

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DU BASSIN DE PARIS, DU PRÉCAMBRIEN A L'ACTUEL, EN RELATION AVEC LES RÉGIONS AVOISINANTES

CHARLES POMEROL¹

RESUMÉ

Pomerol, Ch. (1978). Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *In*: A. J. van Loon (ed.): Key-notes of the MEGS-II (Amsterdam, 1978). *Geol. Mijnbouw*, 57, p. 533-543.

Le Bassin de Paris est né d'un paléorift protérozoïque supérieur oblitéré au Briovérien par des sédiments détritiques et au Carbonifère par des batholites granitiques. Après l'orogénèse varisque et le nivellement permo-triasique, le Bassin de Paris devient au Jurassique et au Crétacé le carrefour de trois mers où s'affrontent les influences de la Mésogée, de la Mer du Nord et du Protoatlantique. La subsidence persiste au Paléogène où la paléogéographie mouvante est un détecteur structural des phases tectoniques pyrénéennes et alpines. En même temps se développe une mégaondulation nord-sud de 200 m d'amplitude et de 200 km de longueur d'onde qui déplace le pôle d'épirogénèse négative de la région de Compiègne jusqu'au Sud d'Orléans. Après la stabilisation fini-miocène et la puissante épirogénèse positive plio-pleistocène, des indices néotectoniques laissent présager une reprise holocène de la subsidence au centre du bassin.

ABSTRACT

Pomerol, Ch. (1978). Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes (Palaeogeographic and structural evolution of the Paris Basin, from Precambrian to Recent, with respect to neighbouring regions). *In*: A. J. van Loon (ed.): Key-notes of the MEGS-II (Amsterdam, 1978). *Geol. Mijnbouw*, 57, p. 000-000.

The Paris Basin was born in a late Proterozoic palaeorift, obliterated in the Brioverian by detritic sediments and in the Carboniferous by granitic batholiths. After the Variscan orogenesis and the Permo-Triassic peneplanation, the Paris Basin became, during the Jurassic and Cretaceous, the intersection of three seas where the influences of the Mesogean, the North Sea, and the Protoatlantic met. Subsidence persisted in the Palaeogene where the mobility of the palaeogeography is a structural detector of the Pyrenean and Alpine tectonic phases. At the same time, a north-south undulation developed, 200 meters in amplitude and 200 kilometers in wave length, which displaced the pole of negative epirogenesis from the region of Compiègne to south of Orleans. After the stabilization at the end of the Miocene and the strong positive Plio-Pleistocene epirogenesis, some neotectonic indications are the first signs of a Holocene reactivation of the subsidence in the center of the basin.

¹ Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires, Univ. P. & M. Curie, 4 Place Jussieu, 75230 PARIS Cedex 05, France.

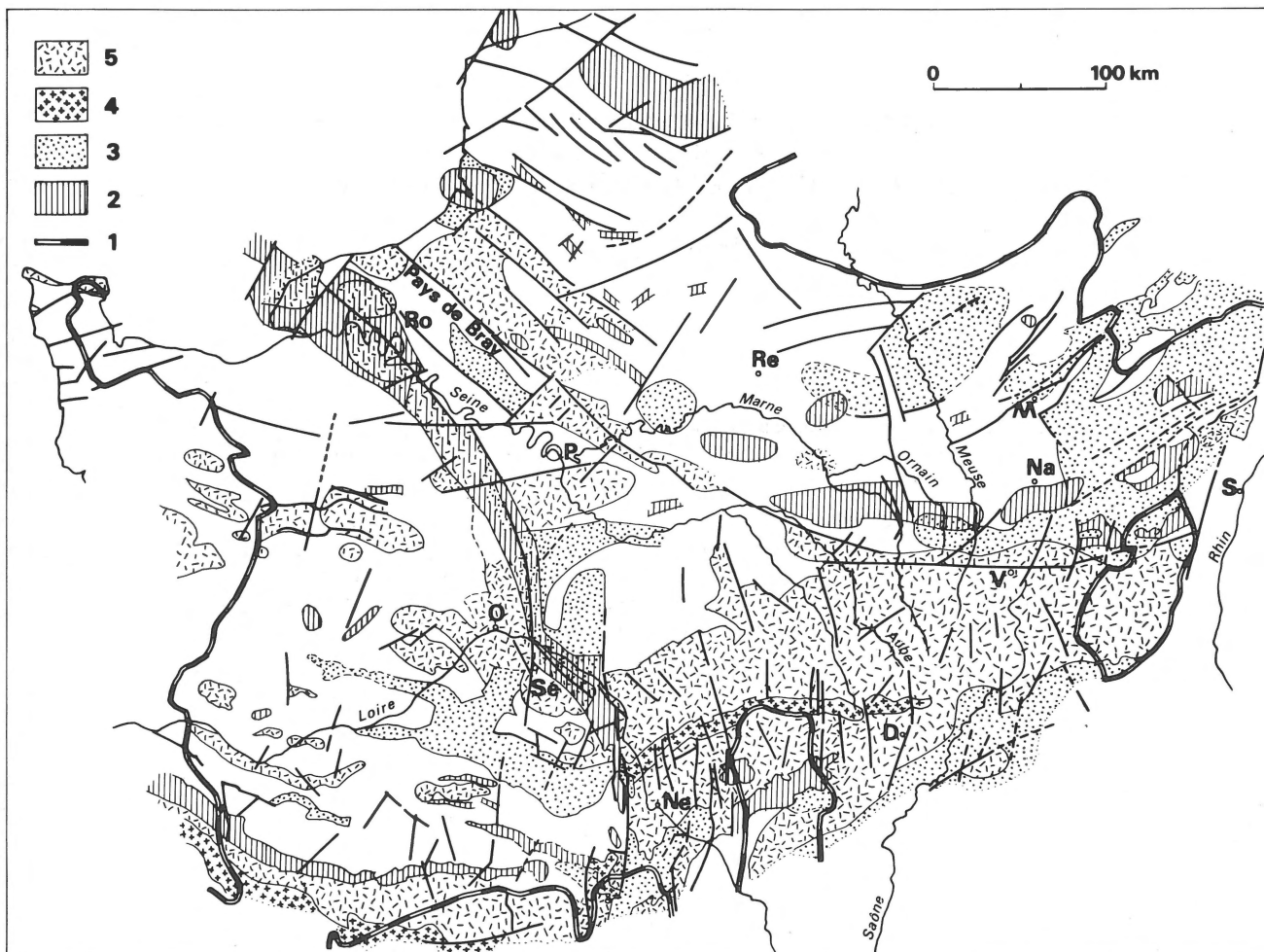


Fig. 1 Lithologie au voisinage du toit du socle du Bassin de Paris (d'après Weber, 1973; et Debeglia, 1977; simplifié).

1: Limite du socle affleurant; 2: Roches cristallines basiques à forte densité et fortement magnétiques (granodiorites, couches ferrifères à magnétite, etc.); 3: Permien; 4: Leucogranites; 5: Couches magmatiques ou cristallophylliennes peu magnétiques, à densité faible ou moyenne; en blanc: formations sédimentaires briovériennes ou paléozoïques, Permien excepté (commentaire dans le texte). D: Dijon; M: Metz; Na: Nancy; Ne: Nevers; O: Orléans; P: Paris; Re: Reims; Ro: Rouen; S: Strasbourg; Se: Sennely; Vi: Vittel.

INTRODUCTION

Le Bassin de Paris est un bassin intracratonique de 600 km de diamètre qui s'appuie à l'Ouest sur le Massif Armoricain, au Sud sur le Massif Central, à l'Est et au Nord-Est sur les Vosges et le Massif Ardenno-Rhénan, tandis qu'il s'ouvre au NNW vers le bassin belge et à l'WNW vers la Manche, où se prolongent ses structures profondes. Il communique au SW avec le Bassin d'Aquitaine par le seuil du Poitou et au SE avec la dépression de la Bresse par le seuil de Bourgogne. La subsidence maximum se situe à l'Est de Paris, dans la Brie, où le socle antépermien a été rencontré à 3180 m de profondeur, après avoir traversé approximativement 150 m de Tertiaire, 1000 m de Crétacé, 1500 m de Jurassique et 500 m de Permio-Trias. Le rapport subsidence/diamètre est d'environ 5 m par km (5 millièmes), valeur qui caractérise les bassins de plateforme stable. Ce rapport atteint 20 millièmes en Mer du Nord et 40 millièmes en Manche occidentale.

STRUCTURE ET GENÈSE DU BASSIN DE PARIS

La nature du socle du Bassin de Paris commence à être mieux connue par corrélation des données sismiques, gravimétriques et magnétiques avec les informations des sondages profonds d'exploration pétrolière dont 200 environ ont atteint le socle. La carte (Fig. 1) donne une image simplifiée de la lithologie du toit du socle, d'après WEBER (1973) et DEBEGLIA (1977). Sur cette carte, les terrains sédimentaires protérozoïques et paléozoïques ont été laissés en blanc sauf le Permien (3) parfois très épais (900 m) qui comble de petits bassins, en particulier au voisinage du Massif Central et du Massif Ardenno-Vosgien. Les roches magmatiques ou cristallophylliennes peu magnétiques et de densité faible (5) forment un grand massif 'Vosges-Auvergne' qui plonge du SE vers le NW, traversé par une étroite bande de leucogranites (4) qui, après un décrochement vers le Sud, continue sur la marge septentrionale du Massif Central.

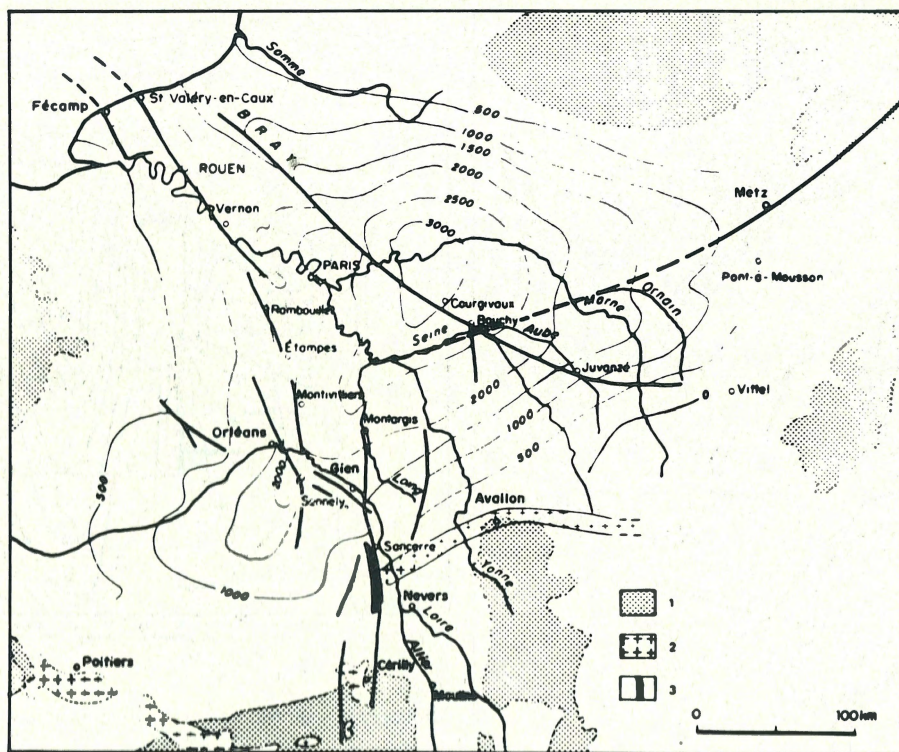


Fig. 2
Courbes isobathes du toit du Paléozoïque (d'après Heritier & Villemin, 1971) et position des leucogranites de part et d'autre de l'accident majeur du Bassin de Paris (d'après Weber, 1973).

1: Socle à l'affleurement; 2: Leucogranites de la Basse-Marche et de l'Avalonnais; 3: Roches basiques liées à la grande anomalie magnétique positive du Bassin de Paris.

Trois systèmes de failles apparaissent nettement: (a) Pays de Bray-Bouchy-Juvanzé en direction de Vittel; (b) Rouen-Vernon-Rambouillet-Montvilliers-Gien-Sancerre qui correspond à l'anomalie magnétique positive et gravimétrique négative du Bassin de Paris. Deux failles méridiennes se détachent de ce système: l'une vers le Nord (Montargis), l'autre vers le Sud (Sennely); (c) Faille de Metz matérialisée au SW par les cours de l'Ornain, de l'Aube et de la Seine entre Romilly et Montereau.

Noter la double virgation des leucogranites au voisinage des failles de la Loire le long desquelles s'est effectué le coulissement du compartiment morvandiau vers le NNW (coulissement sénestre). L'amplitude du décrochement est de 70 km et son âge tardi-hercynien. Ce coulissement s'est accompagné de la mise en place de roches basiques responsables de l'anomalie magnétique positive.

Le socle 'léger' se retrouve au Nord de l'anticlinal du Bray et le long d'une ligne de fractures SE-NW qui suit sensiblement la vallée de la Loire, à l'amont d'Orléans, puis celle de la Seine à l'aval de Paris. Cet accident est aussi jalonné par des roches cristallines basiques (2) à forte densité et fortement magnétiques (granodiorites, roches ferrifères à magnétite). Il en résulte, le long de cette structure, la remarquable superposition d'une anomalie magnétique positive et d'une anomalie gravimétrique négative. Des roches lourdes et magnétiques sont encore dispersées çà et là, en particulier au Nord de la faille Pays de Bray-Vittel. Les âges des terrains métamorphiques les plus anciens ne sont pas connus. Il est vraisemblable qu'ils s'échelonnent depuis l'Icartien (2500 Ma) découvert dans le Massif Armoricain, jusqu'au Briovérien (600 Ma), en passant par le Pentévrien (1000 Ma) (POMEROL & BABIN, 1977).

La structure du Bassin de Paris apparaît clairement sur la carte des isobathes au toit du Paléozoïque (Fig. 2). On y

distingue nettement, outre la subsidence de la Brie à l'Est de Paris, deux accidents majeurs qui affectent le socle: la faille Pays de Bray - Bouchy - Juvanzé - Vittel au Nord, et la succession des failles de Rouen, Rambouillet, Montvilliers, Gien, Sancerre dont le rejet à regard oriental peut atteindre 500 m au Sud. C'est à cette dernière structure que se superposent les anomalies gravimétriques négatives et magnétiques positives évoquées ci-dessus.

D'autre part, les photographies ERTS (= Landsat), dans le rayonnement de la bande 7, montrent qu'un troisième accident majeur affecte le Bassin de Paris: c'est la faille de Metz, reconnue au sol en Lorraine, qui se prolonge jusqu'à Montereau, au confluent de l'Yonne et de la Seine. Cette faille N 70 est matérialisée du NE vers le SW par les cours de l'Ornain, de l'Aube et de la Seine (Fig. 2). Pour DIKKERS (1977) ce linéament se prolonge par le Tauners Abbruch jusqu'à l'extrémité septentrionale du fossé du Rhin (Fig. 3).

Sur cette carte (Fig. 3) on distingue les directions principales



Fig. 3
La place du Bassin de Paris dans l'esquisse structurale des bassins du NW de l'Europe (Pomerol, 1977).

1: Failles; 2: Front alpin; 3: Bassins et fosses; 4: Leucogranites. Noter le décrochement méridien sénestre du bloc morvandiau par rapport au bloc armoricain.

des accidents qui ont affecté le NW de l'Europe. Ce sont:

- au Nord et au Nord-Est des structures calédoniennes orientées SW-NE (Bassin des Shetland de l'Ouest, Fosse du Skagerrak);
- au centre-Est des structures sub-méridiennes: Graben de Viking, Graben Central, Graben du Rhin, de la Hesse, du Sancerrois...;
- au centre-Ouest des structures armoricaines (NW-SE): massif de Londres-Brabant, axe du Bray, de la Seine, des leucogranites sud-armoricains;
- à l'Ouest des structures est-ouest s'orientant vers l'WSW en Manche occidentale et en Mer Celtique.

Cette complexité laisse penser qu'entre la consolidation des noyaux archéens et l'orogénèse alpine qui a peu modifié la structure des bassins du NW de l'Europe, une longue succession d'évènements a laissé son empreinte dans le craton européen.

Pour nous en tenir au Bassin de Paris, l'examen des cartes lithologiques et structurales (Figs. 1 et 2) montre bien l'existence de cet accident majeur qui, du Massif Central à la Manche, partage le bassin en deux blocs: bloc armoricain à

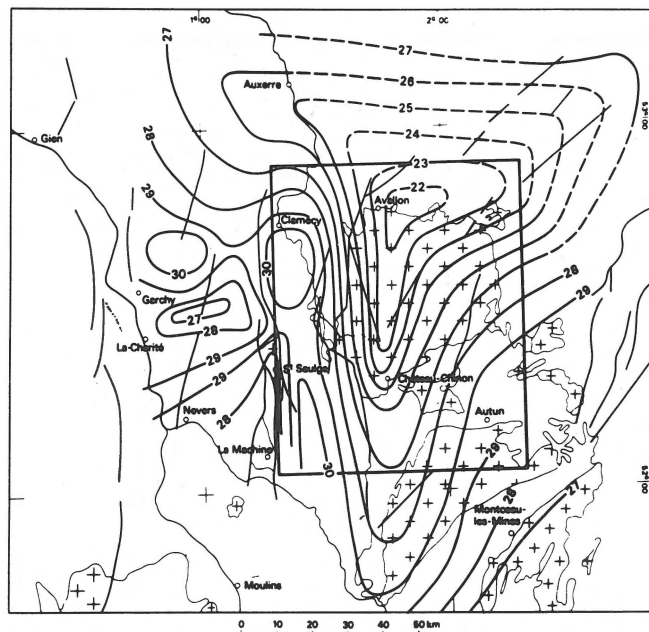


Fig. 4
Mohographie du Morvan et du Nivernais (d'après Weber, 1973).

l'Ouest et bloc morvandiau à l'Est. Pour WEBER (1973), cette cicatrice serait la manifestation d'une cassure importante qui aurait provoqué, avant l'orogénèse cadomienne (Protérozoïque supérieur), la séparation du socle continental en deux 'plaques' séparées par un fossé (rift) dont l'écartement ne se serait pas poursuivi, à la différence de celui de la Manche qui le prolonge. Ce rift aurait été comblé à la fin du Précambrien par des sédiments détritiques (Briovérien) dans lesquels pénètrent jusqu'à l'Hercynien des batholites granitiques localisés (anomalies gravimétriques négatives).

C'est à la fin du Carbonifère que s'amorce, le long des failles de la Loire, une déformation d'abord souple, puis cassante qui s'accompagne d'un coulisement vers le NNW du bloc morvandiau. On a une idée de l'amplitude de ce décrochement horizontal en examinant la position des leucogranites (granites à mica blanc) à l'Ouest de la faille (Basse Marche et, au-delà du seuil du Poitou, Armorique méridionale), et à l'Est de la faille (Avallonnais): il est de l'ordre de 70 km, et le petit massif de granite de Cérilly, bien qu'un peu différent, fait figure de jalon (Fig. 2).

Ce grand accident est encore marqué par des venues basiques, certaines très anciennes (cadomiennes ou calédoniennes), d'autres plus récentes, d'âge fini-hercynien, comme celles du Sancerrois, qui sont responsables de la grande anomalie magnétique positive. Elles sont la manifestation épidermique de l'activité du manteau supérieur qui, dans le Sud-Est du Bassin de Paris, remonte assez près de la surface, ainsi qu'en témoigne la position de la discontinuité de Mohorovicic à une profondeur de 20 à 25 km (Fig. 4).

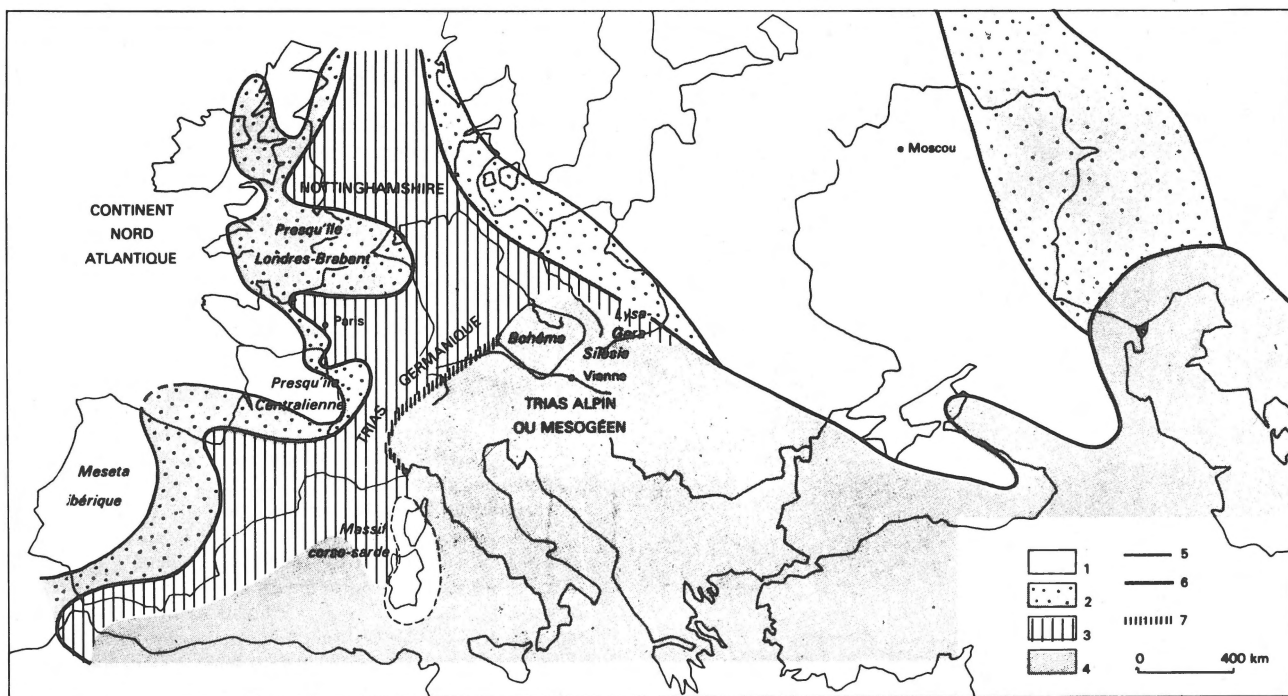


Fig. 5
Paléogéographie de l'Europe au maximum de la transgression triasique (Keuper).

1: Continents sans dépôts; 2: Domaine continental (grès rouges) souvent lagunaire au Keuper; 3: Domaine du Trias germanique; 4: Domaine du Trias alpin ou mésogéen; 5: Limite d'extension des faciès rouges continentaux; 6: Limite d'extension de la mer au Keuper; 7: Limite entre les domaines germanique et alpin (ou mésogéen). Noter la position des presqu'îles Londres-Brabant et Centralienne, qui jouent un grand rôle paléogéographique au Mésozoïque.

ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE POST-PALÉOZOÏQUE DU BASSIN DE PARIS

C'est après l'érosion des reliefs hercyniens et le comblement des dépressions par les dépôts détritiques continentaux permien que commence à s'individualiser le Bassin de Paris. Il n'est d'abord qu'un diverticule occidental de la cuvette germanique, d'où viennent les transgressions triasiques (Fig. 5) qui progressent vers l'Ouest pour dépasser le méridien de Paris au Keuper. C'est à cette époque que s'amorce la subsidence de la Brie et que le Bassin de Paris acquiert son individualité. Mais sa vocation germanique persistera jusqu'au Lias pour faire place ensuite à une vocation mésogéenne qui durera jusqu'au Crétacé inférieur (POMEROL, 1974). Toutefois, au Jurassique supérieur, le Bassin de Paris se situe au carrefour de trois mers (Mésogée, Mer du Nord et Protoatlantique Nord), ce qui lui confère une grande importance pour les corrélations stratigraphiques entre les provinces nordique (boréale) et mésogéenne (relations entre Portlandien et Tithonique par exemple) (Fig. 6).

Cette situation privilégiée réapparaît au Crétacé moyen et supérieur, de l'Albo-Cénomaniens au Campanien (Fig. 7). Toutefois, au Crétacé supérieur, le Bassin de Paris se soustrait définitivement aux influences mésogéennes pour se soumettre

à celles de la Mer du Nord qui seront prédominantes jusqu'au Lutétien moyen (POMEROL, 1975).

Au cours de cette longue période épicontinentale (du Trias au Crétacé supérieur), le Bassin de Paris connaît un lent mouvement de subsidence dont la valeur moyenne (0,022 mm/an) est analogue à celui d'autres grands bassins sédimentaires (MÉGNIEU & POMEROL, 1979). Cette tendance générale est corrigée par le rejeu des structures hercyniennes, plis et failles. Ce rejeu ne s'effectue pas toujours dans le même sens et, surtout à partir du Crétacé moyen, on observe des inversions de structure. C'est ainsi que le compartiment ouest de la faille de Sennely s'enfonce par rapport au compartiment est, du Permien au Jurassique supérieur. Mais le rejet, qui était de 500 m au Permien (Fig. 8) va en s'atténuant et la région se stabilise au Kimméridgien-Portlandien. Au Crétacé inférieur, c'est le panneau oriental qui devient subsident et enfin, à partir du Crétacé supérieur, la faille reprend son évolution initiale (WEBER, 1973).

Une remarque analogue peut être faite au sujet du Pays de Bray, subsident au Jurassique, continental au Crétacé inférieur (Wealdien), subsident de nouveau au Crétacé supérieur et affecté depuis lors d'un mouvement positif. Ainsi, la frontière Crétacé inférieur - Crétacé supérieur apparaît-elle comme un moment critique dans l'histoire du Bassin de Paris comme d'ailleurs en Manche et en Mer du Nord. Désormais,

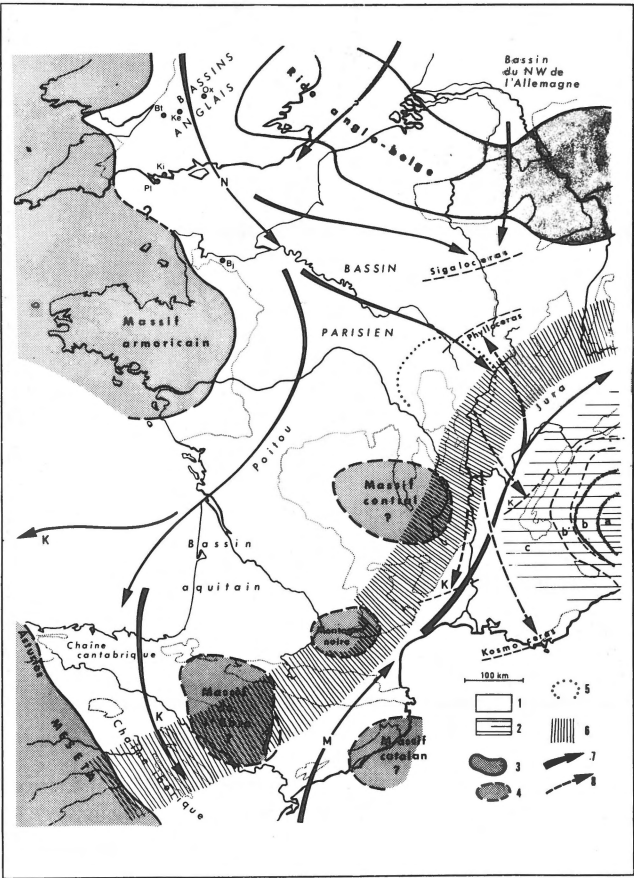


Fig. 6

La France au Jurassique moyen et supérieur (d'après Rat, in Géologie de la France par J. Debelmas). Le dispositif général reste celui du Lias. Les terres émergées, toujours sans relief marqué, d'extension peut-être plus réduite encore que ne l'indique la figure et sans doute protégées par la végétation, n'envoient que peu de détritiques dans les mers épihercyniennes; d'où le grand développement d'une sédimentation calcaire de plate-forme, en bien des points récifale.

A: Les mers:

1: Mers épicontinentales; 2: Géosynclinal alpin (a) Zones internes: sédimentation pélagique et montées ophiolitiques. (b) Rive briannonnaise dans sa position présumée au Jurassique. (b') Id., dans sa position actuelle. (c) Zones externes, avec fosse dauphinoise).

B: Les aires positives:

3: Surfaces continentales, sans relief accusé, non atteintes par la transgression jurassique (la figure donne l'extension maximum de la transgression. Aussi les limites figurées ne sont-elles pas strictement contemporaines, mais représentent les points les plus avancés atteints par la transgression à un moment ou à un autre); 4: Aires positives qui n'ont peut-être pas été recouvertes par les mers jurassiques ou bien sur lesquelles les dépôts jurassiques, minces et inconstants, ont été entièrement décapés; 5: Aire positive bourguignonne, non émergée, mais se traduisant (au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur) par des lacunes, des oolites ferrugineuses, etc. Peut-être existait-il une aire haute analogue sur l'emplacement des Vosges.

C: Provinces faunistiques (d'après Tintant):

6: Limite moyenne entre les faunes nord-atlantiques et les faunes mésogéennes. Il est à remarquer que cette limite s'appuie sur les terres émergées ou sur les aires hautes du domaine marin; 7: Voies de pénétration des faunes mésogéennes (M) vers le N. et des faunes nordiques (N) vers le S. (K. exemple des *Kosmoceras* au Callovien); 8: Pénétrations occasionnelles et locales (peut-être par simple flottaison de coquilles d'individus morts transportés par des courants) de faunes nordiques dans le domaine mésogéen (exemple des *Kosmoceras*) et inversement (exemple des *Phylloceras*).

D: Localités-types d'étages: Bj: Bayeux (Bajocien); Bt: Bath (Bathonien); Ke: Kellaways (Callovien); Ox: Oxford (Oxfordien); Ki: Kimmeridge (Kimméridgien); Pl: Portland (Portlandien).

avec les prémices de l'orogénèse alpine, c'est au régime de l'alternance que seront soumis ces bassins: phases compressives et distensives se succèdent, déterminant les inversions de structure du Crétacé supérieur, les rythmes épicontinentaux au Paléogène et, en Mer du Nord, une exacerbation de l'halocinèse.

Après une longue période d'émersion fini-crétacée (4 à 5 Ma), le Bassin de Paris est de nouveau occupé par la mer qui transgresse à la fois à partir du Nord (Mer du Nord) et de l'Ouest (Océan Atlantique et Manche). Après un épisode où les deux influences s'équilibrent (Dano-Montien), la vocation nordique demeure ensuite prédominante au Thanétien, au Cuisien et au Lutétien inférieur (Fig. 9). A ce moment, l'anticlinal de l'Artois se soulève, reconstituant le vaste dôme Londres-Brabant-Ardenne fonctionnel depuis le Trias (Fig. 5) et qui, cette fois, isole définitivement le Bassin de Paris de la Mer du Nord (Fig. 10).

A partir du Lutétien supérieur, la cuvette parisienne n'est plus qu'un diverticule de la Manche occidentale. La longue distance (400 à 500 km) qui le sépare de la mer ouverte (Océan Atlantique) explique une tendance au confinement qui culmine avec le dépôt des gypses du Ludien (= Priabonien).

A l'Oligocène, une dernière transgression affecte le centre du Bassin de Paris (Fig. 11). Toutefois la mer, qui a pénétré par la gouttière séquanienne (vallée de la Seine), évacue le

bassin par la gouttière ligérienne (vallée de la Loire) en même temps que la Normandie et la Bretagne deviennent temporairement des îles (POMEROL, 1973).

Au Miocène la mer ne revient plus au centre de la cuvette parisienne mais pénètre profondément à deux reprises dans la gouttière ligérienne pour y déposer des faluns: à l'Helvétien et au Pliocène moyen (Rédonien). Lors de cette dernière transgression, la Manche est envahie à nouveau jusqu'en Haute-Normandie (région de Fécamp). Entre les faluns et les sables rouges fluvio-deltaïques de la fin du Pliocène s'intercalent dans cette région des 'sables granitiques' provenant du Massif Central et attribués classiquement au Burdigalien (CAVELIER & KUNTZ, 1974; WYNS, 1977). Si l'âge pliocène supérieur de ces sables, établi en Normandie, était confirmé dans la région parisienne ('Sables de Lozère') comme il l'est déjà en Bourbonnais et probablement en Sologne, il faudrait admettre que le fleuve qui transportait des éléments détritiques en provenance du Massif Central s'est dirigé vers la Manche jusqu'à la fin du Pliocène (Fig. 12).

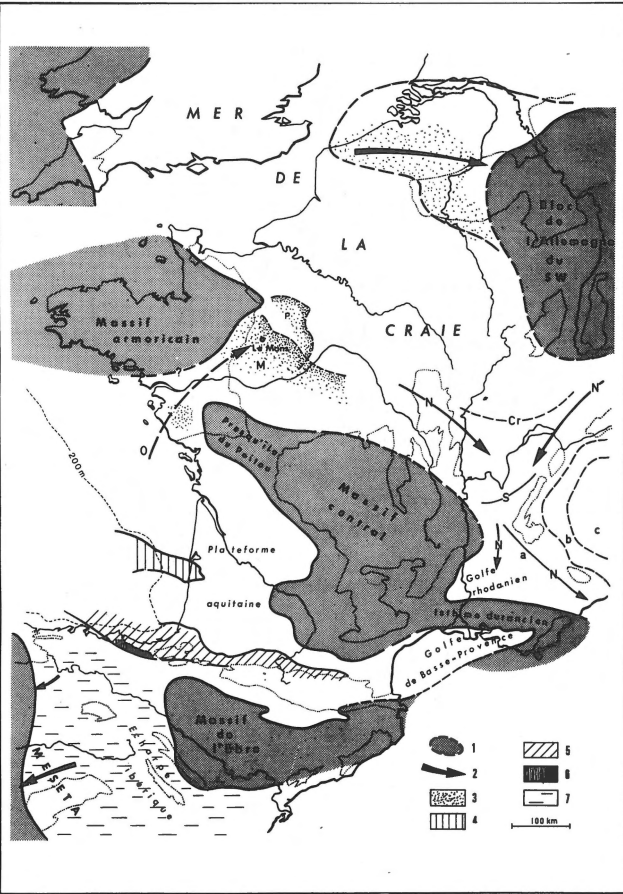


Fig. 7

La France au Cénomanién (d'après Rat, in Géologie de la France, par J. Debemas). Au Cénomanién une importante transgression marine s'étale en accentuant le dispositif géographique du Crétacé inférieur. Une province boréale (celle de la craie) se distingue d'une province méridionale (à grands Foraminifères, Rudistes . . .). Le géosynclinal alpin est nettement séparé du golfe provençal, tourné vers les Pyrénées, par l'isthme durancien. Côté S.W. la mobilité s'accroît (premiers flyschs, épanchements volcaniques . . .). 1: Régions demeurées sans doute émergées; 2: Étalements importants par rapport à l'Albien.

A: Une mer épicontinentale sur le domaine N, en continuité avec la Grande-Bretagne. Les faciès crayeux des régions centrales se développent jusqu'à l'époque de la craie sénonienne; la limite S.E. sur le Jura (Cr: position du Cénomanién; S: au Sénonien). Sur les marges, faciès sableux (3): sables du Maine (M) au Cénomanién inférieur, sables du Perche (P) au Cénomanién supérieur. Des faunes méridionales à Orbitolines pénètrent (O) jusque dans cette région marginale.

B: Dans le Sud-Est
(a) Centure externe (intrication de sédiments planctoniques et néritiques). Le golfe rhodanien vient lécher l'isthme durancien; (b) Ride briannonnaise immergée et ne faisant pas obstacle à Globigérinés et Rosalines (*Rotalipora* . . .); sédimentation d'une partie du flysch à Helminthoïdes; N. Pénétration épisodique ou partielle de faunes nordiques dans le domaine alpin: Inocérames, Lamellibranches, Ammonites anglo-germaniques etc.

C: Dans le Sud-Ouest
4: *Bassin de Parentis* (noter le raccord avec la morphologie du plateau continental actuel); 5: Le trait le plus nouveau est le *sillon du flysch nord-pyrénéen et cantabrique* découpé par de multiples cordillères internes et ouvert à l'W.; 6: *Émissions volcaniques* dans le Pays basque et le Béarn (seules les puissantes masses du Pays basque espagnol sont figurées); 7: Au sud, *faciès épicontinentaux* à Huîtres étalés sur le domaine ibérique.

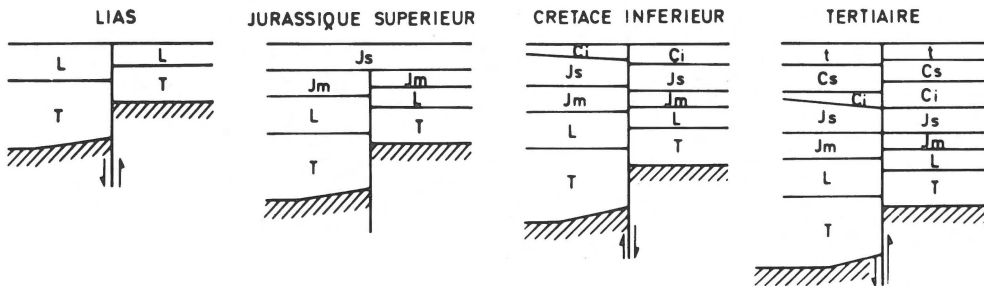


Fig.8 Evolution de la faille de Sennely d'après la sismique réflexion et les sondages. Noter le jeu différentiel (inversion structurale) au Crétacé. T: Trias; L: Lias; Jm: Jurassique moyen; Js: Jurassique supérieur; Ci: Crétacé inférieur; t: Tertiaire (d'après Weber, 1973).

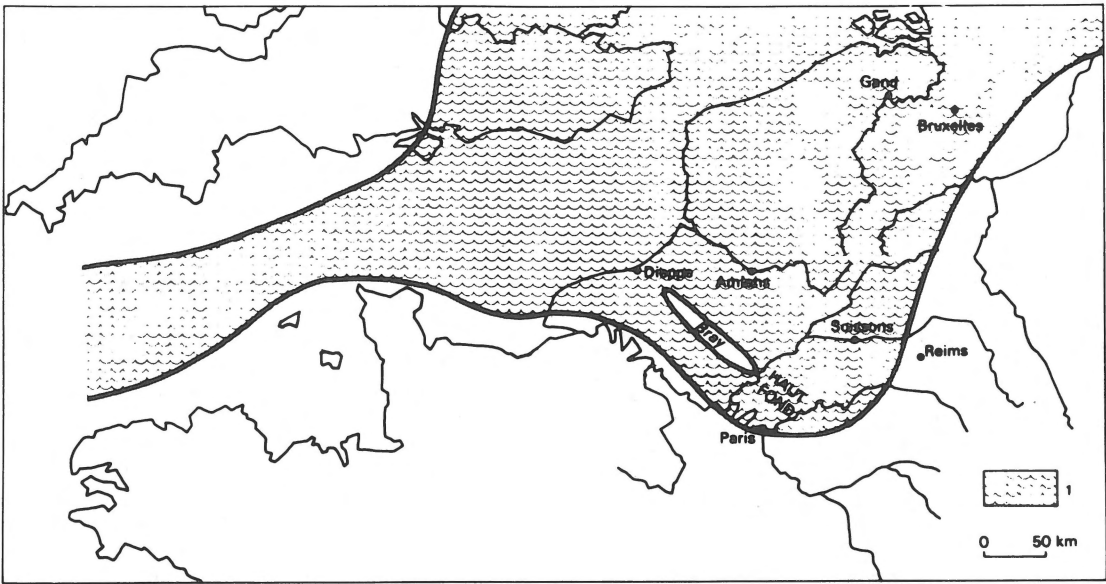


Fig. 9 Extension du Lutétien inférieur (zone à *Nummulites laevigatus*) dans le bassin franco-belge; faciès calcaire dans le bassin de Paris; faciès sableux et grésocalcaire en Belgique (Bruxellien).

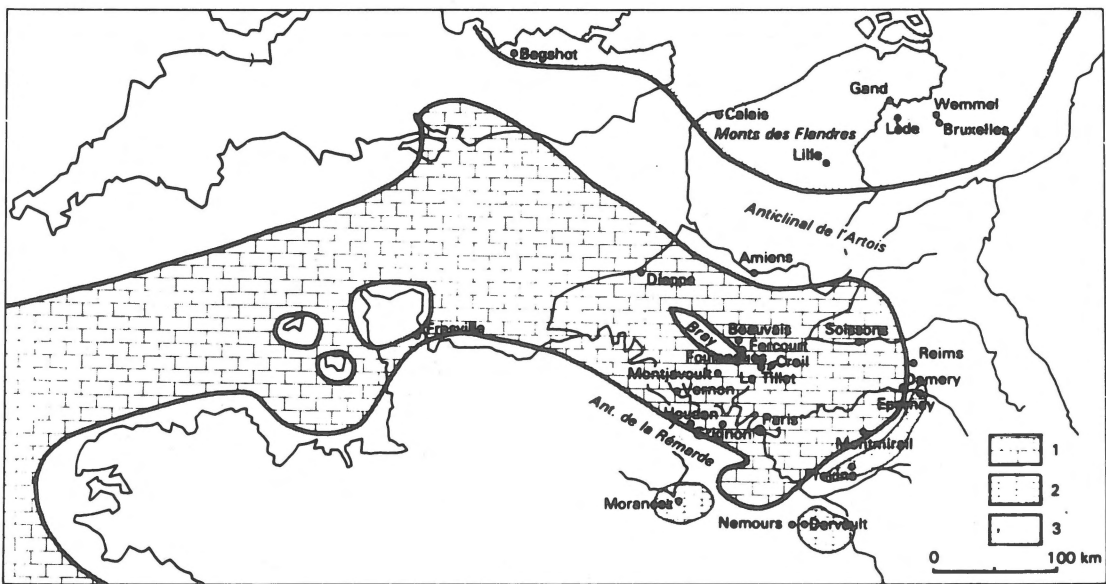


Fig. 10 Extension du Lutétien moyen et supérieur dans les bassins de Paris et de Belgique séparés par le dôme de l'Artois.
 1: Calcaires marins et caillasses laguno-marines; 2: Calcaires lacustres; 3: Lédien et Wemmélien: sables et grès calcaires.

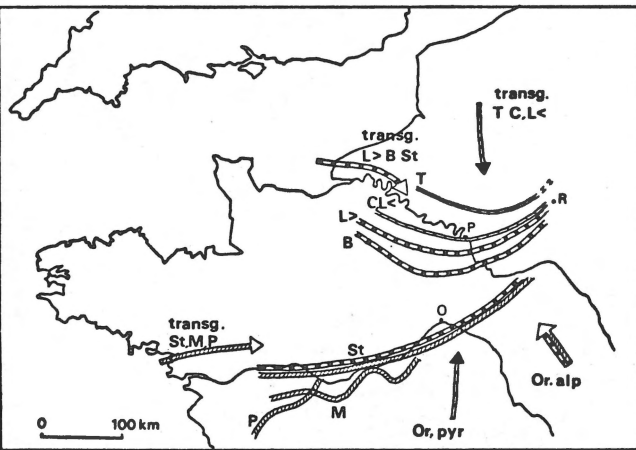


Fig. 13
Limite méridionale des transgressions cénozoïques dans le Bassin de Paris. Les transgressions du Thanétien (T), du Cuisien (C) et du Lutétien inférieur (L<) ont une origine nordique. Les déformations ont une origine pyrénéenne (flèche inférieure). Les transgressions du Lutétien supérieur (L>), du Bartonien (B) et du Stampien (St) viennent de la Manche. L'influence alpine est prédominante (flèche oblique dans l'angle SE). Elle l'est encore pour les transgressions du Stampien supérieur (St), du Miocène (M) et du Pliocène (P) d'origine atlantique. Noter que la limite méridionale des transgressions se déplace du Nord vers le Sud au cours du Cénozoïque (voir figure 14).

mouvements pourraient être suivis, sinon expliqués par l'analyse précise des flux thermiques. Son déplacement est de l'ordre de 200 km en 35 Millions d'années, soit 6 km/Ma ou 0,006 m/an en moyenne avec des périodes de ralentissement (Cuisien à Auversien) et d'accélération: 60 km en 4 Ma, soit 0,015 m/an, vitesse comparable à celle de l'expansion océanique, au cours du Stampien.

Enfin, pour clore l'histoire du Bassin de Paris, il faut faire appel à deux phénomènes structuraux qui prennent une grande importance au Plio-Quaternaire: l'épirogenèse et la néotectonique. On admettait jusqu'alors que le mouvement épirogenétique positif qui a soulevé le Bassin de Paris de 100 à 200 m avait débuté au Miocène moyen. Or la découverte de Rédonien fossilifère (Pliocène moyen) en Haute Normandie aux environs de Fécamp recouvert par les sables rouges fluvio-marins fini-pliocènes, à l'altitude de 130 m, démontre que l'épirogenèse du Bassin de Paris est essentiellement quaternaire. Ce rajeunissement est en harmonie avec l'évolution plio-quaternaire du delta du Rhin et de ses affluents en provenance de l'Ardenne (ZAGWIJN & DOPPERT, this issue).

La vitesse d'épirogenèse positive est de l'ordre de 200 m en 2 Ma, soit 1 cm par siècle ou 0,1 mm/an. Cette valeur, 10 fois supérieure au taux moyen de subsidence du Lias à l'Actuel, est comparable à celui observé dans d'autres régions à la même époque, comme le plateau du Colorado depuis le Miocène supérieur et le plateau suisse au Plio-Quaternaire, et montre l'importance considérable de l'épirogenèse stationnaire et ondulatoire dans l'évolution récente de la surface de la Terre.

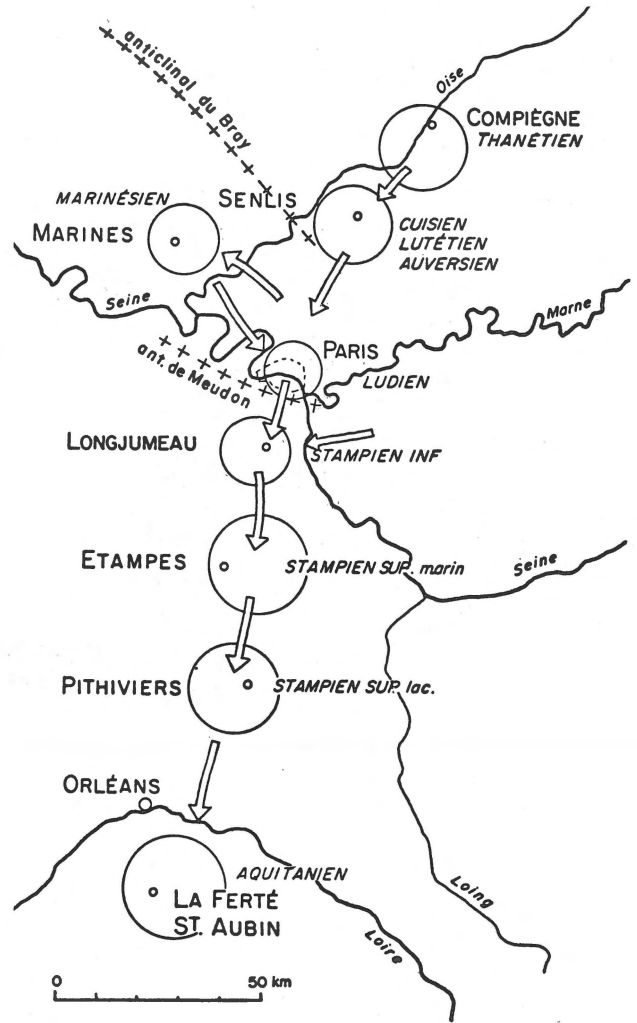


Fig. 14
Déplacement vers le Sud du pôle d'épirogenèse négative du Thanétien à l'Aquitainien dans le Bassin de Paris. Noter la permanence de ce pôle dans la fosse de Senlis du Cuisien à l'Auversien et sa migration plus rapide au cours du Stampien. Il matérialise la progression vers le Sud d'une mégaondulation de direction N 105, du Paléocène au Miocène, qui rejette la mer dans des sites de plus en plus méridionaux.

Mouvements verticaux et déformations se poursuivent à l'Holocène: c'est ainsi que le rejet de la faille de Villequier atteint 4 m (0,5 cm/an) (WYNS, 1977) et que le soulèvement de l'extrémité SE de l'anticlinal du Bray serait d'une dizaine de mètres depuis la fin du Würm (1 mm/an) (BLONDEAU, CAVELIER & POMEROL, 1965).

Les indices de cette néotectonique holocène sont nombreux (Fig. 15): sismicité, anomalies de nivellement de haute-précision, creusement de ravins post-glaciaires, érosion différentielle, surélévation du fond du cours de l'Oise (absence d'alluvions modernes, mise à nu du bed-rock crayeux), déviation du cours des affluents de part et d'autre de l'axe anticlinal (la

NÉOTECTONIQUE DU PAYS DE BRAY

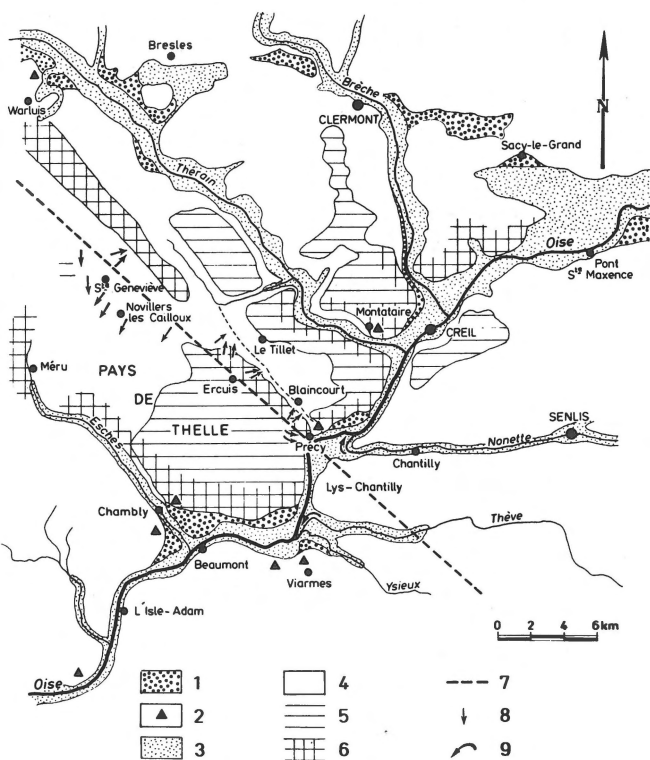


Fig. 15
Présomption de néotectonique à la terminaison SE du Pays de Bray (d'après Blondeau, Cavelier & Pomerol, 1965).

1: Alluvions des Bas Niveaux inexistantes au passage de l'axe anticlinal; 2: Alluvions des Hauts Niveaux érodés dans la vallée de l'Oise et qui subsistent dans les vallées affluentes; 3: Alluvions modernes peu épaisses dans l'axe de l'anticlinal, inexistantes au fond du cours de l'Oise à l'endroit où il est traversé par l'axe anticlinal (l'Oise coula alors sur le bed-rock crayeux); 4: Zones au voisinage de l'axe où le limon a été décapé, abondance de cailloux résiduels (localité de Novillers les Cailloux); 5: Limon des plateaux; 6: Limon de pente; 7: Axe anticlinal du Bray; 8: Position et orientation des ravins post-glaciaires; 9: Déviation du cours de la Nonette vers le Nord et de la Thève vers le Sud de part et d'autre de l'axe anticlinal.

Nonette vers le Nord, la Thève vers le Sud), etc. Ce renouvellement structural dans le Bassin de Paris est peut-être dû à la reprise d'une compression méridionale, comme en témoigne la sismicité actuelle des Pyrénées, la plus forte du territoire français. Il se traduit en outre par le retour du pôle d'épirogenèse négative au centre de la cuvette (convergence du réseau hydrographique vers Paris, méandrisation accentuée de la Seine uniquement à l'aval de Paris) et par l'amorce d'une nouvelle transgression venue du Nord qui pénètre peu à peu en Flandre occidentale. Qui sait si elle ne submergera pas de nouveau une partie de la Hollande et de la Belgique avant d'inscrire dans le livre de la Terre un nouvel épisode de l'Histoire du Bassin de Paris?

BIBLIOGRAPHIE

- Blondeau, A., C. Cavelier & Ch. Pomerol 1965 Néotectonique du Pays de Bray (Bassin Parisien) – *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn* 7: 197-204.
- Cavelier, C. & G. Kuntz 1974 Découverte de Pliocène marin (Rédozien) à Valmont (Seine-Maritime) dans le Pays de Caux – *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.* (7) 16: 160-162.
- Cavelier, C. & Ch. Pomerol 1978 Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris – *Bull. Soc. Géol. Fr.* (sous presse).
- Debeglia, N. 1977 Apport des synthèses géophysiques à la connaissance du socle du Bassin de Paris – Rapport B.R.G.M. Orléans 77 (SGN 535 GPH): 14 pp. (2 annexes).
- Dijkers, A. J. 1977 Sketch of a possible lineament pattern in north-west Europe – In: R. T. C. Frost & A. J. Dijkers (eds.): *Fault tectonics of NW Europe* – *Geol. Mijnbouw* 56: 275-285.
- Héritier, F. & J. Villemain 1971 Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris pour l'exploration pétrolière – *Bull. B.R.G.M. Orléans, Sect. 1*: 75-88.
- Megnien, Cl. & Ch. Pomerol 1979 Subsidence of the Paris Basin from Lias to Upper Cretaceous – *J. Geophys. Research* (to be published).
- Pomerol, Ch. (1973 à 1977) *Stratigraphie et paléogéographie*. Vol. 1, Ere Cénozoïque (1973); Vol. 2, Ere Mésozoïque (1975); vol.3, en coll. avec C. Babin (1977), Précambrien – ère Paléozoïque – Ed. Doin (Paris).
- 1974 Le Bassin Parisien. In: J. Debelmas: *Géologie de la France* 1: 230-258 – Ed. Doin (Paris).
- 1977 Dynamique comparée de trois bassins épicontinentaux: Mer du Nord, Manche et Bassin de Paris – *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 1: 233-256.
- Weber, C. 1973 Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques – *Bull. B.R.G.M. Orléans, Sect. II*: 219-343.
- Wyns, R. 1977 Tectonique récente dans l'Ouest du Bassin de Paris: méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires – *Bull. Soc. Géol. Fr.*: 1093-1102.
- Zagwijn, W. H. & J. W. Doppert 1978 Upper Cenozoic of the Southern North Sea Basin: palaeoclimatic and palaeographic evolution. In: A. J. van Loon (ed.): *Key-notes of the Megs-II* (Amsterdam, 1978) – *Geol. Mijnbouw* 57 (this issue).