IV.

LES PLISSEMENTS.

Le Bassin de Paris est une région de petite tectonique, ou plutôt, de tectonique atténuée. Cependant, bien que sa structure tabulaire soit classique, les assises sédimentaires qui le constituent sont très loin d'être restées horizontales dans le détail et on y observe de nombreux plis. De plus, les failles y sont fréquentes, parfois groupées en champs de fractures, parfois plus simples mais se poursuivant sur de grandes étendues.

HÉBERT a été le premier à attirer l'attention sur les ondulations de la craie dans le Bassin de Paris ⁽¹⁾, et à les décrire, mais il a fallu attendre G. F. DOLLFUS pour que soient délimités les plis qui affectent la craie blanche sénonienne et le Tertiaire ⁽²⁾. Des données plus larges comprenant également les zones jurassiques, ont été publiées par P. LEMOINE ⁽³⁾, mais il faut bien constater qu'en ce qui concerne l'Ouest et l'Est du bassin, nos connaissances sont assez imprécises, sans parler du Sud sur lequel on ne sait pratiquement rien.

Un fait sur lequel insiste P. LEMOINE est la différence d'inclinaison des couches jurassiques, crétacées et tertiaires qui toutes plongent vers le centre du bassin, et sur les discordances qui les séparent. Le correctif qui s'impose, c'est qu'il faut prendre les pendages au même point et ne pas comparer par exemple ceux du Jurassique en Lorraine, à ceux du Crétacé en Champagne ; on se rend alors compte que, dans leur ensemble, les inclinaisons des assises des différentes ères sont très voisines, et les discordances faibles et localisées en général, quoique souvent très nettes.

Nous avons rappelé que le Bassin de Paris dans sa forme actuelle pouvait être comparé à un empilement de soucoupes diminuant de diamètre vers le haut et représentant les différentes assises qui le constituent. Les variations de pendages dont il vient d'être parlé doi-

(1) E. HÉBERT. — Ondulations de la craie dans le bassin de Paris, *B. S. G. F.*, (3), III, p. 512-546, 1875.

(2) G. F. DOLLFUS. — Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le Bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. II, n° 14, 1890. — Relations entre la structure géologique du Bassin de Paris et son hydrographie. *Ann. Géogr.*, IX, p. 313-339, 413-433, 1900.

(3) P. LEMOINE. — Géologie du Bassin de Paris, p. 42-49. — Considérations sur la structure d'ensemble du Bassin de Paris. *Soc. Géol. France*, Livre jub., p. 481-498, 1930.

vent, dans l'esprit de ceux qui les considèrent comme très étendues, s'appliquer à l'ensemble d'une formation, les fonds de soucoupes n'étant pas parallèles.

D'autre part, lorsque suivant la méthode de Marcel BERTRAND (1) on recherche la constitution géologique et la topographie du fond de la mer pour une période donnée, ou bien lorsqu'on emprunte celle de DOLLFUS qui a permis la reconstitution du sommet de la craie blanche, on constate que la surface de la plupart des assises, ou tout au moins celle d'un grand nombre d'entre elles, présente, indépendamment de son inclinaison d'ensemble, des ondulations ou des plis plus ou moins importants.

Les mêmes procédés d'investigation permettent très souvent de discerner qu'une couche s'est plissée avant celle qui la surmonte, et aussi que cette dernière s'est ultérieurement plissée à son tour. Ce sont des observations de ce genre qui ont conduit Marcel BERTRAND à admettre « la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris ». Il y a là une vue qui est certainement excessive, mais il reste que des mouvements modérés se sont produits à de nombreuses époques, et qu'il ne peut être question de les rapporter tous à des contre-coups de paroxysmes tectoniques tels que les mouvements pyrénéens et alpins.

L'altitude à laquelle ont été portées des formations très récentes, notamment sur l'axe de l'Artois ont amené DOLLFUS à penser que les plissements du Bassin de Paris se sont poursuivis jusqu'au Pliocène.

Si l'on examine les plis les mieux déterminés, ceux qui s'imposent sur une carte géologique, tels que les anticlinaux faillés du Pays de Bray et de Fontaine-Raoul, leur direction armoricaine NW-SE indique d'une manière évidente qu'ils se sont produits suivant des lignes hercyniennes, et que la couverture sédimentaire tabulaire a été ondulée conformément à une orientation donnée par le substratum ancien. Il en est de même pour les plis profonds, et sur la bordure du Massif armoricain, le même fait s'observe avec une grande netteté. Dans la partie orientale du Bassin de Paris, il en est également ainsi les axes y montrant une direction varisque SW-NE, cependant plus difficile à déceler.

Le rôle joué par le substratum ancien dans la formation des plissements du Bassin de Paris, peut être conçu de différentes manières, dont chacune comporte probablement une part de vérité :

1°) A la faveur notamment des grands mouvements orogéniques, des effets lointains ont pu atteindre ce substratum et le remettre en jeu provoquant un rajeunissement des axes hercyniens et plissant leur couverture crétacée, jurassique et tertiaire. En tenant compte de ce que les couches transgressives tabulaires surmontent un ensemble hercynien préalablement arasé et transformé en pénéplaine, avec

(1) Marcel BERTRAND. — Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. *B. S. G. F.*, (3), XX, p. 118-165, 1892.

parfois même des inversions de relief, il apparaît que plutôt qu'un relèvement des anticlinaux et un abaissement des synclinaux, cette remise en jeu a surtout consisté à produire dans la couverture des plissements suivant les points faibles marqués par l'emplacement des axes anciens.

2°) Des plis de la couverture mésozoïque et tertiaire peuvent s'être produits sur l'emplacement des axes hercyniens, sans que ceux-ci aient rejoué. Ils seraient le résultat de mouvements tangentiels ayant affecté seulement la couverture, sans agir sur le socle ancien plus rigide.

3°) Des mouvements n'intéressant que la couverture l'ont ondulé suivant les directions imposées par le canevas hercynien, mais en n'empruntant à ce dernier qu'une orientation générale, et sans que les plis récents soient superposés aux axes hercyniens.

Il semble par contre que, presque toujours les plissements post-paléozoïques se sont superposés, et c'est ce qui a fait dire à Marcel BERTRAND que « les plissements dans les bassins de Paris et de Londres se sont toujours reproduits aux mêmes places ». Il faut cependant noter un fait d'une très grande importance, c'est que si l'idée exprimée dans la phrase précédente correspond le plus souvent à la réalité, il arrive très fréquemment que les plis superposés soient de sens différents. Ainsi d'après P. KRUVOST, le dôme anticlinal du Pays de Bray surmonte comme le Weald une dépression comblée par des terrains jurassiques ; de même, P. LEMOINE a montré que l'anticlinal tertiaire du Multien recouvrait un synclinal crétacé. On doit donc en conclure que les axes tectoniques du Bassin de Paris, ont au cours de son histoire représenté des zones prédestinées à être plissées, et non des directions ayant toujours eu tendance soit à se surélever en anticlinaux, soit à s'abaisser en synclinaux.

Avant d'aller plus loin, il ne paraît pas inutile d'indiquer les principaux points faibles de la méthode de détermination des plis actuellement employée. D'abord, le reproche majeur qu'on peut lui adresser est qu'elle se base sur des forages qui ne sont pas en nombre suffisant pour permettre de tirer des conclusions étendues. La part de l'intra et de l'extrapolation est en effet très grande ; elle a été réduite en ce qui concerne la région parisienne par l'exécution de nombreux sondages au cours des dernières années, mais précisément les résultats qui s'en dégagent sont, ainsi que nous le verrons, bien loin de confirmer toutes les données qui paraissaient acquises.

De plus, dans la recherche de la surface topographique du sommet d'une assise donnée, le rôle de l'érosion pendant les périodes d'émersion est complètement négligé, alors que l'abrasion a pu faire disparaître tout ou partie d'une assise.

Dans le cas de la craie blanche par exemple on ne peut affirmer que les points hauts ne correspondent pas à un niveau stratigraphique plus élevé que les points bas.

En troisième lieu la discrimination n'est pas faite avec les effets

possibles des mouvements épirogéniques si importants dans le Bassin de Paris puisque c'est à eux que sont dues les transgressions et les

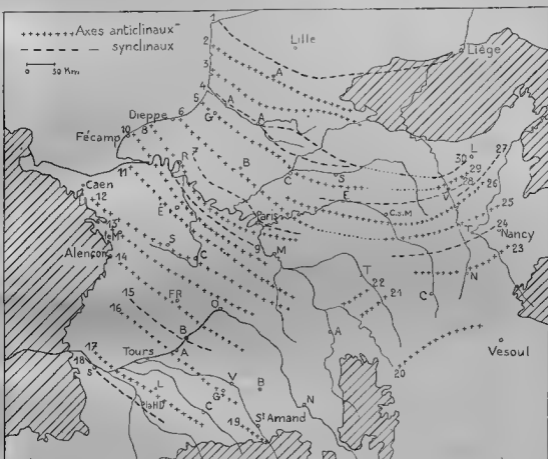


Fig. 12. — Les principaux axes tectoniques du Bassin de Paris.

1, zone synclinale du Bassin houiller franco-belge ; 2, axe de l'Artois ; 3, anticlinal du Pontleu ; 4, synclinal de la Somme ; 5, anticlinal de Gamaches ; 6, anticlinal du Bray ; 7, synclinal de la Seine ; 8, anticlinal de Beynes ; 9, synclinal de l'Eure ; 10, anticlinal du Roumois ; 11, axe d'Aulnay-sur-Itton ; 12, axe de Senonches ; 13, axe du Merlerault ; 14, anticlinal de Fontaine-Raoul ; 15, synclinal de Ménars ; 16, anticlinal de Souvigné-Amboise-Graçay ; 17, anticlinal de Vernantes-Huismes-Ligueil ; 18, synclinal de Saumur-la-Haye-Descartes ; 19, axe de Drevent ; 20, axe de la Côte-d'Or ; 21, axe des Riceys ; 22, axe d'Avrolles ; 23, anticlinal de Neufchâteau ; 24, synclinal de Vaucouleurs ; 25, anticlinal de Pont-à-Mousson ; 26, anticlinal du Hunsrück ou de Conflans ; 27, synclinal du Luxembourg ; 28, synclinal de Verdun-Epernay ; 29, anticlinal de Neuville-au-Pont ; 30, synclinal de Longwy.

régressions marines. Pourtant, si l'on y réfléchit les amincissements de couches loin du rivage et les lacunes plus ou moins localisées ne

sont pas forcément dûs à la présence d'un axe ou d'un bombement d'allure anticlinale, et il se peut que seuls des mouvements verticaux soient intervenus. On est en droit, tout au moins théoriquement d'admettre que l'épirogénèse est la cause de différences d'inclinaison d'ensemble le plus souvent très peu accusées, que peuvent présenter les différentes assises. Il est évident, pour prendre un exemple classique, que les couches cénomaniennes qui dans leur transgression vers le Massif armoricain recouvrent directement des termes de plus en plus anciens du Jurassique ne sont pas rigoureusement concordantes sur ces dernières ; mais, la discordance est presque toujours très faible, et cela se conçoit, puisque pour permettre l'arrivée de la mer, il a fallu que soient ramenées vers l'horizontale des assises préalablement relevées sur la bordure du Massif hercynien.

Mais, il peut arriver que localement les discordances soient assez fortes, tout en ne devant pas être imputées à des mouvements orogéniques. Toutes ces difficultés disparaissent lorsqu'il s'agit de plissements de surface.

A un autre point de vue, il faut se rappeler que si les plissements du Bassin de Paris se sont produits à presque toutes les époques, la phase orogénique dont paraissent dépendre les plus importants se situe vers le paroxysme alpin dont elle serait le contre-coup. Il y a donc très certainement eu déformation des plis antérieurs.

Les poussées auxquelles sont dues les ondulations du Bassin de Paris, dont les plus importantes peuvent être considérées comme des plis posthumes sur canevas hercynien paraissent s'être effectuées sur la convexité de l'arc armoricain-varisque, tout au moins dans la grande majorité des cas. On constate en effet le plus souvent une dissymétrie des plis avec flanc abrupt vers l'intérieur, c'est-à-dire vers le NE dans l'W et vers le NW dans l'E ; il en est notamment ainsi dans les anticlinaux du Bray et de Fontaine-Raoul qui sont de plus faillés sur ce versant interne.

Il n'en est cependant pas toujours de même et de nombreux plis sont à peu près symétriques. Exceptionnellement, il peut y avoir déversement vers l'extérieur comme dans le pli faillé de Ronen que P. LEMOINE donne en exemple.

Les ondulations d'axes des plis ont été principalement mises en évidence par G. F. DOLLFUS ; elles consistent en ce que les lignes de crête des anticlinaux et le fond des synclinaux ne se maintiennent pas à la même altitude suivant tout leur parcours, mais subissent alternativement des relèvements et des abaissements. En généralisant ce qui a été observé dans des secteurs relativement peu étendus, certains auteurs ont admis que ces ondulations d'axes affectaient tous les plis en même temps en déterminant des anticlinaux et des synclinaux perpendiculaires aux plissements de direction hercynienne, ou plutôt des alignements de dômes et de cuvettes formant avec ces derniers un réseau orthogonal. Cette conception paraît nettement exagérée.

Cette disposition dont il est difficile de reconnaître la cause qui peut-être doit être recherchée dans des pressions tangentielles, per-

pendiculaires à celles qui ont produit les plissements de directions hercyniennes, et s'étant exercées sur ceux-ci déjà formés, a eu pour effet aux points de recoupement de même signe, la surélévation des anticlinaux en dômes et l'approfondissement des synclinaux en dépressions parfois très marquées.

Un dôme bien caractérisé est celui du Bray à la hauteur de Neufchâtel ; P. LEMOINE rappelle que l'on a voulu trouver d'autres dômes moins importants formant alignement avec celui-ci, d'une part au NE sur l'axe de la Béthune à l'E de Doullens, d'autre part vers le SW sur l'axe d'Aulnay-sur-Iton à l'W d'Evreux. Des cuvettes profondes, dans lesquelles le sommet de la craie se trouve au-dessous du niveau de la mer, jalonnent une ligne sensiblement NS allant d'Orléans vers Guise. On a même été jusqu'à penser que la Manche occupait un de ces alignements de dépressions.

Des faits analogues ont été signalés par F. DOUVILLÉ (1) dans l'W où le Jurassique formerait des bombements, tantôt très accentués avec flancs faillés, tantôt se montrant sous forme de boutonnières. Ils seraient la résultante d'un système d'anticlinaux réticulés produisant des dômes à leurs points de croisement.

Plis du Nord et du Centre du Bassin de Paris. — Les axes tectoniques du Bassin de Paris sont surtout visibles dans le Nord et le Centre, ainsi que vers l'Onest, régions où le modelé est plus prononcé qu'à l'Est. Ils ont été étudiés par HÉBERT, MUNIER-CHALMAS et DOLLFUS. Ce dernier auteur y a distingué trois faisceaux de plis qui sont ceux de Picardie, de l'Île-de-France et du Perche. On observe une alternance régulière d'axes anticlinaux et synclinaux très sensiblement parallèles, de direction armoricaine NW-SE, orientation hercynienne qui a également été prise par les vallées de la Canche, de l'Authie, de la Somme, de la Bresle, de l'Yères, de l'Eaune, de la Béthune et de la Basse-Seine ; les failles, depuis l'axe de l'Artois jusqu'à celle de la Seine, s'alignent dans la même direction, de sorte qu'il est difficile de concevoir un ensemble soumis d'une manière plus cohérente et plus évidente aux lignes tectoniques du substratum hercynien.

Les axes que l'on rencontre en se dirigeant du N vers le S sont les suivants :

L'anticlinal du Ponthieu, parallèle à l'axe de l'Artois, qui passe à Fort-Mahon, Acheux, le Catelet et qui par le N de Guise se prolongerait vers Signy-l'Abbaye.

Le synclinal de la Somme qui est plutôt un groupe de synclinaux, un petit synclinorium. Il correspond à la basse vallée de la Somme jusqu'à Amiens, puis entre Montdidier et Péronne s'élargit considérablement pour former deux synclinaux secondaires séparés par un anticlinal également secondaire ; le synclinal du S serait relayé par les fosses de la région de Soissons. Ensuite est amorcé un passage

(1) F. DOUVILLÉ. — Jurassique à l'Onest du Bassin de Paris. Première note préliminaire. C. R. som. S. G. P., p. 129-131, 1941.

de la direction armoricaine à la direction varisque par un infléchissement se dirigeant vers Rethel.

L'*anticlinal de Gamaches* peu net à son point de départ s'individualise vers le SE et il est très net entre Maignelay et Compiègne. C'est lui qui produit le relèvement de la craie à Bèlemnitelles à Margny-les-Compiègne, axe d'autant plus accusé qu'il sépare deux profondes dépressions où le sommet de la craie se trouve au-dessous du niveau de la mer actuelle. La présence d'une faille masquée sur le flanc NE de l'axe de Margny a été invoquée pour expliquer cette dénivellation (1) ; elle apparaît comme très douteuse.

Le *synclinal du Thérain* débute au N de Dieppe, atteint la vallée du Thérain à l'amont de Beauvais, coïncide avec elle jusqu'au S de Creil, passe à Chantilly et d'après DOLLFUS peut se suivre jusqu'à Montmirail. Les forages de la vallée du Thérain et de la région de Creil ont permis d'y constater l'épaisseur anormale des sables de Bracheux et du Sparnacien.

L'*anticlinal du Pays de Bray* est l'accident tectonique le plus important du Bassin de Paris. Du S de Dieppe, il atteint Neufchâtel, passe à Noailles et peut se suivre jusqu'à Dammartin-en-Goële. Son prolongement vers Meaux d'après A. DE LAPPARENT et vers Sézanne d'après DOLLFUS est beaucoup moins net. Il s'agit d'un axe qui, beaucoup plus marqué que les précédents vers le NW s'atténue très rapidement vers le SE.

La fameuse et tout-à-fait classique *bouttonnière* du Pays de Bray, étudiée en détail par A. DE LAPPARENT (2) représente l'apparition après érosion, du Crétacé moyen et inférieur, ainsi que des assises élevées du Jurassique supérieur, au travers du Crétacé supérieur. Ce dôme ou bombement du Bray correspondrait à un point surélevé de l'axe à la jonction avec un exhaussement transversal. La craie sénonienne a été portée à une altitude considérable et s'observe encore à plus de 225 m. sur le pourtour S (226 m. à l'W d'Elbeuf-en-Bray, 236 m. à l'W d'Esclavelles), tandis que sur le bord N, à Conteville, elle est à 241 m. Le Portlandien est également très surélevé, se trouvant à 214 m. à Hannaches et à 225 m. à l'PE du Tbil-Ruberpre. Ainsi que nous l'avons dit, l'anticlinal est fortement dissymétrique avec flanc abrupt faillé vers le NE.

Le *synclinal de la Seine* qui prend naissance un peu à l'W de l'axe du Bray et passe par Gisors, Pontoise, Saint-Denis, se poursuivrait vers Sézanne.

L'*anticlinal de Beynes*, quelquefois appelé *axe de Meudon* a ramené au jour près de Rouen le Jurassique supérieur au travers du Crétacé par une petite bouttonnière. Il se prolonge le long de la vallée, souvent sous forme d'un pli-faille déversé vers le SW au contraire de l'anticlinal du Bray. C'est lui qui relève la craie à Bougival, Meu-

(1) A.-F. DE LAPPARENT. — Au sujet de quelques failles du Soissonnais et du Tardenois. C. R. som. S. G. F., p. 165-166, 1946.

(2) A. DE LAPPARENT. — Le Pays de Bray. Mém. Serv. Carte Géol. France, 1879.

don, etc. On peut le suivre presque jusqu'à Anglure dans la vallée de l'Aube.

L'*anticlinal du Roumois* est moins net que les axes précédents. De Fécamp, il se dirige vers Amfreville, passe à Houdan et Rambouillet où il prend plus d'importance. Dans le Hurepoix en effet, il paraît avoir constitué le rivage d'une partie des mers tertiaires de même que celui des lacs du calcaire de Champigny et de la Bric. Il est séparé par le *synclinal de l'Eure* de l'axe de Beynes.

Avant d'énumérer les axes qui vers le SW ont été reconnus comme faisant suite aux précédents, et qui ne se trouvent déjà plus dans la partie centrale proprement dite du Bassin de Paris, il faut signaler des axes secondaires : l'*anticlinal de Grandvilliers*, peu net et même douteux, qui débiterait entre le Tréport et Dieppe et se poursuivrait par le S de Saint-Just-en-Chaussée et d'Estrées-Saint-Denis ; l'*anticlinal du Multien*, bien caractérisé à Rouvres et Mareuil-sur-Oureq ; l'axe *anticlinal de Saint-Parres* très court, qui d'après DOLLFUS passerait entre Villenauxe et Provins, mais dont la réalité demanderait à être confirmée ; l'axe de *Vigny* qui s'arrête au S de Conflans-Sainte-Honorine.

Les données précédentes qui sont presque entièrement basées sur les recherches de DOLLFUS, et notamment sur sa carte hypsométrique de la surface de la craie, devront être assez sérieusement modifiées en ce qui concerne l'allure de plusieurs synclinaux sous la couverture tertiaire. Les forages profonds exécutés pendant les dernières années, semblent indiquer qu'à l'ancienne conception de synclinaux continus, il faudra, tout au moins dans l'Ile-de-France, substituer celle de dépressions profondes plus ou moins étendues reliées entre elles par des seuils surélevés relativement à elles (1).

Deux de ces dépressions ont été rencontrées dans le synclinal de la Seine ou plutôt sur son parcours supposé. La fosse de Saint-Denis, elliptique, s'amorce vers Enghien avec la craie à la cote — 75, atteint son maximum à Villemomble avec la craie à — 105 pour se relever à Noisy-le-Grand où la craie est à — 80. A l'Est de Soissons à Bucy-le-Long, une dépression considérable est indiquée par le Gault à — 515 m. La fosse de Juvisy, sur le parcours du synclinal de l'Eure est décelée par les forages d'Orsay et de Viry-Châtillon ; en ce dernier point, le Gault a été atteint à — 600 m. Ces dépressions semblent différer complètement des cuvettes résultant des ondulations d'axes dont il a été parlé plus haut.

Le faisceau de plis de la Picardie et de l'Ile-de-France est suivi vers le SW par une série d'autres axes en général moins marqués et plus difficiles à mettre en évidence. Ce sont d'après G. F. DOLLFUS :

Le *synclinal de la Risle*, débutant au SE de Pont-Audemer, passant au S d'Evreux, à Etampes, à Nemours et se poursuivant vers Villeneuve-sur-Yonne.

(1) R. ABRARD et R. SOYEN. — Quelques résultats tectoniques généraux d'après les sondages de la région parisienne. A. F. A. S., Congrès de la Victoire, p. 57-61, 1945 (1948).

L'*anticlinal d'Aulnay-sur-Iton* qui paraît commencer entre Villers-sur-Mer et l'embranchure de la Tonques relève le Lusitanien de la butte de Bénerville, puis s'atténue vers le SE pour se relever en un dôme très net entre Conches et Evreux, à Aulnay et la Bonneville. La craie glauconieuse cénomaniennne qui à 8 km. à l'W de l'axe se trouve à la cote — 32 est portée à + 120 à Aulnay, soit une dénivellation de 152 mètres. Un autre bombement s'observe entre Maintenon et Auneau, avec maximum vers Gallardon. Entre ces deux exhaussements, l'*anticlinal* qui passe par Dreux est très atténué. On le retrouve un peu au N de Château-Landon, se dirigeant vers Saint-Julien-du-Sault.

Le *synclinal de Nonancourt* qui prendrait naissance près de Villers-sur-Mer et passerait à Pont-l'Évêque est surtout marqué de l'E de Bernay à Nonancourt par Conches. Son passage peut ensuite être repéré à l'E et au SE de Chartres, mais son prolongement jusqu'au SE de Courtenay est beaucoup moins évident.

L'*anticlinal de Senonches*, bien accusé du S de Caen à Vimoutiers s'atténue vers le SE pour redevenir très net de la Ferté-Vidame à Voves en passant par Senonches ; sa réapparition au S de Montargis est assez douteuse.

Le *synclinal de Sainte-Gauburge* débute à 11 km à l'E du Merlerault, passe à Authueil, Longny, la Loupe et Illiers où l'Argile plastique présente des lambeaux à la cote basse de 160 m. Il est net dans la région tertiaire au N de Bonneval, puis disparaît bientôt. D'après Dollfus, il se montre à nouveau à Neuville-aux-Bois et entre Montargis et Pressigny, se dirigeant vers le N de Charny.

L'*anticlinal du Merlerault* qui prend naissance dans le massif ancien est un excellent exemple de la superposition de plis jurassiques, crétacés et tertiaires, à un axe hercynien. Découvert en 1837 par PUIL-LON-BOBLAYE et décrit par E. DESLONGCHAMPS dans la région jurassique de Normandie, il a en ce qui concerne son prolongement vers le NW été étudié par LECORNU en 1888 (1). Il paraît débiter à Jurques-sur-Odon par un anticlinal de grès siluriens, coupe la vallée de l'Orne entre Saint-Rémy et Harcourt, se poursuit par le S de Falaise, porte un lambeau de Cénomaniens à la cote + 250 m à l'Épinette près de Montabard, puis suit la forêt de Gouffren au N d'Argentan. Vers le SE, l'axe du Merlerault passe entre Nogent-le-Rotrou et la Loupe, franchit le Loir entre Bonneval et Châteaudun, puis se rapproche de la Loire au N de Gien et de Briare. On ne peut plus le suivre au delà de ce dernier point.

Au sujet des différents plissements superposés suivant cet axe, G.F. DOLLFUS a signalé que les assises siluriennes sont relevées à la verticale, les assises jurassiques fortement redressées, le Crétacé nettement mais plus faiblement plissé, tandis que les couches tertiaires n'ont subi qu'une ondulation qui lorsque l'on envisage le phénomène

(1) L. LECORNU. — L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 4^e sér., II, p. 291-304, 1887-1888 (1888).

dans son ensemble, paraît même s'être atténuée pendant la durée des temps tertiaires.

Au cours de ces différentes périodes, l'emplacement de l'axe est resté sensiblement le même.

L'axe du Merlerault est souvent invoqué et beaucoup d'auteurs lui attribuent un rôle très important dans la géologie du Bassin de Paris. Lorsqu'en effet on étudie la répartition des faciès de la craie glauconieuse cénomaniennne, de la craie turonienne, de la craie blanche sénonienne, d'une part, et de ceux du Cénomanienn arénacé, de la craie tuffeau turonienne et de la craie de Villedieu d'autre part, on constate que la zone de délimitation entre ces deux groupes de formations s'établit à peu près dans son ensemble suivant l'emplacement de l'axe du Merlerault. Il a semblé que l'on pouvait en conclure que l'anticlinal déjà formé au Jurassique avait pendant toute la durée du Crétacé constitué une séparation entre les deux régions de sédimentation différente.

Le *synclinal de la Loire*, faiblement marqué sur la première partie de son parcours, de Nogent-le-Rotrou au NW d'Orléans est plus net ensuite et peut être suivi jusqu'au delà de Briare et de Châtillon-sur-Loire.

L'*anticlinal d'Ouzouer-le-Marché* est un petit axe qui se traduit par l'apparition en pleine Beauce, à Ouzouer-le-Marché, de l'argile à silex en un flot au travers du calcaire de Beauce. Il se prolongerait au NW jusqu'à Châteaudun.

L'*anticlinal de Fontaine-Raoul* auquel il ne semble pas que l'on donne généralement l'importance qu'il a réellement, est originaire du massif armoricain (forêt d'Andaine au S de la Ferté-Macé), traverse ALENÇON, passe à Mamers et au N de la Ferté-Bernard, et vers Beaugency paraît atteindre la Loire au delà de laquelle on ne peut guère le suivre. Dans la région de Bouffry et de Fontaine-Raoul, il donne naissance à une boutonnière à flanc NE faillé un peu dans le style du Pays de Bray, qui ramène au jour le Cénomanienn au travers du Crétacé moyen et supérieur, recouvert d'argile à silex.

Le *synclinal de Ménars* commence à se manifester faiblement dans la vallée de l'Huisne au NE du Mans, puis par le N de Montoire se dirige vers Blois ; son prolongement au delà de la Loire a été recherché en direction de Salbris.

Plis de l'Ouest et du Sud-Ouest. — Les principaux plis de la Basse-Normandie sont les prolongements nord-occidentaux des axes de Senonches, du Merlerault et de Fontaine-Raoul dont nous venons de parler. Il convient d'ajouter que vers la bordure du Massif armoricain, il est souvent difficile de les suivre car ils sont plus ou moins masqués ou interrompus par des accidents tectoniques, failles et bombements, dans lesquels domine la direction varisque en conflit avec la direction armoricaine.

Le plus important de ces plis localisés en Basse-Normandie est le bombement des falaises du Bessin qui entre Port-en-Bessin et Sainte-

Horine-des-Pertes fait disparaître au-dessus des calcaires à silex de l'Aalénien supérieur, les calcaires bajociens et les marnes et argiles vésubiennes. Cet axe très surbaissé du *bombement des Hachettes* est accompagné de nombreuses petites cassures, morcelant les assises de sa retombée W entre Sainte-Honorine et Grandcamp (A. BIGOT).

Les relations entre les plis et les failles de la région tabulaire et de la région plissée ont été résumées par A. BIGOT (1942). M. BERTRAND a montré que les plis qui se sont formés à l'W du Bassin de Paris au Jurassique terminal, correspondent partout aux plis des terrains primaires dont ils reproduisent même les déviations locales de la direction d'ensemble ; les plis tertiaires se sont superposés aux plis jurassiques. Sur la surface hercynienne, l'érosion a souvent produit des *inversions de relief* avec mise en saillie des synclinaux siluriens au-dessus de zones anticlinales briovériennes créusées ; les anticlinaux jurassiques se sont formés au-dessus des synclinaux hercyniens, et les synclinaux se sont perperposés aux anticlinaux briovériens. Il y a donc ainsi que l'indique BIGOT *harmonie inverse* entre les dispositions tectoniques anté-jurassiques et celles qui lui sont postérieures ; « les lignes tectoniques se superposent en direction, mais leur sens peut être de signe contraire ».

Pour BIGOT, les plis peu accentués de la Basse-Normandie sont le résultat de gauchissements dus à des mouvements épirogéniques, et il pense que les assises jurassiques, crétacées et tertiaires n'ont été que faiblement influencées par le contre-coup des mouvements alpins, qui auraient surtout produit des fractures. Cela est très largement vraisemblable en ce qui concerne les petits plis et bombements de la bordure, mais les axes plus étendus que l'on peut suivre parfois sur de grandes distances ressortissent certainement à des mouvements orogéniques, et principalement pendant le Tertiaire, aux contre-coups des paroxysmes pyrénéens et alpins.

Dans le Haut-Maine et le Perche, la disposition en dômes et en cuvettes domine d'après L. DANGEARD (1) qui signale que les plissements en dôme rappelant les phénomènes de diapirisme affectent surtout les couches plastiques du Callovien et de l'Oxfordien ; ceci s'observe notamment dans les dômes de Jauzé, de Courcival, du Jalais, du Bélinois.

D'après le même auteur un bombement antécrotacé très important est décelé par l'allure de l'affleurement du Lusitanien convexe vers l'E du Merlerault à Bonnétable ; il admet que c'est ce bombement central, et non pas seulement l'axe du Merlerault tel qu'on le conçoit généralement, qui a joué un rôle important dans la répartition des faciès du Crétacé.

Les dômes qui sont souvent fracturés en bordure ou en relation avec des failles (anticlinal de Bellême faillé au N et au S, cassure de part et d'autre de l'axe du Courtonlin, alignement des dômes de Jauzé

(1) L. DANGEARD. — Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris, et, en particulier, ceux du Perche et du Haut-Maine. *B. S. G. F.*, (5), XIII, p. 73-79, 1943.

et de Courcéival alignés au bord de la faille de l'Orne saosnoise, dôme du Béloinois dans le prolongement de la faille de l'Huisne) paraissent être parfois sous la dépendance d'anticlinaux perpendiculaires à leur direction générale. Il y a eu pour les surélever, conjonction des mouvements dans les directions varisque et armoricaines ; ceci est notamment très net en ce qui concerne le Béloinois (fig. 15).

Dans la région de Bellême il existe plusieurs axes anticlinaux de direction armoricaine. Plusieurs dômes, tel celui de Teillé près de Ballon correspondent à des plis très courts, et de nombreuses ondulations de faible amplitude plus accentuées par le Callovo-Oxfordien ne peuvent être suivies bien longtemps. Mais, il se trouve d'autres plis qui font suite vers le SW à ceux étudiés dans le paragraphe précédent et que l'on peut suivre depuis la bordure du Massif armoricain jusqu'en Touraine (1) et même au delà. Ces plis, de direction armoricaine NW-SE sont en se dirigeant du N vers le S :

L'anticlinal d'Herbault ou *axe du Béloinois* de Guillier, venant d'Écommoy, passant par Authon, Herbault et la forêt de Blois. D'après G. LECOINTRE, il se résoudrait en un cap avancé du Perche, avec terminaison périclinale un peu en aval de Blois. Cependant, G. F. DOLLEFUS indique son prolongement sur la rive gauche de la Loire jusqu'à Cour-Cheverny en bordure de la Sologne.

Le *synclinal de Château-Renaud* qui s'épanouit vers l'W dans le bassin où se trouvent les affleurements de Crétacé supérieur de Louestault ; il paraît se prolonger au SE par le *synclinal de Pontlevoy* dans lequel sont conservés les faluns vindoboniens.

L'anticlinal de Souvigné-Amboise ou *axe de Château-la-Vallière* passe à La Flèche venant du NW, à Château-la-Vallière et à Amboise, et par l'ensellement de Montrichard se relie à l'anticlinal de Graçay. Cet axe présente les dômes bien caractérisés de Braye-sur-Maulne, Souvigné-Sonzay, Nouzilly-Amboise, qui ont pour effet, soit de ramener au jour l'Oxfordo-Argovien au travers du Crétacé moyen, soit de relever le Cénomaniens.

Le *synclinal de Tours* paraissant prendre naissance au SW de Durtal, au delà des bombements liasiques, passe à Baugé, Noyant, Saint-Cyr, Tours, Larçay. Une profonde dépression qui a son centre à Evvres avec le Cénomaniens à la cote — 110 m. paraît prolonger ce synclinal vers Loches. En Anjou, cette zone basse a conservé des lambeaux étendus des faluns vindoboniens, tandis que vers le SE, la dépression d'Evvres correspond à peu près à la partie centrale du grand bassin oligocène lacustre de la Champagne tourangelle.

L'anticlinal de l'Anjou ou *axe de Ligeuil* est souvent considéré comme prolongeant le sillon de Bretagne ; il longe approximativement la Loire du S. d'Angers à Saumur, passe à Chinon et se dirige vers le cours supérieur de la Creuse. Il est jalonné par le dôme de Vernantès,

(1) G. LECOINTRE. — La topographie souterraine de la région tourangelle d'après les forages. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XXXV, n° 185, 1932-1933.

par celui d'Huismes qui à Véron ramène l'Argovo-Rauracien à très faible profondeur sous le Cénomaniens et par celui de Ciran qui fait affleurer le Cénomaniens au travers du Turonien.

Le *synclinal de Saumur* présentant des zones basses à Saumur et à la Haye-Descartes.

G. LECOINTRE a insisté sur le fait que en Touraine les axes tectoniques précédents se résolvent en une série de dômes et de cuvettes plus ou moins allongés suivant la direction armoricaine. Mais, il convient de noter que ces bombements et dépressions ne se montrent en aucune manière alignés suivant des directions perpendiculaires aux plis et formant avec eux un réseau orthogonal.

Les nombreux petits bombements de la région de Durtal dans lesquels le Lias perce la couverture de Crétacé moyen paraissent sans rapport avec des axes tectoniques étendus et dûs à des déformations de caractère épirogénique plutôt qu'à des mouvements tangentiels.

Vers le seuil du Poitou, on observe un relèvement général des couches et on atteint des régions où la tectonique de direction armoricaine est beaucoup plus fortement indiquée. En effet, à travers le détroit, les accidents, axes et failles d'orientation NW-SE, provoqués par la remise en jeu au Tertiaire, du canevas hercynien qui se trouve à faible profondeur sous les terrains jurassiques, établissent une liaison évidente entre la Vendée et le NW du Limousin. Certains d'entre eux, surtout en ce qui concerne les fractures, prolongent des accidents du même type, du Massif armoricain, parfois en les inversant, à l'instar de ce que nous avons vu en Basse-Normandie, mais s'y appliquant plutôt aux plis.

Les plissements du détroit du Poitou et de ses abords ont été étudiés par J. WELSCH (1), par G. MATHIEU (2) et par G. WATERLOT (3). Des modifications importantes ont été apportées par les recherches récentes aux conclusions de J. WELSCH qui avaient été vivement combattues par Ph. GLANGEAUD (4).

Au S du *synclinal de Saumur*, on rencontre d'après G. WATERLOT une série d'ondes anticlinales et synclinales de direction NW-SE, en général très douces, dont les axes sont alternativement relevés et abaissés, de sorte que, comme en Touraine, les plis sont une série de dômes et de cuvettes allongés suivant l'orientation armoricaine.

Le *synclinal de Saumur-Chinon-la Haye-Descartes*, considéré par G. MATHIEU comme établissant une liaison entre les synclinaux pri-

(1) J. WELSCH. — Sur les plissements des couches sédimentaires dans les environs de Poitiers. *B. S. G. F.*, (3), XX, p. 440-456, 1892.

(2) G. MATHIEU. — Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. 1937. Voir p. 286-303.

(3) G. WATERLOT. — L'anticlinal du Loudunais aux environs de Montreuil-Bellay. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XLIII, p. 341-362, 1942.

(4) Ph. GLANGEAUD. — Le Jurassique à l'Ouest du Plateau Central. *Ibid.*, t. VIII, n° 50, 1895. Voir p. 236-244.

maires de Quimper-Ancenis et d'Ahun-Aubusson, est suivi au S par le *pli anticlinal du Loudunais* qui est d'ailleurs une simple flexure à pente très douce vers le N, rompue brusquement au S par un système de fractures qui affaisse tout le secteur méridional. Cet anticlinal qui prolonge vers le SE un accident de la région paléozoïque est très net à Montreuil-Bellay qui est au centre d'un bombement qui entre la bordure paléozoïque à Baugé, et Morton, amène à l'affleurement au travers du Cénomaniens, des formations jurassiques de plus en plus récentes d'W en E, allant du Toarcien au Callovien inclus. Dans le Loudunais, un nouveau dôme très étendu et adouci provoque l'affleurement du Lusitanien inférieur et moyen. L'axe se poursuit ensuite vers le SE, passant à Châtellerault où le Lusitanien moyen et peut-être supérieur vient pratiquement en pleine région mésocrétacée, à l'affleurement au travers des alluvions.

L'*onde synclinale de Lernay* sépare l'axe précédent de l'*anticlinal de Thouars*, qui est en réalité une ondulation assez peu marquée que l'on ne peut suivre au delà du méridien de Loudun.

Le *synclinal de Moncontour-de-Poitou à Mirebeau* déjà en plein détroit poitevin n'en atteint pas la partie médiane. Il a permis la conservation d'un petit lambeau de faluns miocènes.

L'*anticlinal de Ligugé* est, comme tous les plissements tertiaires de la Vendée et du Poitou, dissymétrique avec flanc NE plus redressé, ce qui paraît indiquer des poussées venant du SW. Il provoque des affleurements de roches anciennes — granulite écrasée, gneiss granulitiques, etc. — dans la vallée du Clain, roches que la faille de Ligugé place au N en contact anormal avec le Bajocien effondré par rapport à elles.

Le *synclinal de Vivonne* peu prononcé, d'après WELSCH répondrait pour FOURNIER au synclinal des micascistes au S de Parthenay.

L'*anticlinal de Champagné-Saint-Hilaire* est apparent depuis Parthenay dans la Gâtine et à la limite SE du Massif armoricain, il se présente comme un horst tertiaire ; il se prolonge ensuite par des failles vers le Limousin. Il appartient à une dislocation tertiaire de direction armoricaine qui, traversant complètement le détroit poitevin prolonge vers le SE une fracture vendéenne remplie par du quartz, et se poursuit dans le Limousin par une série de filons de quartz alignés NW-SE.

Le *synclinal du Petit-Lessac-Mauprevoir* est jalonné par des dépôts éocènes lacustres et se poursuit vers le SE par un îlot de grès tertiaires sur les terrains cristallins, reconnu par WELSCH au NW de Confolens ; il n'atteint pas vers le NW le méridien de Civray.

Le *pli monoclinale de Rouillé à Couhé* se poursuit vers le SE par l'*ondulation anticlinale de Civray* qui fait apparaître le Charmouthien au travers du Lias supérieur et du Bajocien.

Le *synclinal de Chantonay à Lezay* qui se poursuit vers le Limousin par le synclinal du Callovien de Champagne-Mouton qui borde de près l'axe suivant, est un pli très accusé surtout vers le NW, où

il est marqué par un alignement de petits lambeaux de calcaire lacustre de la Mothe-Saint-Héraye. Vers le NW, il se prolonge par la cuvette de Saint-Maixent abaissée entre deux failles, puis par l'ondulation synclinale de Champdeniers qui affecte les calcaires jurassiques en superposition exacte au synclinal de quartzite rouge de la Gâtine, et plus loin par le bassin dévono-carbonifère de Vouvant-la Ville-Dé et la fosse de Chantonay effondrée le long du sillon houiller.

L'*anticlinal de Montalembert*, le pli le plus important du détroit du Poitou constitue dans sa moitié NW la limite entre le Bassin de Paris et le Bassin d'Aquitaine, son prolongement vers le SW au delà de la Charente se trouvant déjà dans ce dernier. Au centre du détroit, dans l'*axe des collines de Montalembert* de Longuemar, il forme une crête où le Toarcien est porté à 190 m. alors que dans la plaine au N il n'est qu'à 80-90 m. Entre Saint-Maixent et Lezay le flanc NE du pli est faillé (faille de Chambrille). De la Ville-Dé jusqu'à Montalembert, on se trouve en présence d'une ligne de dislocations avec compartiment N effondré.

G. MATHIEU insiste sur le fait que les deux plis précédents vérifient avec une admirable netteté la loi des plis posthumes. Le synclinal tertiaire de Saint-Maixent-Lezay continue le synclinal dévono-carbonifère Lac de Grand'Lieue, Malabrit, la Ville-Dé, et l'anticlinal tertiaire de Montalembert est superposé à l'anticlinal paléozoïque des gneiss de Mervent. Il y a concordance non seulement avec la direction, mais aussi avec le sens des plis anciens.

La région du seuil du Poitou constitue entre la Vendée et le Limousin une dépression avec abaissement général des assises sédimentaires vers le centre (Toarcien à 160-170 m. en bordure de la Vendée, à 190 m. sur le bord du Limousin, à 90-100 m. au milieu du détroit). Mais, des ondulations transversales, perpendiculaires à la direction armoricaine recourent les axes tectoniques qui établissent la continuité entre la Vendée et le Limousin. D'après J. WELSCH, ces plis sont de l'E à l'W : l'*anticlinal d'Asnois*, le *synclinal de la Charente*, l'*anticlinal du Clain*, le *synclinal du Clain*, l'*anticlinal de Mirebeau*, le *synclinal de Jazeneuil*.

La réalité de ces divers plis demanderait confirmation, mais les recherches de G. MATHIEU ont vérifié la présence de ces ondulations transversales. Aux points de rencontre avec les anticlinaux de direction hercynienne, elles produisent des zones de culmination ; ainsi, au recouplement de l'anticlinal de Montalembert par l'ondulation anticlinale du Clain, le Toarcien est porté à 190 m.

Aux points de jonction de deux plis synclinaux il s'est formé des cuvettes. D'après MATHIEU, ces alternances de zones de culmination et de zones d'ennoyage explique les changements de direction des rivières de la région.

Plis du Sud. — Le prolongement vers le Berry, toujours en direction armoricaine des plis de la Touraine et de l'Anjou a été admis

par G. F. DOLLFUS, qui a même reconnu dans le Sancerrois un système de plis orientés NW-SE dont le plus marqué serait l'anticlinal de Menetou-Ratel.

Mais, d'après A. VACHER (1) les ondulations tertiaires indiscutables, de direction armoricalne ne s'observent que dans la zone des sédiments crétacés du N de la Champagne berrichonne, et dans la bande liasique comprise entre celle-ci et le Massif Central.

L'*anticlinal de Graçay* qui fait apparaître dans la vallée du Fouzon le Portlandien au travers du Crétacé en un dôme érodé, est le prolongement de l'anticlinal de Souvigné-Amboise auquel le relie l'ensellement de Montrichard ; il ne peut être suivi vers le SE au delà du cours supérieur du Fouzon.

L'*anticlinal de Montrésor* très court ne descend pas au delà de la latitude de Vatan ; son raccordement avec une ondulation suivant au SW l'axe de Drevant est tout-à-fait douteuse, la réalité de l'ondulation en question n'étant d'ailleurs pas démontrée.

L'*anticlinal de Liqueil* fort net en Touraine peut vers le SE être suivi jusqu'à la hauteur de Châteauroux ; il se raccorderait à un *anticlinal de La Châtre* quelquefois considéré comme un pli important, mais les arguments font défaut pour étayer cette opinion qui correspond cependant à une probabilité.

Des quatre plis signalés entre la vallée du Cher et celle de l'Indre, seul l'*anticlinal de Drevant* existe réellement. Il est net entre Saint-Amand et Ainay-le-Vieil où le Trias ramené à l'affleurement est dominé au NE et au SW par deux crêtes de Lias.

D'après A. VACHER, le phénomène de plissement n'a laissé aucun vestige dans la Champagne berrichonne qui apparaît comme une plateforme.

Plis de l'Est et du Sud-Est. — Les plissements de la partie orientale du Bassin de Paris sont beaucoup moins marqués que ceux du centre et de l'Ouest et on ne peut guère les déceler qu'en dressant les courbes de niveau d'un horizon stratigraphique déterminé, par exemple celles du toit de l'Aalénien pour la Lorraine orientale, du toit du Lusitanien pour l'Argonne et le Barrois, ainsi que l'a fait G. CORROY.

Les ondulations de l'Est ont été étudiées notamment par H. JOLY (2) et par G. CORROY (3) ; les principales sont du N au S énumérées ci-après :

Le *synclinal de Longwy*, ligne dépressionnaire partant de Ville-sur-Tourbe, passant au N de Vienne-le-Château, à Montfaucon, Moirey et Longwy.

L'*anticlinal de La Neuville-au-Pont*, passant par Neuville, Azannes et s'abaissant au delà de Spincourt.

(1) A. VACHER. — Le Berry. Contribution à l'étude géographique d'une région française. Paris, 1908. Voir p. 156-164.

(2) H. JOLY. — *Loc. cit.*, 1908, p. 246-261.

(3) G. CORROY. — *Loc. cit.*, 1925, p. 319-328.

Le *synclinal de Clerinont-en-Argonne, Verdun, E de Spincourt* qui prolonge vers l'E et le NE le synclinal d'Epernay.

L'*anticlinal d'Elain*, passant à Landres et s'envoyant un peu au NW d'Audun-le-Roman.

Le *synclinal de Tucquegnieux*, passant par Havange et représentant le prolongement du *synclinal du Luxembourg* qui n'est donc pas relié à celui de Verdun comme on l'a pensé pendant longtemps.

L'*anticlinal de Conflans*, qui se poursuit par Knutange et Hetange se prolonge vers le NE par le grand anticlinal du Hunsrück ; c'est un des axes les plus accusés de la Lorraine.

Le *synclinal d'Auboué* et l'*anticlinal de Mars-la-Tour* très courts comme les axes d'Etain et de Tucquegnieux, sont bien nets dans les bassins ferrugineux.

Le *synclinal de Metz*, venant de Revigny, Vavincourt, Saint-Mihiel disparaît au NE de Metz.

Le prolongement du *synclinal de Sarrebrück* a été reconnu en Lorraine par les sondages des environs de Pont-à-Mousson pour recherche de Houille.

L'*anticlinal de Pont-à-Mousson*, passant par Fère-Champenoise, S de Vitry-le-François, Tronville, Pont-à-Mousson.

Le *synclinal de la Seine* qui s'envoie à l'E de Lagny, reparait près de Coulomnières, passe à la Ferté-Gaucher, Esternay, Sézanne et d'après CORROY peut s'observer à Saint-Dizier.

L'*anticlinal de Beynes* qui semble réapparaître près de Mortcerf s'atténue beaucoup en Champagne, mais d'après le même auteur serait visible à Saint-Rémy-en-Bouzemont, et au N d'Éclaron.

Le *synclinal de Vaucouleurs*, passe au S d'Éclaron, au N de Morley, sans avoir été dévié ou ennoyé par la faille de la Marne, atteint Vaucouleurs, le S de Toul et Lay-Saint-Christophe.

Le petit *anticlinal de Montpothier-Romilly* se prolongerait à travers la Champagne par Arcis-sur-Aube et s'observerait depuis Arrembécourt jusqu'au N de Wassy.

De même, le *synclinal de Saint-Parres* se poursuivrait par Rilly et Voué pour se retrouver de Chassericourt à la vallée de la Marne par Montiérender.

L'*anticlinal de Neufchâteau*, de plus en plus marqué d'W en E, passe par Brienne-le-Château, Doulevant, Neufchâteau, le S de Vézelize. CORROY pense qu'il a décroché vers l'W jusqu'à Soulaïnes, la faille de la Marne ; il serait le prolongement de l'anticlinal secondaire de Montereau.

A. ROBAUX et M. BERNATZKY ont insisté sur le fait qu'en Lorraine les zones surélevées ou abaissées du Secondaire prolongent en plan et épousent les déformations du socle ancien (1). Ils distinguent deux

(1) A. ROBAUX et M. BERNATZKY. — Sur la tectonique des terrains secondaires de la Lorraine. C. R. Ac. Sc., t. 205, p. 1167-1169, 1937.

principaux compartiments affaissés, de Tucquegnieux-Luxembourg délimité par la faille d'Avril de 80 m. de rejet et d'Orne-Prims-Mulde, auxquels s'opposent deux horsts, de Briey-Thionville-Hunsrück et de Metz-anticlinal d'Épy-Sarre. En s'appuyant sur les résultats de plus de 500 forages, ils indiquent que le Trias, le Lias et le Dogger ont leur maximum de puissance dans les dépressions, leur minimum sur les horsts. Ainsi que nous le verrons plus loin, ils en ont déduit que les failles paléozoïques avaient rejoué dès le début du Trias, conclusion qu'il serait prématuré d'appliquer à l'ensemble des fractures de la Lorraine et des régions voisines.

Plus au SW, P. LEMOINE et C. ROUYER (1) ont signalé deux axes peu étendus, l'*anticlinal d'Aprolles* se dirigeant au NE vers la Seine qu'il n'atteint pas, depuis la faille de Quenne et les aborts de Saint-Florentin, et l'*anticlinal des Riceys* se prolongeant par une faille vers Bligny et Bar-sur-Aube. Ces deux rides sont séparées par le *synclinal de Chaource*. Un troisième anticlinal, l'*axe de la Côte-d'Or* a été reconnu par les mêmes auteurs en travers du détroit Morvano-Vosgien ; il prend naissance entre Semur et Dijon et au delà du méridien d'Is-sur-Tille se poursuit par une faille qui passe à peu près à mi-distance de Champlitte et de Langres. Il ne paraît pas prolonger des accidents du Morvan ou des Vosges.

Les différents axes tectoniques dont il vient d'être parlé sont de direction varisque SW-NE qui est celle des lignes directrices du substratum hercynien dans cette partie du Bassin de Paris. Il y a donc, comme dans le centre et l'Ouest, superposition des plis nouveaux aux plis paléozoïques du socle.

Raccordement des plis de l'Ouest et de l'Est. — Le passage de la direction armoricaine à la direction varisque est très bien indiqué par l'allure du bassin houiller franco-belge et par son prolongement vers le NW, sur lequel se sont produits les plis posthumes de l'axe de l'Artois. A cette limite septentrionale du Bassin de Paris qui s'établit très sensiblement sur l'emplacement de la ride frontale hercynienne, le changement d'orientation des plis se fait presque insensiblement et d'une manière très adoucie.

Vers le S, les plis tertiaires amorcent ce même changement de direction ; il est très net pour le synclinal de la Somme et l'anticlinal de Gamaches qui aux abords du méridien d'Épernay se redressent vers le NE après un court tronçon W-E. Les faits que les plis de l'W de direction armoricaine et ceux de l'E d'orientation varisque correspondent aux lignes tectoniques imposées par le substratum hercynien, ainsi que l'a pensé Marcel BERTRAND, autorise à admettre le raccordement de ces plis à travers la Champagne, par des ondulations W-E.

Il est malheureusement très difficile de reconnaître des plissements de quelque consistance reliant ceux de l'W et de l'E et ceci

(1) P. LEMOINE et C. ROUYER. — Sur l'allure des plis et des failles dans la Basse-Bourgogne. *B. S. G. F.*, (4), IV, p. 561-568, 1904.

explique les divergences d'opinion entre G. F. DOLLFUS et G. CORROY au sujet de plusieurs d'entre eux. Le dernier auteur a proposé les raccords suivants :

Synclinal de la Somme-synclinal de Longwy ;
 Anticlinal de Gamaches-anticlinal de Neuville-au-Pont ;
 Synclinal d'Epernay-synclinal de Verdun ;
 Anticlinal du Multien-anticlinal de Conflans et du Hunsrück ;
 Synclinal du Thérain-synclinal de Metz ;
 Anticlinal du Pays de Bray-anticlinal de Pont-à-Mousson (le prolongement du synclinal de Sarrebrück qui se trouve en Lorraine au N de cet anticlinal devrait être recherché en Picardie sur le flanc N de l'axe du Bray ; on sait que sur celui-ci le forage de Ferrières-en-Bray a atteint les micaschistes sous le Perno-Trias sans traverser de Houiller) ;

Anticlinal de Montereau-anticlinal de Neufchâteau.

Le passage d'une direction à l'autre se ferait très progressivement avec un long parcours W-E ; il est donc fortement exagéré d'employer pour le qualifier l'expression de rebroussement ou de *schaarung*.

Vers le S, aux approches du Massif Central, les plis ne peuvent plus être raccordés et l'orientation armoricaine passe à la direction varisque d'une manière plus anguleuse.

On doit voir là le contre-coup des mouvements alpins qui au SE du Bassin de Paris a contribué à dévier les plis vers le NE, et aussi le résultat de l'écrasement du sillon houiller entre le môle W du Massif Central resté en place, et sa partie orientale poussée en avant des Alpes, compression qui a certainement retenti sur les parties limitrophes de la région tabulaire. Mais là encore, ainsi que l'a signalé E. RAGUIN (1) il n'y a pas même pour le Massif Central de *schaarung* proprement dit, l'apparence n'en ayant été donnée tardivement que par l'écrasement d'une large zone de raccordement sans rupture. Les failles méridiennes partant de la bordure ancienne du Berry (failles du Sancerrois prolongées en relai vers Montargis) ne doivent donc pas être considérées comme liées à un véritable rebroussement, mais comme participant de dislocations ayant produit une fausse apparence de *schaarung*.

Age des plissements. — Les plis et ondulations les plus caractérisés du bassin parisien sont incontestablement des plis posthumes suivant les directions hercyniennes du substratum ancien. Les axes de quelque étendue, d'orientation armoricaine ou varisque et les ondulations qui les raccordent doivent être considérés comme dûs à des mouvements orogéniques. Seuls, quelques petits froissements localisés, fréquents notamment en bordure du Massif armoricain, paraissent pouvoir être attribués à des gauchissements liés à l'épirogénèse.

(1) E. RAGUIN. — Etude tectonique dans les terrains cristallins situés au voisinage du Grand Sillon houiller du Plateau Central français. *B. S. G. F.*, (4), XVII^e, p. 189-225, 1928. Voir p. 224.

Dans son ensemble, le système de plis du Bassin de Paris est très récent et date du Tertiaire supérieur. Il ne paraît pas douteux que la phase la plus active de leur formation doive se situer vers le Miocène supérieur, à l'époque du paroxysme alpin dont elle représente le contre-coup, mais ils se sont poursuivis jusque pendant le Pliocène dont certains lambeaux ont été relevés.

Cependant, ainsi que l'a montré Marcel BERTRAND, beaucoup de ces plis ont été amorcés avant le Tertiaire, mais il n'y a pas eu continuité de plissement au sens strict de ce terme.

Vers le Jurassique supérieur, ou tout au moins entre le Lusitanien et le Cénomanien, certains plis étaient déjà marqués, tels que l'axe du Merlerault qui a été au Crétacé un seuil entre deux zones de sédimentation différentes. Peut-être y-a-t-il relation avec les mouvements antécénomaniens des Pyrénées.

La comparaison de coupes de l'Éocène prises dans les synclinaux de la Seine et de l'Eure et sur l'anticlinal de Meudon qui les sépare prouve que ce dernier existait au Tertiaire (1) ; sa résistance à l'affaissement serait due aux répercussions des mouvements pyrénéens. D'autre part, l'axe du Roumois semble avoir limité l'extension des mers éocènes, et il a constitué le rivage des lacs de Champigny et de la Brie.

En ce qui concerne l'axe du Bray, A. de LAPPARENT l'a considéré comme formé pendant l'Éocène supérieur ; G. F. DOLLFUS (2) a ensuite reporté son soulèvement après les meulères de Beauce, puis MUNIER-CHALMAS a conclu à la surrection sur son emplacement de petits dômes au cours de chaque division du Tertiaire (3). En réalité, il ne paraît pas remonter au delà du Miocène en tant qu'anticlinal de direction hercynienne.

Il ne semble pas que pendant l'Éocène il y ait eu des plissements appréciables et en fait, les couches sont concordantes même lorsqu'il y a des lacunes, Lutétien sur Sparnacien par exemple. La discordance entre le Calcaire grossier et les sables de Cuise, signalée près de Survilliers par MUNIER-CHALMAS (4) est très sujette à caution et l'apparence en est donnée par la stratification oblique du Cuisien.

Les plissements antérieurs au Miocène ont été repris lors de la phase majeure qui les a accentués, déformés et parfois oblitérés et il est toujours très difficile de les séparer des mouvements principaux.

(1) R. SOYER. — Sur l'existence de l'Anticlinal de Meudon pendant le Tertiaire. *C. R. Ac. Sc.*, t. 222, p. 188-190, 1946.

(2) G. F. DOLLFUS. — Essai sur la détermination de l'âge du soulèvement du pays de Bray. *B. S. G. F.* (3), IX, p. 112-150, 1880.

(3) MUNIER-CHALMAS. — Sur les plissements du pays de Bray. *C. R. Ac. Sc.*, t. 130, p. 935-938, 1900.

(4) *Id.* Sur une discordance entre les sables de Cuise et le Calcaire grossier. *B. S. G. F.*, (3), XVIII, p. 18, 1889.

CHAPITRE V.

LES FAILLES.

Le Bassin de Paris, région tabulaire, tranquille au point de vue tectonique, ainsi que le démontre la modicité des plissements, présente cependant de nombreuses fractures. Certaines d'entre elles, très étendues s'observent jusque dans sa partie centrale, mais elles se montrent surtout à la périphérie, soit en bordure des massifs anciens, soit dans les détroits qui à différentes époques ont assuré des communications avec les bassins sédimentaires voisins.

De cette répartition semble pouvoir être tirée la conclusion que les cassures se montrent surtout aux points où le substratum ancien se trouve à une profondeur assez faible, et dans les zones d'instabilité telles que les seuils, où les plis hercyniens ont subi de fréquentes alternatives d'ennoyage et d'exhaussement. L'orientation d'un très grand nombre de ces failles, leur raccordement quelquefois très net avec des accidents des massifs hercyniens de la bordure, indique d'une manière absolument évidente que beaucoup d'entre elles, sinon la plupart sont dues à la remise en jeu du socle ancien, et le fait que des formations très récentes sont affectées, conduit à admettre que ces fractures posthumes se sont presque toutes produites après le Miocène moyen et souvent même jusque pendant le Pliocène supérieur.

Les failles du Bassin de Paris peuvent, en simplifiant un peu les choses, être réparties dans deux grands systèmes : l'un de direction hercynienne comprenant les fractures orientées NW-SE dans la partie occidentale, et SW-NE dans sa partie orientale ; l'autre rayonnant, constitué par des fractures sensiblement perpendiculaires aux lignes tectoniques du socle ancien, et qui sont dirigées SW-NE dans l'Ouest, S-N dans le centre et NW-SE dans l'Est.

Mais, il existe également des fractures complexes, en ligne brisée qui passent d'une direction à l'autre, et qui sont la manifestation d'un conflit entre la direction armoricaine et la direction varisque, conflit qui paraît simplement traduire à la surface, au travers de la couverture tabulaire, des déviations localisées des accidents du substratum hercynien.

Il y a donc un parallélisme frappant entre le mode de formation, l'orientation et la localisation des plissements et des failles. Cependant, si beaucoup de celles-ci se reproduisent sur l'emplacement de cassures anciennes avec souvent une inversion dans le rejet — autre

point commun avec les plissements — il y en a d'autres, par exemple celles du Berry oriental et du Nivernais qui paraissent représenter une fracturation très récente du socle ancien et de sa couverture. Il semble d'autre part que l'on peut admettre que, soit dans la remise en jeu de cassures anciennes, soit dans la formation de failles nouvelles, les mouvements épirogéniques ont joué un rôle notablement plus important que dans la formation des plissements ; des poussées verticales peuvent en effet produire des ruptures sans engendrer de plis.

Failles de direction hercynienne. — Les fractures dont la direction a été imposée par les lignes tectoniques du canevas hercynien s'étendent parallèlement aux grands axes anticlinaux ou synclinaux. Souvent même elles résultent de la rupture d'une voûte anticlinale, et elles apparaissent de ce fait comme liées à une orogénèse atténuée, en l'espèce aux répercussions des mouvements alpins.

A la limite septentrionale du Bassin de Paris, les failles qui accompagnent l'axe de l'Artois sont un excellent exemple de fractures dues à la rupture d'un flanc ou d'une charnière. La faille du Bray, beaucoup plus étendue que le bombement lui-même est également le résultat d'une fracture sur le flanc NE avec glissement au niveau des argiles du Gaul. La faille de Fontaine-Raoul se révèle aussi comme affectant le flanc NE, le plus relevé, d'une petite boutonnière.

Il faut noter que ces failles anticlinales s'observent souvent sur des distances bien plus grandes que les plis dont elles dépendent et qu'elles atteignent des points où ceux-ci ne peuvent plus être décelés.

Les failles du détroit du Poitou, sont toutes en relation avec des axes anticlinaux qu'elles rompent ou qu'elles prolongent, axes de Ligugé, de Champagné-Saint-Hilaire, de Montalembert. La remise en jeu d'accidents des plis hercyniens ennoyés est là, évidente. Les fractures dont nous venons de parler sont de direction armoricaine, NW-SE, conforme aux lignes de la tectonique ancienne de la région occidentale. En bordure du Massif armoricain, dans le Perche et le Haut-Maine, il ya des failles de direction varisque (failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche) et d'autres complexes (failles de Mortagne, de Perseigne-Bellême) qui en zig-zag passent d'une orientation SW-NE à une direction NW-SE. Ainsi que le démontre l'apparition en divers points, des roches paléozoïques, le substratum hercynien se trouve à une très faible profondeur, et il est hors de doute que, comme l'a pensé Marcel BERTRAND, ces accidents reproduisent des déviations localisées de ce substratum.

Les failles synclinales sont moins fréquentes que les failles anticlinales et ne paraissent pas résulter d'une rupture suivant les flancs ou l'axe des synclinaux. Parmi elles, on peut citer la faille de la Seine, sans rapport avec le synclinal du même nom.

Les lignes de raccordement des plis de la partie occidentale du Bassin de Paris à ceux de l'E ne paraissent pas jalonnés par des fractures ; il est vrai que ces lignes sont souvent difficiles à suivre et ne sont représentées que par des ondulations discontinues et très faibles,

témoignant d'une tectonique à peine indiquée, trop atténuée pour provoquer des cassures.

Il est cependant permis de se demander si la grande faille transversale de la vallée de l'Aube qui s'étend du NW de Bar-sur-Aube à Andelot par Soncourt, ne correspond pas à une de ces lignes de raccorciement. Elle est en effet à peu près parallèle à l'anticlinal de Neufchâteau ; mais, elle ne se superpose à aucun axe reconnu et elle est prise en écharpe par les anticlinaux d'Avrolles et des Riceys et son prolongement recouperait un axe peu net Brion-sur-Oource-N de Mirecourt, intermédiaire entre ceux des Riceys et de la Côte-d'Or.

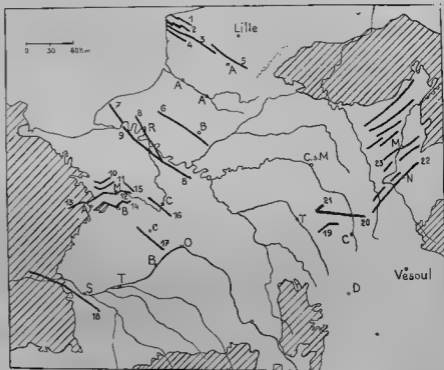


Fig. 13. — Principales failles de directions hercyniennes du Bassin de Paris.

1, faille de Tardinghen ; 2, faille de Beuvrequen ; 3, faille de Wimille ; 4, faille du Portel ; 5, faille de l'Artois ; 6, faille du Bray ; 7, faille de Bolbec-Lillebonne ; 8, faille de la Seine ; 9, faille du Roumois ; 10, faille du Merlerault ; 11, faille de Moulins-la-Marche ; 12, faille de Mortagne ; 13, faille de Mulonne ; 14, faille de Bellême-Perseigne ; 15, faille de Bandonnai ; 16, faille de Senonches ; 17, faille de Fontaine-Raoui ; 18, faille du Loudunais ; 19, faille de Bar-sur-Aube ; 20, faille de l'Aube ; 21, faille de Soullaines ; 22, faille de Nancy ou de Mazerulles ; 23, faille de Metz-Gorze. (Pour les failles du détroit du Poitou, voir fig. 6).

Dans l'E du Bassin de Paris on trouve de nombreuses failles de direction varisque. L'une d'elles qui passe au S de Vendevre est presque exactement dans le prolongement du synclinal de Chaource et

vers le NE la faille de Soulaïnes se poursuit dans la même direction. Il y a lieu de noter qu'il s'agit d'accidents qui prolongés vers le NE interféderaient avec les différents axes du S de la Lorraine, tandis que ceux du N, au delà de la latitude de Metz, sont plus redressés vers le NE et se placent à peu près dans leur prolongement. De même, les failles de Gondrecourt, de Colombey-les-Belles, de l'W de Vézelize, de direction varisque accentuée sont subtransversales au synclinal de Vaucouleurs et à l'anticlinal de Neufchâteau. Ces perturbations peuvent être attribuées à des poussées alpines.

Plus au N une série de failles parallèles à celles de Gorze et de Metz s'alignent sensiblement suivant la direction SW-NE des axes.

Dans le détroit Morvano-Vosgien où ainsi que l'indique le jalon du petit massif de la Serre, le substratum hercynien n'est pas loin, les fractures se conforment d'une manière évidente aux lignes tectoniques de celui-ci et oscillent autour de la direction varisque, notamment celles qui prolongent l'axe de la Côte-d'Or. Elles sont plus onduleuses que celles des autres parties du Bassin de Paris, les axes ayant subi des déviations lors des poussées vers le NW, qui dans cette région qui peut être considérée comme un avant-pays du Jura ont dû être assez fortes au cours de la phase alpine majeure.

Failles rayonnantes. — Le Bassin de Paris présente un système de failles rayonnantes auquel ressortissent la plupart des failles méridiennes et subméridiennes. Ces fractures se montrent le plus souvent perpendiculaires à celles de direction hercynienne.

Les principales de ces cassures sont : dans la partie occidentale, les failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche, de l'Huisne, de Vendôme-Châteaudun ; dans la région médiane, celles du Sancerrois relayées par la faille de Montargis, du Nivernais, d'Oisy, de Quenne ; dans la partie orientale, celles de la Marne, de Domèvre, de Lunéville, de l'E de Mirecourt.

Il est intéressant de constater que si l'on prolonge les directions de ces failles vers le NE et vers le NW, respectivement dans l'W et l'E du bassin, elles se recoupent approximativement aux deux foyers de l'ellipse constituée par les lignes tectoniques hercyniennes (1). Il ne s'agit peut-être là que d'une coïncidence, car il n'est pas démontré qu'un serrage périphérique suivi de décompression serait susceptible de produire une disposition géométrique des lignes de fracture. Les points de convergence sont la région de Senlis-Compiègne et la partie occidentale de l'Ardenne.

Nous avons vu que d'une manière générale les axes tectoniques du Bassin de Paris ne formaient pas des rides continues mais se résolvaient en une suite de dômes et de cuvettes. On a même parfois cru constater que les relèvements et abaissements d'axes s'alignaient orthogonalement aux plissements ce qui n'est pas exact dans l'ensemble. En ce qui concerne les failles au contraire, les fractures suivant

(1) R. ABRARD. — Existence d'un système de failles rayonnantes dans le Bassin de Paris. *C. R. som. S. G. F.*, p. 65-67, 1943.

deux directions perpendiculaires sont un fait tangible, et il paraît légitime de considérer que le système rayonnant est dû aux mêmes causes que les plis transversaux.

Le long de la faille anticlinale de l'Huisne et dans son prolongement on observe des dômes jurassiques au travers du Crétacé moyen (Béinois, etc.) et il n'est pas toujours facile de déterminer si ces bombements dépendent de la faille ou des anticlinaux de direction armoricaine qu'elle recoupe ; il ne semble pas en effet s'agir exclusivement du point de rencontre de deux points surélevés dépendant d'ondulations perpendiculaires.

Sens des rejets et dénivellations. — La plupart des auteurs en parlant de bords abaissés ou relevés, de voussoirs effondrés ou exhausés n'ont été préoccupés que de désigner des positions relatives, sans trop chercher à savoir si ces expressions correspondaient bien au sens réel des mouvements. Dans le langage courant, et quelles que soient les régions, la tendance s'est généralisée d'appeler bords ou voussoirs affaissés ceux qui présentent les formations les plus récentes et de considérer comme surélevés ceux où ne sont conservées que les assises les plus anciennes.

Or, si l'on se réfère aux altitudes auxquelles dans le Bassin de Paris, se tiennent les terrains tertiaires par rapport au niveau des mers actuelles, on doit admettre que dans son ensemble cette région tabulaire se trouve nettement au-dessus de la cote à laquelle les dépôts se sont formés ; ceci est encore plus flagrant si l'on considère les assises jurassiques de la bordure.

Le Bassin parisien n'est donc pas affaissé par rapport aux massifs hercyniens, mais ce sont ceux-ci qui sont surélevés par rapport à lui. Lorsqu'on parle des horsts de Perseigne, de Saint-Saulge, de Decize, il ne faut donc pas les voir comme des môles restés en place lors de l'effondrement des zones mésozoïques environnantes, mais comme des bastions maintenus en surélévation lorsque s'est produit l'affaissement de toute une région préalablement fortement exhausée. Les formations jurassiques se présentent bien en apparence en secteurs affaissés si on les compare à ces horsts, mais en fait la somme des mouvements positifs et négatifs qui les ont affectés se traduit pour elles par un maintien à une altitude supérieure à celle où elles se trouvaient avant le début de ces mouvements.

De même, le Morvan est une zone de surélévation, les failles hordières de sa limite occidentale démontrant que le Lias et le Jurassique moyen de base (Bajocien) l'ont largement recouvert.

Les données précédentes conduisent à admettre que les bords ou voussoirs montrant les formations les plus récentes sont presque toujours ceux qui sont restés le plus près de leur position d'origine et que ce sont les plus érodés qui ont été surélevés par rapport à eux.

Dans le N et le centre, les choses peuvent être différentes et des tassements de peu d'amplitude ont pu se produire. Mais, ce qu'il ne faut pas perdre de vue, c'est que d'une manière générale, les fractures se sont principalement traduites par la surélévation ou le maintien

en surélévation de zones réduites, l'ensemble du Bassin de Paris étant demeuré stable par rapport à elles. Il faut d'ailleurs noter que très souvent les cassures ne sont pas la cause mais l'effet des surélévations, ou que tout au moins les deux phénomènes sont simultanés.

On peut se demander si toutes les failles affectent également le substratum hercynien ou si certaines d'entre elles n'intéressent que la couverture tabulaire moins rigide. Il est probable que dans l'immense majorité des cas elles représentent en surface des fractures du substratum, soit remises en jeu lors des mouvements tertiaires, soit ouvertes à ce moment. Géométriquement, à un rejet de quelque importance doit correspondre une dénivellation équivalente du socle. Cette relation des accidents de surface avec le tréfonds est évidente dans les régions de bordure telles que le Nivernais et le Perche.

Il se peut cependant que certaines petites failles soient limitées à tout ou partie de la couverture. Les petites cassures subméridiennes de Pargny-lès-Reims et de Champagne sont superficielles ; elles sont attribuées par P. JONOR (1) au « frissonnement » du plateau d'Avize à la suite des contre-coups alpins. D'autre part, des failles très importantes comme celle du Bray, résultant de la rupture d'un anticlinal peuvent très bien ne pas reproduire un accident analogue du socle hercynien, l'ondulation seule étant sous la dépendance des lignes tectoniques anciennes.

Failles du Nord et de l'Ouest. — Les principales failles de la Haute-Normandie, dont les deux premières pénètrent en Ile-de-France, sont celles du Bray, de la Seine, du Roumois et de Lillebonne, de direction armoricaine, et celle de Villequier orientée subperpendiculairement aux précédentes.

En Basse-Normandie, les fractures les plus importantes sont les failles de Villers-sur-Mer de direction armoricaine, et celles des environs de Caen de direction varisque.

Dans le Perche et le Maine, les failles du Merlerault et de Moulins-la-Marche sont de direction varisque atténuée, et celles de Mortagne et de Bellême en ligne brisée sont orientées tour à tour SW-NE et NW-SE.

La faille du Pays de Bray résulte de la rupture du flanc NE, le plus redressé, de l'anticlinal, rupture qui sur une grande partie de son parcours se fait au niveau des argiles du Gault. Elle prend naissance à Neufchâtel et peut être suivie jusqu'au SW de Foulanges ; sa prolongation sur la rive gauche de l'Oise vers le méridien de Luzarches est beaucoup plus douteuse. La lèvre S relevée par rapport à la lèvre N place en contact anormal le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur au SE du dôme. A Saint-Sulpice près d'Abbecourt, on voit encore le contact entre les argiles du Gault du bord S et la craie turonienne du bord N.

La faille de la Seine apparente au S de Rouen sous forme de

(1) C. R. som. S.G.F., p. 167, 1946.

voûte faillée ou de pli-faille déversé vers le SW au contraire du bombement du Bray se prolonge probablement vers le NW par Grémonville et Doudeville pour, d'après C.-P. NICOLESCO aboutir à la mer dans la vallée de Veulettes. En face de Rouen, le Jurassique supérieur est ramené à l'affleurement et placé en contact anormal avec le Crétacé du bord S. Vers le SW, la faille se poursuit par le N de Pont-de-l'Arche et le S de Vernon jusqu'à l'W de Meulan, plaçant constamment en contact les formations plus récentes de son bord S abaissé avec celles plus anciennes de son bord N relevé. Le Nummulitique est ainsi souvent en contact brusque avec le Sénonien au SE de Vernon. Dans cette partie de son parcours, la cassure affecte une allure synclinale, les assises de chacun de ses bords plongeant vers elle.

La *faille de Lillebonne* venant de Fécamp et Bolbec ne paraît pas pouvoir être suivie sur la rive gauche de la Seine. D'après NICOLESCO, elle comprendrait au moins deux fractures à l'aval de la vallée de Fécamp. Le bord S est abaissé par rapport à l'autre.

La faille du Roumois découverte par R. FURON (1934) fait suite sur la rive gauche de la Seine à celle de Lillebonne mais en orientation moins redressée vers le N. Elle est de sens inverse avec bord S relevé. De cette disposition il résulte qu'un vousoir abaissé ou demeuré stable est compris entre elle et la faille de la Seine.

Cette fracture passe sous le plateau du Roumois, se poursuit au S d'Elbeuf et de Louviers, suit la vallée de l'Eure jusque vers Pacy, puis oblique à l'E vers la faille de la Seine qu'elle rejoint peut-être. Une autre faille de direction armoricaine semble également exister au Havre.

La *faille de Villequier-Caudebec*, à peu près perpendiculaire à la faille de Lillebonne pourrait d'après R. FURON rejoindre orthogonalement la faille de la Seine au NW de Rouen. Comme cette dernière elle ramène le Kimeridgien à l'affleurement dans la vallée de la Seine.

Une autre cassure orthogonale de faible étendue, orientée presque W-E s'observe à Pavilly. C.-P. NICOLESCO signale en divers points du Pays de Caux des cassures perpendiculaires, à faible rejet ou sans rejet. Pour lui, les falaises de la Manche et de la Seine sont dues à ce réseau de fractures plutôt qu'à l'érosion.

Les failles de la Basse-Normandie ont été énumérées par A. BIGOR (1942). La *faille de Villers* qui commence dans la falaise se suit jusqu'à la vallée de la Risle ; de direction générale armoricaine entre Villers et Pont-l'Évêque, elle s'oriente ensuite à peu près W-E jusqu'à la vallée de la Risle. La lèvre N relevée met en contact le Jurassique avec le Cénomaniens de la lèvre S. Dans le Bathonien au N de Caen, L. GUILLAUME a reconnu deux failles SW-NE encadrant un compartiment relevé.

D'autres cassures s'observent plus à l'W : *faille de Verson* à lèvre N relevée avec contact Briovérien-Bathonien ; *faille de Cussy* à lèvre S relevée et contact Trias-Aalénien ; *failles des Hachettes* déterminant un vousoir surélevé.

En se dirigeant vers le S, on atteint des fractures qui prennent

naissance en bordure du Massif armoricain et ne peuvent être suivies dans les plateaux du Perche, soit qu'elles y soient masquées, soit qu'elles n'y pénètrent pas. Elles ont été étudiées en détail par L. DANGEARD.

La *faille du Merlerault* débute au SW du Merlerault avec un très court trajet WNW-ESE, puis s'oriente WSW-ENE, passe au S d'Echauffour et se dirige vers le N de Laigle dont le méridien n'est pas atteint ; elle se termine au ruisseau de Livet, affluent de la Risle. Au Hamel, les sables jaunes lusitaniens de la lèvre N relevée sont en contact avec le Cénomaniens crayeux du bord S.

La *faille de Moulins-la-Marche* parallèle à la précédente prend naissance au NE de Sées, change de direction sur le méridien du Merlerault, passe à Moulins et paraît se prolonger au delà de la Ferrière-audoyen sous la forêt de Bonsmoulins, en exerçant une influence sur le partage des eaux allant à l'Ilton et à la Risle. Sa lèvre N est surélevée.

La *faille de Randonnai* de direction armoricaine, de sens inverse à la précédente s'y relie peut-être par une charnière où se ferait le changement d'orientation et de rejet ; elle se dirige vers l'axe de Senonches, atteignant le méridien de la Loupe.

Les *failles de Mortagne et de Perseigne-Bellême*, en ligne brisée et sensiblement parallèles, présentent d'W en E trois changements de direction, passant de SW-NE à NW-SE pour revenir à SW-NE et terminer NW-SE. Elles traduisent ainsi un conflit entre les deux directions varisque et armoricaine ou peut-être plutôt une combinaison de ces deux orientations (1). Aux points de rebroussement au SW de Mortagne de part et d'autre de l'axe anticlinal de Courtoulin et à l'W de Bellême, ces failles se résolvent en petits champs de fractures.

Il semble bien que, ainsi que le pense L. DANGEARD, les deux directions soient hercyniennes et reproduisent des déviations localisées du substratum ancien, la direction armoricaine, normale pour la région étant reprise vers l'E (faille de Randonnai, tronçons orientaux des failles de Mortagne et de Bellême). A. BIGOT a indiqué que l'une des failles de Perseigne semblait due à la remise en jeu d'une fracture hercynienne.

Les deux failles laissent entre elles un voussoir abaissé ou plutôt non surélevé ; le massif ancien ou horst de Perseigne est ramené au jour sur le bord S surélevé de la faille de Perseigne. Dans le compartiment abaissé, entre la Haute-Sarthe et la Haute-Huisne la petite *faille de Saint-Julien* NW-SE est parallèle aux tronçons des deux grandes fractures entre lesquelles elle est comprise. Les rejets des failles principales atteignent 55 à 60 mètres.

Le tronçon E de la faille de Mortagne est parallèle à la faille de Randonnai et détermine avec elle un étroit voussoir surélevé.

On peut se demander si la *faille de Senonches* ne se raccorde pas à l'une de ces cassures parallèles au cours de l'Eure supérieure.

(1) R. ABRARD. — Essai d'interprétation de quelques failles complexes du Bassin de Paris. C. R. Ac. Sc., t. 216, p. 897-898, 1943.

En faisant abstraction de la faille de l'Huisne dont nous allons parler et qui se place dans un système différent, on peut dire que dans les fractures précédentes, dépendant de lignes tectoniques hercyniennes, la direction varisque joue un rôle au moins aussi important que la direction armoricaine, mais qu'il ne s'agit là que de déviations sans étendue. La faille de Mortagne prolonge d'ailleurs celle de Multonne SW-NE, du socle ancien.

La faille de l'Huisne, très importante fracture qui s'étend du N d'Écommoy au NE de Nogent-le-Rotrou participe d'un accident anticlinal, le cinquième pli de Hébert ou axe de l'Huisne de DOLLÉUS considéré par BIGOT en 1942 comme un voussoir limité au S par une grande cassure. Il s'agit d'une dislocation rayonnante très caractérisée, orthogonale à la direction armoricaine. L'anticlinal est mis en évidence par des dômes tels que ceux du Jalais et du Béloinois. La lèvre SE de la faille, surélevée, met en contact dans la vallée de l'Huisne le Jurassique supérieur et la craie cénomaniennne avec les sables du Perche de la lèvre NE.

Vers l'W, la faille de l'Orne saosnoise à peu près parallèle à la précédente limite vers le S le voussoir surélevé compris entre elle et la faille de Perseigne-Bellême. Des failles secondaires, faille de Pruillé, de Domfront-en-Champagne, de Chassillé, etc..., affectent presque toutes la direction SW-NE, de même que la faille de Clefs qui sur la rive gauche du Loir se situe dans le prolongement du voussoir de l'Huisne.

La faille de Fontaine-Raoul résulte comme celle du Pays de Bray de la rupture du flanc NE d'un pli monoclinale du système de direction hercynienne armoricaine ; elle s'étend du N de Montmirail jusque vers Beaugency. Le bord SW relevé fait dans une petite « boutonnière » apparaître le Cénomaniennne au travers de Crétacé plus récent.

Failles du Sud-Ouest. — Aux abords du détroit du Poitou, et dans ce détroit, des cassures très importantes de direction armoricaine prolongent vers le SE à travers les terrains jurassiques et crétacés des accidents du S de la Bretagne et de la Vendée (fig. 6).

Le pli du Loudunais est ainsi que nous l'avons dit une flexure à pente très douce vers le N et rompue brusquement au S par un système de fractures qui abaisse le bord méridional par rapport au secteur N. Cette faille du Loudunais qui s'étend de Baugé jusqu'au SE de Loudun en passant par le S de Montreuil-Bellay délimite vers le S les bombements jurassiques de Montreuil-Bellay et du Loudunais qui apparaissent au travers du Crétacé moyen.

G. WATERLOT qui a étudié cet accident en détail a rappelé que la faille du Loudunais était le prolongement de la faille du Layon de la région paléozoïque limitrophe. G. MATHIEU a souligné le fait que la faille du Layon relève le Briovériennne de la lèvre S par rapport au Carbonifère du N, alors que la faille du Loudunais abaisse la lèvre S relativement au Jurassique du N. Celle-ci est donc une réplique pos-

thume au Tertiaire, de la fracture bercynienne, mais en sens inverse.

Au S de la grande fracture précédente, on atteint les failles du seuil du Poitou proprement dit avec celles de Saint-Cassien à Mirebeau et de Noizé à Marnes.

La faille de Ligugé liée à l'anticlinal, met en contact dans la vallée du Clain les gneiss granulitiques de la lèvre S relevée avec le Bajocien de la lèvre N. D'après G. MATHIEU, les trois failles de Thénézay, Ayron et Maillé dénotent une inflexion vers le NW de l'axe de Ligugé ; ces cassures à regard NE provoquent dans le Jurassique des effondrements en escalier.

Plusieurs fractures dépendent de l'accident anticlinal de Champagné-Saint-Hilaire qui, ainsi que nous l'avons dit relie au travers du détroit poitevin des dislocations de la Vendée à des fractures du Limousin. Ce sont d'après J. WELSCH et G. MATHIEU : la faille de Voulon à regard NE près de Lusignan (Bajocien dominant le Sidérolithique) et à regard SW près de Voulon (Charmouthien et Toarcien relevés au N) ; les failles du Pilon, de Champagné-Saint-Hilaire, de la Brunetière, à regard NE ; la faille de Moissais à regard NE, la faille S de Champagné-Saint-Hilaire, à regard SW.

Les failles de Voulon et du Pilon encadrent un petit horst de Lias perçant le Bajocien et qui se relevant au SE fait affleurer le porphyre pétrosiliceux de Champagné-Saint-Hilaire à la cote 180. Au contraire, vers le S, les failles de Voulon et de Moissais délimitent un graben de Bajocien entre du Lias. En certains points les failles principales ont un rejet atteignant une centaine de mètres.

La petite faille de Menigoute qui se trouve à peu près dans le prolongement NW de celle de Voulon, se poursuit en Vendée par un court filon de quartz. La faille de Pamproux, à l'E de Saint-Maixent est également peu étendue.

L'anticlinal de Montalembert, à la limite du Bassin de Paris et du Bassin d'Aquitaine est accompagné d'une série de fractures très importantes, l'ensemble prolongeant vers le SE les dislocations vendéennes de Chantonay, Mervent, la Ville-Dé. Les failles sont celles de Cherveux, de Chambrille et de Montalembert qui se suivent en traversant tout le détroit jusqu'à la Charente avec regard NE, et la faille S de Montalembert à regard SW. Cette dernière, peu étendue, délimite un petit horst de Lias avec la faille N. La cassure qui se suit de Saint-Maixent jusqu'au delà de Montalembert occupe le flanc NE de l'anticlinal ; sur le bord S, le relèvement d'axe fait, entre Saint-Maixent et Lezay, apparaître dans le fond des vallées perpendiculaires, le Lias et les schistes briovériens.

A très faible distance au N de la faille de Chambrille, le synclinal de Lezay est bordé par la faille de la Chapelle-Bâton et d'Éxireuil à regard SW et par celle de Brieuil qui paraît dans le prolongement de la précédente, mais dont le sens est inverse.

Ajoutons que deux failles bordières, celle de Chaillac à Chazelot et celle de Vasles, placent respectivement en contact anormal avec le Lias les gneiss du Limousin nord-occidental et le granite de l'axe de

Partbenay. La première est de direction varisque et la deuxième de direction armoricaine.

Failles du Sud et du Centre. — Lorsque du détroit du Poitou on se dirige vers l'E, on ne rencontre pas de fractures appréciables avant le Berry tout-à-fait oriental où on atteint une très importante ligne de cassure qui marque la limite occidentale du champ de failles qui s'étend en avant du Morvan, dont paraissent également dépendre les dislocations que l'on rencontre plus au N.

Les failles du S et du centre du Bassin de Paris oscillent autour d'une direction subméridienne, franchement perpendiculaire aux lignes tectoniques hercyniennes vers le N, et paraissant indiquer un rebroussement de celles-ci quand on se rapproche du Massif Central. Leur formation apparaît comme absolument indépendante du cavevas du substratum ancien qui en d'autres régions a si complètement imposé ses lignes directrices.

Les principales de ces fractures sont celle qui du bord du Massif Central s'étend jusqu'au delà de Montargis avec relai à Sancerre, celles du Nivernais, puis plus au N, celles d'Oisy et de Quenne.

La faille de *Lurcy-Lévy-Sancerre* qui, paraissant prolonger une fracture du Massif Central, devient nette au S de Lurcy-Lévy, passe à l'W de Sancoins, la Guerche et Sancergues pour se terminer dans la vallée de la Loire au SE de Sancerre. Elle est relayée par une deuxième grande faille qui prend naissance au NE de Groises, passe à l'W de Sancerre, à Châtillon-sur-Loire, à l'E de Briare, et qui, d'après G. F. DOLLFUS peut être suivie jusqu'au NW de Montargis. Cette ligne de rupture s'allongeant ainsi sur plus de 150 kilomètres est la plus étendue du Bassin de Paris. Dans sa première partie ou faille de Sancerre, elle subit depuis son début au S de Lurcy-Lévy, des vicissitudes diverses, tantôt se résolvant en plusieurs fractures subparallèles, comme au NE de Nérondes, tantôt subissant une diminution du rejet qui, dans le secteur d'affleurement des calcaires rauraciens à la hauteur de Sancergues la rend très difficile à discerner.

La lèvre occidentale de la faille est relevée par rapport à la lèvre orientale. Ainsi sont placés en contact anormal : dans le S, le Trias avec le Lias et l'Aquitainien de l'E ; à la hauteur de Nérondes, le Charmouthien et le Toarcien de l'W avec le Rauracien recouvert d'Aquitainien de l'E ; dans le Sancerrois, le Séquanien avec le Kimeridgien de l'E, le Jurassique tout-à-fait supérieur de l'W avec le Crétacé moyen de l'E, pour n'indiquer que les points les plus caractéristiques. Au NE de Nérondes, les choses se compliquent du fait de la présence de quatre failles subparallèles, avec abaissement des bords E, sauf en ce qui concerne un vousoir surélevé de Lias supérieur entre du Bajocien ou Aalenien-Bajocien. En certains points du parcours S, le rejet paraît atteindre et même dépasser 150 m. ; il devient à peu près nul dans le Rauracien à la hauteur de Sancergues pour redevenir de 20 à 50 m. dans le S du Sancerrois où il s'accroît du S au N pour, d'après A. VACHER s'élever à 200 mètres au SE de Sancerre.

La faille SW de Sancerre-NW de Montargis montre aussi sur la grande partie de son parcours un bord W relevé par rapport au bord E, ce qui met en contact les calcaires séquanais avec le Portlandien, le Crétacé inférieur et moyen et l'argile à silex. Dans la partie où se fait le relai avec la faille de Sancerre se montre un compartiment intermédiaire, abaissé par rapport à la faille Sancerre-Montargis et relevé par rapport à celle de Sancerre-Lucy-Lévy. Plus au N, le calcaire tertiaire de Briare est conservé dans le secteur E abaissé et mis en contact anormal avec le Jurassique supérieur et le



Fig. 14. — Principales failles rayonnantes du Bassin de Paris.

1, faille de Villequier ; 2, faille de l'Huisne ; 3, faille de Clefs ; 4, faille Lury-Lévy-Sancerre ; 5, faille Sancerre-Montargis ; 6, faille de Cosne ; 7, faille de Nevers ; 8, faille d'Oisy ; 9, faille de Quenne ; 10, failles bordières du Morvan ; 11, double faille de la Marne ; 12, faille de Gondrecourt ; 13, faille de Domèvre ; 14, faille de Rosières-les-Salines ; 15, faille de Lunéville ; 16, faille de Pont-à-Mousson ; 17, faille de Deime ; 18, failles de la Sarre.

Crétacé de l'W ou l'argile à silex. Sur la rive droite de la Loire, le bord W est d'abord surélevé ; le rejet diminue du S au N puis devient nul à peu près à la latitude de Châtillon-sur-Loing pour s'inverser plus au N, plaçant le Tertiaire de l'W en contact avec le Crétacé supérieur de l'E ; la fracture devient d'ailleurs très difficile à suivre dans la région de Montargis.

La faille de Cosne avec laquelle on atteint les cassures du Nivernais, et qui prend naissance au NW de Pouilly-sur-Loire, est parallèle à celle de Sancerre W, mais beaucoup moins étendue ne paraît guère dépasser Myennes. Elle dénivelle les assises en sens inverse de celles de Sancerre, ainsi d'ailleurs que les fractures limitrophes de la Loire sur la rive droite. On peut donc dire que le fleuve coule dans un graben, tout en rappelant qu'il ne s'agit que d'un fossé relatif dû à un relèvement moindre que celui des régions encaissantes, ou à un affaissement consécutif à une surélévation égale.

Les failles du Nivernais constituent entre le Morvan et la Loire un champ de fractures de grande envergure comprenant plus de cinquante cassures dont certaines peuvent se suivre sur près de 60 kilomètres de longueur. Dans l'ensemble, les lèvres E sont surélevées par rapport aux lèvres W, de sorte que depuis les failles bordières du Morvan occidental par lesquelles débute le système, la région est compartimentée en gradins descendant vers la Loire. Mais, cet abaissement se fait en dents de scie et il y a des voussoirs qui sont surélevés non seulement par rapport à l'W, mais aussi par rapport à l'E.

La disposition précédente détermine des horsts tels que ceux de Saint-Saulge (roches granitiques avec lambeau de Trias encadré par du Lias) et de Decize-La Machine (Carbonifère et Permien en contact anormal avec le Trias à l'E et le Jurassique à l'W). Au S de la Loire à l'amont de Nevers, les failles ne peuvent plus que difficilement être décelées dans le Tertiaire lacustre.

Les eaux thermo-minérales de Pongues sont considérées par FRIEDEL comme remontant dans une faille depuis les micaschistes et se répandant près de la surface dans les fissures du Bajocien. De nombreuses sources non minérales paraissent plus ou moins directement liées à la présence des fractures.

Parmi les dislocations du Nivernais, la faille d'Oisy qui par l'intermédiaire de petits champs de fractures peut être considérée comme le prolongement de la faille hordière E du massif de Saint-Saulge, est une de celles qui s'avancent le plus loin vers le N, dépassant la latitude de Clamecy. La faille de Quenne qui commence sur la rive droite de l'Yonne à l'amont de Champs et subméridienne, se prolonge jusqu'à la vallée du Serein au NW de Bouvray est souvent considérée comme le prolongement de la précédente ; il y aurait, ainsi que pour la faille de Sancerre, mais sur une plus grande longueur, atténuation et diminution du rejet dans les calcaires lusitaniens. Conformément à ce que dit P. LEMOINE (1930), il y a inversion du rejet et les deux accidents ont leurs bords E abaissé pour le premier (avec Lias de l'W surélevé ce qui prolonge vers le N le horst de Saint-Saulge) et relevé pour le deuxième, ce qui est normal dans le Nivernais.

On a parfois signalé que les failles nivernaises se présentaient souvent par paires convergeant vers le N en angle très aigu, mais on rencontre aussi fréquemment la disposition inverse. Dans leur très grande majorité, les failles de la région oscillent autour d'une direction N-S mais quelques-unes, en général peu étendues, s'orientent NW-SE ou SW-NE, et parfois WE, notamment dans le Berry orient-

tal (S de Villequier). Il ne faut pas rapporter ces faits à une conformité à des lignes tectoniques hercyniennes, une région aussi fracturée comportant forcément de petites cassures recoupant les principales directions de rupture, la formation des unes et des autres apparaissant comme simultanée.

Failles du Sud-Est et de l'Est. — A l'E de la faille de Quenne on rencontre des fractures de direction SW-NE varisque, mais qu'il est difficile d'estimer alignées suivant les plis hercyniens du substratum, sauf celle qui prolonge vers le S de Bar-sur-Aube l'axe des Riceys. On se trouve en effet dans un secteur d'interférences où la direction SW-NE recoupe vers le N le raccordement considéré comme W-E des plis armoricains aux plis varisques. Les failles de Brévonne, de Soullaines, de Fresnay, de Lantages et de Beurrey rentrent dans cette série SW-NE ; elles présentent toutes des lèvres E relevées par rapport aux lèvres W, mettant notamment en contact le Jurassique supérieur avec le Crétacé inférieur et celui-ci avec le Crétacé moyen. La faille de Vendeuvre N-S est dénivelée de même.

La grande faille d'Andelot, longue de plus de 55 kilomètres s'allonge à peu près W-E, presque parallèle ainsi que nous l'avons dit aux lignes suivant lesquelles plus au N on raccorde les plis varisques aux plis armoricains.

La faille de la Marne ou faille de Fontaine et Sermaize est un des accidents les plus importants du Bassin de Paris. C'est sur la plus grande partie de son parcours une double fracture orientée NNW-SSE ; à Joinville un rebroussement l'orienté NE-SW ; à la hauteur de Saint-Dizier elle s'infléchit vers le NW, devenant triple dans une partie de son trajet septentrional et se compliquant de cassures transversales SW-NE à l'E de Trois-Fontaines (1).

Sur presque toute sa longueur elle est synclinale, affaissant une bande ou des lambeaux de Crétacé entre le Jurassique supérieur avec un rejet qui dépasse 95 mètres au point de dénivellation maximum. Certains plis subissent de son fait un abaissement d'axe tandis que d'autres ne sont pas affectés. Dans sa partie N où elle donne naissance à la source hydrominérale de Sermaize, elle est au contraire anticlinale avec vousoir surélevé de Portlandien et de Crétacé inférieur dominant le Crétacé moyen. Les failles transversales de Trois-Fontaines sont la charnière de cette inversion des rejets. La faille de la Marne est une des plus caractérisées du système rayonnant.

Un accident jusqu'à un certain point comparable à celui de la Marne, mais moins spectaculaire parce qu'il ne comporte pas de Crétacé est la double faille Sauvoy-Germay et Gondrecourt-Germisey qui détermine un compartiment affaissé. La direction SW-NE varisque, qui cependant ne concorde pas avec celle que l'on peut attribuer aux plis hercyniens en ce point est rigoureusement parallèle à celle

(1) R. ABRARD et G. CONROY. — Etude de la double faille de la Marne et des régions voisines. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 30, n° 165, 1927.

des fractures de la Marne au S du rebroussement de Joinville et diverge avec celle des secteurs moyen et supérieur entre Joinville et Sermaize.

Une note récente de V. STCHEPINSKY, dans laquelle l'auteur paraît avoir ignoré les travaux antérieurs donne des précisions sur quelques failles de la Haute-Marne (1).

Dans le détroit Morvano-Vosgien, un certain nombre de cassures, oscillant autour d'une direction varisque atténuée vers l'E jusqu'à devenir parfois presque W-E, révèlent la continuité entre le Morvan et les Vosges, des lignes tectoniques hercyniennes plus ou moins déviées par les poussées alpines qui ont été plus fortes entre les deux massifs anciens.

Au SW de Châtillon-sur-Seine, les plateaux de Bajocien-Bathonien présentent de nombreuses petites failles orientées SW-NE, à faible rejet ; d'autres (Magny-Lambert, Busseau) sont orthogonales.

En avant du bord nord-oriental du Morvan, dans la région de Saint-Seine, prennent naissance des fractures paraissant plus ou moins liées, pour les plus septentrionales, à la proximité de l'axe de la Côte-d'Or. Entre Langres et Champlitte, on observe deux fractures importantes, la faille de *Noidant-Chautenay* et la faille de *Villemoron* qui en ligne brisée s'étend de l'E de Granecy-le-Château au NE de Combefontaine, paraissant prolonger l'axe anticlinal. Nous ne sommes déjà plus dans le Bassin de Paris, et ces fractures à bord N fortement surélevé appartiennent aux dislocations en gradins qui s'abaissent vers le bassin de la Saône.

Vers le SW, à la limite des deux régions, se trouve un faisceau de failles divergentes qui au S de Blaisy-Bas ramène au jour la granulite et le Trias au travers du Lias et du Jurassique moyen.

La bordure orientale du Bassin de Paris est en Lorraine, littéralement hachée par de multiples failles, presque toutes de direction varisque imposée par le substratum ancien ; elles affectent principalement le Jurassique moyen et le Lias, mais beaucoup, surtout vers le NE, se poursuivent dans le Trias. Les plus importantes ont été étudiées par H. JOLY (1908).

La faille de *Mazerulles*, la plus étendue de la région, prend naissance à l'E de Nogent-en-Bassigny, passe entre Neufchâteau et Châtenois et gagne Nancy ; deux fractures dont l'une atteint les affleurements triasiques, se trouvent à peu près dans son prolongement, sur la rive droite de la Meurthe. Le bord SE est relevé par rapport à l'autre, mais les rejets le plus souvent très faibles la rendent difficile à suivre en de nombreux points. A la hauteur de Neufchâteau elle se complique de fractures adventives et d'une deuxième faille parallèle à l'E.

Vers l'W, une autre cassure importante, parallèle à celle de Mazerulles est la faille de *Neufchâteau* qui passant à l'W de Colombey-Belles se poursuit jusqu'au NW d'Ochey.

(1) V. STCHEPINSKY. — Les failles du Nord de la Haute-Marne. *B. S. G. F.*, (5), t. XVIII, p. 511-520, 1948.

La faille de *Nomeny*, très légèrement sinueuse, à lèvre S relevée présente un rejet de 40 m. environ ; d'après JOLY, elle correspond à un accident dominant du prolongement en Lorraine du bassin houiller de la Sarre.

La faille de *Metz* ou de *Gorze* qui peut être suivie sur 150 km. se prolongeant au NE à travers le Trias jusqu'au massif paléozoïque, marquerait dans le golfe du Luxembourg un accident très important du substratum primaire, et paraît délimiter vers le S la zone synclinale. Elle passe à Château-Marivaux, Vreny, Villers-l'Orme, Metz, Gorze et le S de Saint-Benoit. Un peu au NE de Gorze elle se double d'une autre faille parallèle, distante de 800 m. qui l'accompagne sur presque tout le reste de son parcours vers le SW. Les lèvres SE sont relevées par rapport aux lèvres NW, ainsi qu'il est fréquent en Lorraine, quelques fractures seulement faisant exception dans la délimitation des secteurs affaissés.

De très nombreuses autres fractures de direction hercynienne sectionnent la région parmi lesquelles les failles de *Pont-à-Mousson* et de *Mécleuves* au S de celle de Metz-Gorze, et celles des environs de Conflans et du secteur compris entre Briey et Longuyon, failles de Fontoy, d'Audun-le-Roman au N de la faille de Metz-Gorze.

Les fractures de direction hercynienne sont recoupées orthogonalement par de nombreuses cassures rayonnantes orientées NW-SE, c'est-à-dire de direction armoricaine, qui ne peuvent être considérées comme reproduisant des déviations du substratum ancien dont elles sont certainement indépendantes.

La faille d'*Estay* en région triasique est décrochée vers le NE par une fracture varisque qui s'étend jusqu'à Frison, pour reprendre de Valfroicourt vers Ezeles avec lèvre NE surélevée mettant le Trias moyen en contact avec le Trias supérieur du SW.

La faille *Toul-Mirecourt* avec relief à Thorey-Dommarie-Eulmont, celles d'Haroué, de Ménil-la-Tour, etc. ont également leur bord NE surélevé ; la dernière détermine avec la faille d'Andilly et une fracture SW-NE, un petit voussoir surélevé de Bajocien avec lambeau de Bathonien, au milieu du Bathonien.

La faille de *Lunéville* affecte surtout le Trias et pénètre dans le Lias en se dédoublant. Au S, la faille de *Rosières-aux-Salines*, d'abord double, avec lèvres NE, surélevées, suit la vallée de la Meurthe, et d'après H. JOLY paraît rejoindre à Custines la faille de la *Moselle* qui se poursuit jusqu'à Pont-à-Mousson. En région jurassique, ces fractures ne sont guère décelées que par les différences d'altitude du minerai de fer aalenien. Au S de la faille de Lunéville, celles de Blainville, de Gerbéviller, de Sainte-Barbe se trouvent sur le prolongement de celle de Rosières ; au NE, les failles de Veney, Renaix et Blamont à lèvre NE surélevée, dénivellent les assises du Trias les unes par rapport aux autres avec des rejets qui sont le plus souvent peu importants.

La faille de Domèvre fait partie d'une ligne de rupture qui peut être suivie jusque vers Ludres au delà de la forêt de Haye ; elle met en contact le Bajocien de sa lèvre NE surélevée avec le Bathonien du SW, le rejet pouvant dépasser 20 à 30 mètres.

Plus au NE, sur la rive droite de la Moselle se voient trois intéressantes fractures, les failles de *Delme*, de *Tragny* et de *Lucy-Château-Voué*, à bords NW abaissés pour les deux premières, ce qui détermine l'effondrement de Delme ; la faille de Lucy a son bord NE relevé. Les deux fractures de Delme et de Tragny sont réunies au NE par une cassure SW-NE.

Il existe de nombreuses autres fractures transversales telles que les failles de Mars-la-Tour, de Tronville, de Fontoy, de Roncourt-Saulny à l'E de Briey, toutes à lèvres NE surélevées. Il semble qu'un raccordement progressif entre la direction varisque et la direction armoricaine s'observe à Rombas.

Entre la faille de Metz et celle de Saverne-Niederbronn et surtout entre Forbach et Sarreguemines les fractures orientées NW-SE sont prédominantes.

Age des failles. — Nous avons vu que, bien que les plissements du Bassin de Paris aient pris leur forme actuelle à la suite du contre-coup des mouvements alpins, il était prouvé que plusieurs plis étaient amorcés aux périodes antérieures. On a d'ailleurs peut-être donné trop d'importance au fait que les axes étaient parfois plus marqués loin de la surface (Jurassique plus relevé que le Crétacé et celui-ci plus que le Tertiaire suivant l'axe du Merlerault d'après DOLLFUS ; plis plus accentués dans le Gault que dans le Crétacé sus-jacent d'après P. LEMOINE) en tant qu'argument dans ce sens, car il peut s'agir de plis de fond où il en est normalement ainsi sans que l'on doive invoquer une orogénèse en plusieurs phases espacées.

En ce qui concerne les failles, s'il est toujours facile de savoir l'âge des dernières répliques, il est beaucoup plus ardu de dater le début de leur formation et de discerner si elles ont joué à diverses reprises. La seule méthode sûre serait de vérifier par des sondages sur les deux lèvres des fractures, les altitudes relatives des couches repères et de constater sur un bord des lacunes par érosion ne se présentant pas sur l'autre.

Il semble que l'on peut penser que dans les régions stables, telles que par exemple le centre du Bassin de Paris, les fractures se sont produites brusquement, en une seule fois si l'on peut dire. Dans les points instables comme le détroit du Poitou et celui de la Côte-d'Or où les plis hercyniens ont subi des alternatives d'ennoyage et d'exondation, il est au contraire probable que les cassures, qui très souvent correspondent à des accidents du substratum ancien, ont plus ou moins rejoué au cours de ces mouvements. La conservation en Vendée du Lias dans la dépression faillée de Chantonnay est peut-être un argument en faveur d'un effondrement relatif assez ancien l'ayant protégé contre l'érosion qui, pour faire disparaître tout vestige jurassique sur les bords surélevés a dû commencer à s'exercer avant l'Oligocène.

Les failles de directions hercyniennes paraissent dans leur ensemble avoir été assez tardives ; quelques petites cassures se sont peut-être produites dès le Miocène moyen, mais les grandes fractures suivant des ondulations ou des axes anticlinaux semblent forcément postérieures à la formation de ces plis, soit au paroxysme de la deuxième phase alpine vers le Miocène supérieur. Elles peuvent donc se situer vers le début du Pliocène, et plusieurs faits concrets viennent à l'appui de cette opinion.

Ainsi que l'a indiqué P. PRUVOST (1), le plissement artésien, à la limite du Bassin de Paris a commencé dès l'Éocène et a eu des répliques au Pliocène, ceci étant prouvé par l'altitude à laquelle ont été portés les sables diestiens. Les failles qui l'accompagnent doivent être un peu antérieures au Diestien.

En se basant sur le fait que près de Baugé, une petite faille disloquant le Bajocien-Bathonien contient entre ses lèvres un peu du Pliocène continental qui recouvre le Jurassique, G. WATERLOT conclut à sa formation soit immédiatement avant, soit pendant ce Pliocène ; il admet que les failles du Loudunais et de la Chapelle-sous-Doué, de même que la faille de décrochement de Brossay remontent à l'âge des premiers dépôts pliocènes continentaux.

Une conclusion analogue peut être appliquée aux failles du détroit du Poitou, dans leur forme actuelle, qui en plusieurs points dénièvent des dépôts très récents ; mais, ainsi que nous l'avons vu, il se peut qu'elles soient de formation plus ancienne.

L'absence de terrains tertiaires dans les régions failleées de l'E rend difficile la recherche de l'âge des fractures varisques. S'il y a raccordement des plis avec ceux du centre et de l'W il faut les considérer comme contemporains et faire de même pour les failles. Il est cependant sûr que le système de plissement du Bassin de Paris était fortement ébauché dès la première phase alpine (entre le Lattorien et le Stampien d'après A.-F. DE LAPPARENT). Ces premiers mouvements ont sans aucun doute été ressentis dans le SE et l'E du bassin où les plis varisques ont été plus ou moins déviés. Certaines fractures, notamment celle du détroit Morvano-Vosgien peuvent dater de cette première phase.

Cependant, en ce qui concerne la Lorraine, A. ROBAUX et M. BERNATZKY ont admis que les failles affectant le socle primaire ont rejoué dès le début du Secondaire, et que la sédimentation s'était effectuée dans des zones en voie d'affaissement, limitées par des failles en activité. Ainsi s'expliqueraient les variations brusques de faciès et de puissance des assises (2). Ils indiquent que l'anticlinal d'Éply se serait formé dès le Trias supérieur.

Il est très probable en effet que les zones dépressionnaires étaient

(1) P. PRUVOST. — Notice explicative de la feuille géologique au 80.000^e de Boulogne-sur-Mer (3^e édition), 1929.

(2) A. ROBAUX et M. BERNATZKY. — Du rejou des failles primaires pendant le dépôt des terrains secondaires en Lorraine. *C. R. Ac. Sc.*, t. 205, p. 1245-1246, 1937.

amorçées dès le Secondaire, mais il reste très vraisemblable que le grand réseau de fractures affectant le Jurassique, est lié à la phase alpin principale et date du Tertiaire supérieur.

Les petites failles orthogonales aux directions hercyniennes peuvent être considérées comme produites à peu près en même temps que ces fractures principales dans lesquelles elles ont parfois provoqué des décrochements. Mais d'une manière générale, les grandes fractures rayonnantes sont indépendantes du système hercynien.

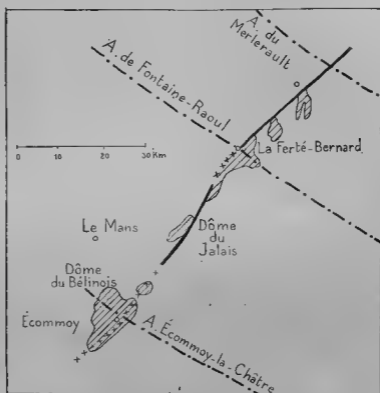


Fig. 15. — Relations des dômes jurassiques jalonnant le voussoir faillé de l'Huisne avec les principaux axes antilinaux de direction armoricaine.

La faille de l'Huisne mise à part, qui est liée à un voussoir anticlinal, les cassures rayonnantes ne semblent pas s'être produites suivant des plis ou ondulations perpendiculaires aux lignes tectoniques directrices. On peut supposer que dans quelques cas, par serrage périphérique, des froncements radiaux ont pu s'amorcer, mais qu'une décompression étant survenue il y a eu rupture avant formation du pli.

Le vaste champ de fractures qui s'étend en avant du Morvan a une origine très nette ; il constitue une zone de failles subméridien-

nes qui prolonge vers le N la région des grandes lignes de rupture du Massif Central où se sont formées des plaines dites d'effondrement telles que la Limagne. Cette fracturation en grand, totalement indépendante des lignes tectoniques hercyniennes doit être attribuée à un violent contre-coup des mouvements alpins qui ont poussé en avant la partie orientale du Massif Central, le surélevant en même temps, poussée suivie d'une décompression qui a laissé retomber plus ou moins les massifs et voussoirs surélevés. La couverture tabulaire n'est pas la seule affectée, mais ainsi que le montrent les horsts de Saint-Saulge et de Decize, le substratum ancien est également atteint. Il faut noter que dans le Nivernais aucun axe anticlinal ou synclinal n'a été décelé et que les failles ne s'y présentent jamais comme des ruptures de plis. On peut même dire que, si antérieurement aux fractures des ondulations se sont produites, elles ont été découpées et complètement oblitérées ou détruites par un bouleversement violent.

D'après A. VACHER, les failles du Sancerrois qui dénivellent le calcaire lacustre du Berry, n'affectent pas les sables granitiques de la Sologne et doivent être considérées comme formées entre le Sannoisien et le Burdigalien. D'autre part, on admet généralement que les grandes cassures de la Limagne sont post-aquitaniennes et peuvent se placer dès le début du Miocène. Ces conclusions à peu près concordantes permettent d'attribuer les fractures de la Limagne, du Berry oriental et du Nivernais à des mouvements attardés de la première phase alpine.

La faille subméridienne de la Marne abaisse certains plis et paraît en arrêter d'autres, mais il est bien difficile de savoir si la fracture, synclinale vers le S, a ennoyé les axes après leur formation, ou si ces axes ont été influencés par la faille préexistante ; on ne peut donc rapporter celle-ci à la deuxième plutôt qu'à la première phase alpine, mais elle est probablement plus récente que celles qui sont en rapport avec les fractures tertiaires du Massif Central.

Aucun argument positif ne peut être invoqué pour préciser l'âge des failles de direction armoricaine de l'E qui résultent d'un gauchissement accentué, presque d'une torsion et qui ont presque toujours la lèvre NE surélevée. Certaines sont peut-être contemporaines des failles d'orientation varisque, tandis que d'autres peuvent être plus anciennes ou plus récentes. Toutes ces fractures ont probablement joué jusqu'au Pliocène supérieur, mais cela ne peut être étayé sur des faits, les formations récentes faisant défaut, sur lesquelles il serait utile de se baser ; on peut penser qu'il y a conformité avec ce qui s'observe en d'autres points plus favorisés sous ce rapport. Dans l'ensemble, les failles rayonnantes paraissent antérieures aux failles de directions hercyniennes, sauf peut-être entre le Morvan et l'Ardenne, où les deux systèmes de fractures semblent à peu près contemporains. Dans les failles complexes, les fractures suivant deux directions subperpendiculaires ont été simultanées.

TABLE DES FIGURES.

	Pages
Fig. 1. — Forages du Nord de la France ayant atteint le substratum ancien	4
Fig. 2. — Contours probables des mers de l'Albien et du Cénomanién supérieur	14
Fig. 3. — Limites approximatives de quelques transgressions tertiaires (d'après R. SOVEN, H. ALIEN, G. F. DOLLFUS).....	18
Fig. 4. — Les deux conceptions relatives au golfe miocène du Cotentin..	27
Fig. 5. — Schéma de la répartition des faécès saumâtres du Bathonien inférieur sur le pourtour du Massif Central	33
Fig. 6. — Principales lignes tectoniques du seuil du Poitou (d'après G. MATHIEU)	37
Fig. 7. — Schéma des faécès et migrations au Trias moyen (en partie d'après P. FALLOT et M. GIGNOUX)	42
Fig. 8. — Limites probables de la mer toarcienne et des couches à Posidonomyces	46
Fig. 9. — Répartition géographique des récifs de Polyptères dans le Bassin de Paris au Lusitanien	50
Fig. 10. — Schéma des échanges de faunes entre le Bassin de Paris et les régions voisines pendant le Crétacé moyen et supérieur.....	55
Fig. 11. — Schéma des migrations des principales espèces de Nummulites, du Bassin aquitainien vers le Bassin anglo-franco-belge.....	59
Fig. 12. — Les principaux axes tectoniques du Bassin de Paris.....	65
Fig. 13. — Principales failles de directions hereyniennes du Bassin de Paris.	84
Fig. 14. — Principales failles rayonnantes du Bassin de Paris.....	93
Fig. 15. — Relations des dorsales jurassiques jalonnant le vousoir faillé de l'Huisne avec les principaux axes anticlinaux de direction armoricaine.	100

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	1
CHAPITRE PREMIER. — Paléogéographie du Bassin de Paris	3
Le socle hercynien, 4. <i>Trias</i> , 6. <i>Jurassique</i> , 8. <i>Lias</i> , 9. <i>Jurassique</i> moyen, 11. <i>Jurassique supérieur</i> , 12. <i>Crétacé</i> , 13. <i>Crétacé infé-</i> rieur, 15. <i>Crétacé moyen</i> , 16. <i>Crétacé supérieur</i> , 17. <i>Éocène</i> , 17. <i>Oligocène</i> , 20. <i>Miocène</i> , 21.	
CHAPITRE II. — Les relations avec les régions voisines	23
Trouée de la Manche, 24. Axe de l'Artois. Anticlinal du Weald, 27. Déroit du Luxembourg, 29. Surrection des Vosges, 29. Déroil franco-germain, 31. Histoire post-hercynienne du Massif Cen- tral, 32. Déroit Morvano-Vosgien, 34. Déroit du Poitou, 36. Basse-Loire, 39.	
CHAPITRE III. — Les faunes et leurs origines	41
<i>Trias</i> , 44. <i>Jurassique</i> , 44. <i>Jurassique inférieur</i> , 45. <i>Jurassique</i> moyen, 46. <i>Jurassique supérieur</i> , 48. <i>Crétacé</i> , 50. <i>Crétacé infé-</i> rieur, 51. <i>Crétacé moyen</i> , 52. <i>Crétacé supérieur</i> , 54. <i>Éocène</i> , 56. <i>Oligocène</i> , 60. <i>Miocène et Pliocène</i> , 61.	
CHAPITRE IV. — Les plissements	62
Plis du Nord et du Centre du Bassin de Paris, 67. Plis de l'Ouest et du Sud-Ouest, 71. Plis du Sud, 76. Plis de l'Est et du Sud- Est, 77. Raccordement des plis de l'Ouest et de l'Est, 79. Age des plissements, 80.	
CHAPITRE V. — Les failles	82
Failles de direction hercynienne, 83. Failles rayonnantes, 85. Sens des rejets et dénivellations, 87. Failles du Nord et de l'Ouest, 87. Failles du Sud-Ouest, 90. Failles du Sud et du Cen- tre, 92. Failles du Sud-Est et de l'Est, 95. Age des failles, 98.	
TABLE DES FIGURES	102

