

Jean-Claude SIBUET.

HISTOIRE TECTONIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE *

RÉSUMÉ.

— Il y a environ 200 m. a. (millions d'années), le golfe de Gascogne n'existait pas ; les rebords des plateaux continentaux du nord de la péninsule ibérique et de l'Europe étaient jointifs. Bien que des cassures se soient produites dès la fin du Trias (200 m. a.), le mouvement d'ouverture du golfe de Gascogne aurait commencé dès la fin du Jurassique (136 m. a.) pour se terminer au Crétacé supérieur (80 m. a.). La péninsule ibérique aurait subi, par rapport à l'Europe, une rotation d'environ 23 degrés autour d'un pôle situé près de Paris. Du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur (38 m. a.) un mouvement de compression d'une cinquantaine de km d'amplitude, entre la péninsule ibérique et l'Europe stable, serait responsable de la formation des Pyrénées et d'un fossé situé au pied de la marge continentale nord-espagnole.—

INTRODUCTION.

En décembre 1970, un colloque international sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne s'est déroulé avec la participation de laboratoires universitaires français ou étrangers, d'organismes officiels et de sociétés pétrolières privées (Anonyme, 1971). De nombreuses données géologiques et géophysiques concernant aussi bien le domaine marin que le domaine continental adjacent ont été présentées et plusieurs hypothèses d'évolution tectoniques du golfe ont été formulées. Deux ans après ce colloque, de nouvelles données sur les Pyrénées et le golfe ont permis de tester la validité de ces hypothèses (CHOUKROUNE *et al.*, 1972) et de montrer qu'elles sont compatibles avec le modèle d'évolution tectonique du golfe proposé par LE PICHON *et al.* (1971).

Dans une première partie seront présentées les principales données géologiques et géophysiques et leur interprétation immédiate ; une deuxième partie est consacrée à la présentation d'une hypothèse tenant compte de l'ensemble des observations.

* Contribution n° 137 du département Scientifique, Centre Océanologique de Bretagne.

PRINCIPALES DONNÉES GÉOLOGIQUES ET GÉOPHYSIQUES.

Bathymétrie.

En 1965, BERTHOIS *et al.* établissent une carte bathymétrique détaillée du golfe (figure 1). L'analyse morphologique des reliefs permet de distinguer trois types de pentes continentales (BERTHOIS *et al.*, 1965, 1968).

— La pente continentale armoricaine, limitée au NW par l'accumulation sédimentaire de Meriadzek et au SE par la dépression du Cap Ferret, est entaillée par de nombreux canyons.

— La pente continentale nord-espagnole, abrupte et régulière, n'est entaillée que par quelques canyons et semble, contrairement à l'ensemble précédent, avoir été tectonisée après sa formation.

— Entre les deux ensembles précédents, le plateau des Landes, limité au nord par la dépression du Cap Ferret, et au sud par le Gouf de Cap Breton pourrait correspondre à un compartiment effondré du plateau continental.

En dehors de la pente continentale, où les accumulations sédimentaires sont peu épaisses et ne masquent pas la morphologie du substratum, les relevés bathymétriques n'apportent que peu d'informations sur la structure profonde du plateau continental et de la plaine abyssale. Seuls, la forme et l'alignement des reliefs sous-marins de Cantabria au Dôme Gascogne suggèrent l'existence d'une ligne de reliefs continue aujourd'hui partiellement masquée par les fortes accumulations de turbidites déposées dans la plaine abyssale.

Des informations plus complètes sur la morphologie des courbes sédimentaires et du substratum ne peuvent être obtenues que par l'utilisation de méthodes géophysiques comme la sismique réflexion et la sismique réfraction qui permettent d'obtenir des coupes géologiques le long des profils.

Sismique réflexion et réfraction.

L'analyse de 5 000 km de profils de sismique réflexion lourde type Flexotir réalisés par le Centre Océanologique de Bretagne (Anonyme, 1971 a ; SIBUET *et al.*, 1971) et le Comité d'Etudes Marines (MONTADERT *et al.*, 1971) (figures 2 et 3) montre que l'une des principales caractéristiques du golfe est son remplissage complet par des turbidites, qui forment la plaine abyssale, à l'exception de la ligne de hauts-fonds Cantabria-Dôme de Gascogne. Les corrélations sont donc possibles sur de grandes distances et, de plus, ce mode de remplissage fait ressortir les discordances généralement associées à des épisodes tectoniques majeurs. 5 000 km de profils sismiques à forte pénétration suffisent donc pour obtenir une bonne esquisse structurale du golfe. La chronologie des événements marquant l'évolution du golfe, s'appuie sur la stratigraphie de base, établie à partir de deux forages JOIDES (LAUGHTON et BERGGREN, 1971)

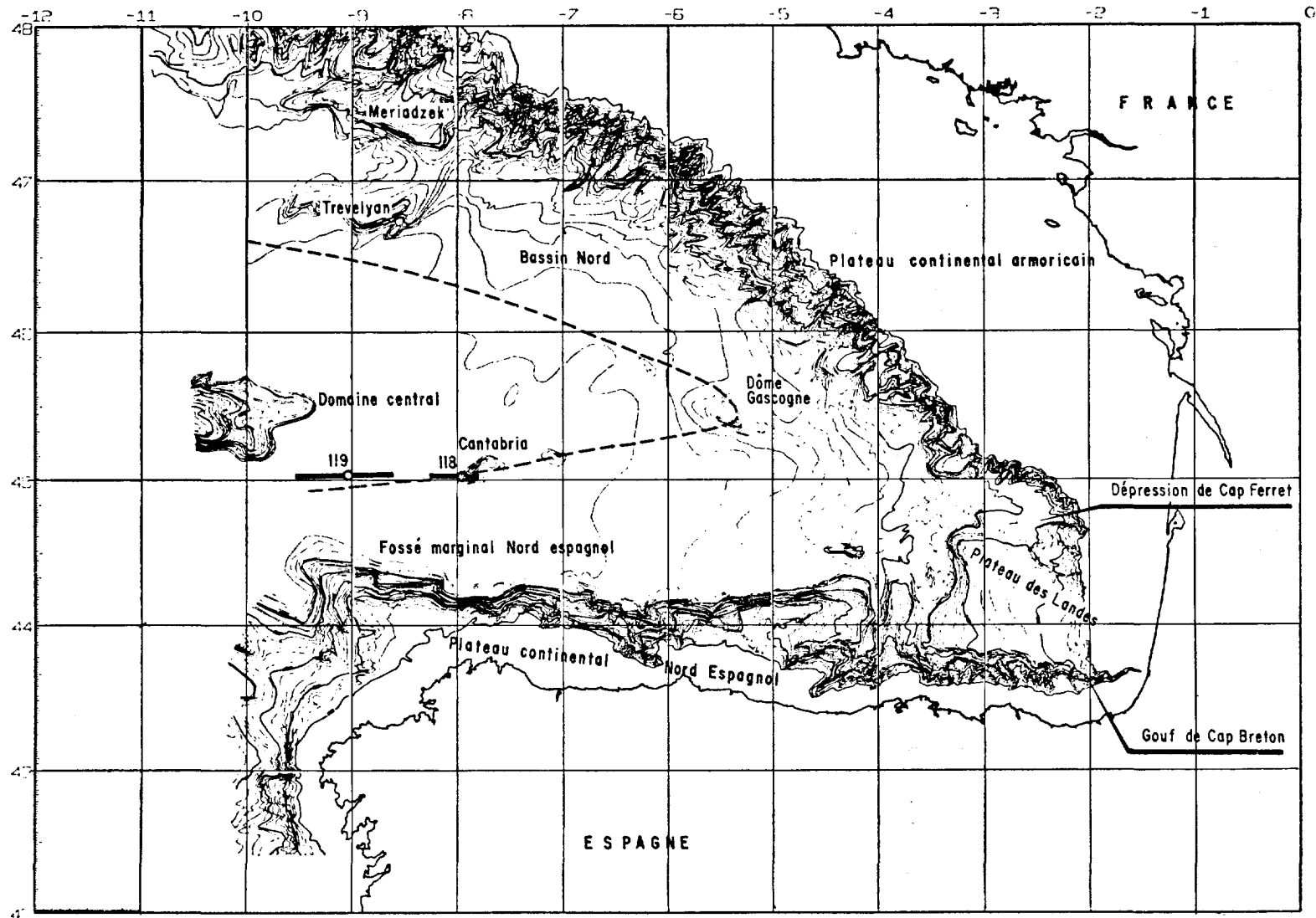


FIG. 1. — Carte bathymétrique du golfe de Gascogne d'après BERTHOIS *et al.* (1968). Isobathes en traits fins tous les 200 m. et en traits forts tous les 1 000 m. En traits pleins, les routes sismiques correspondant aux profils des figures 2 et 3.

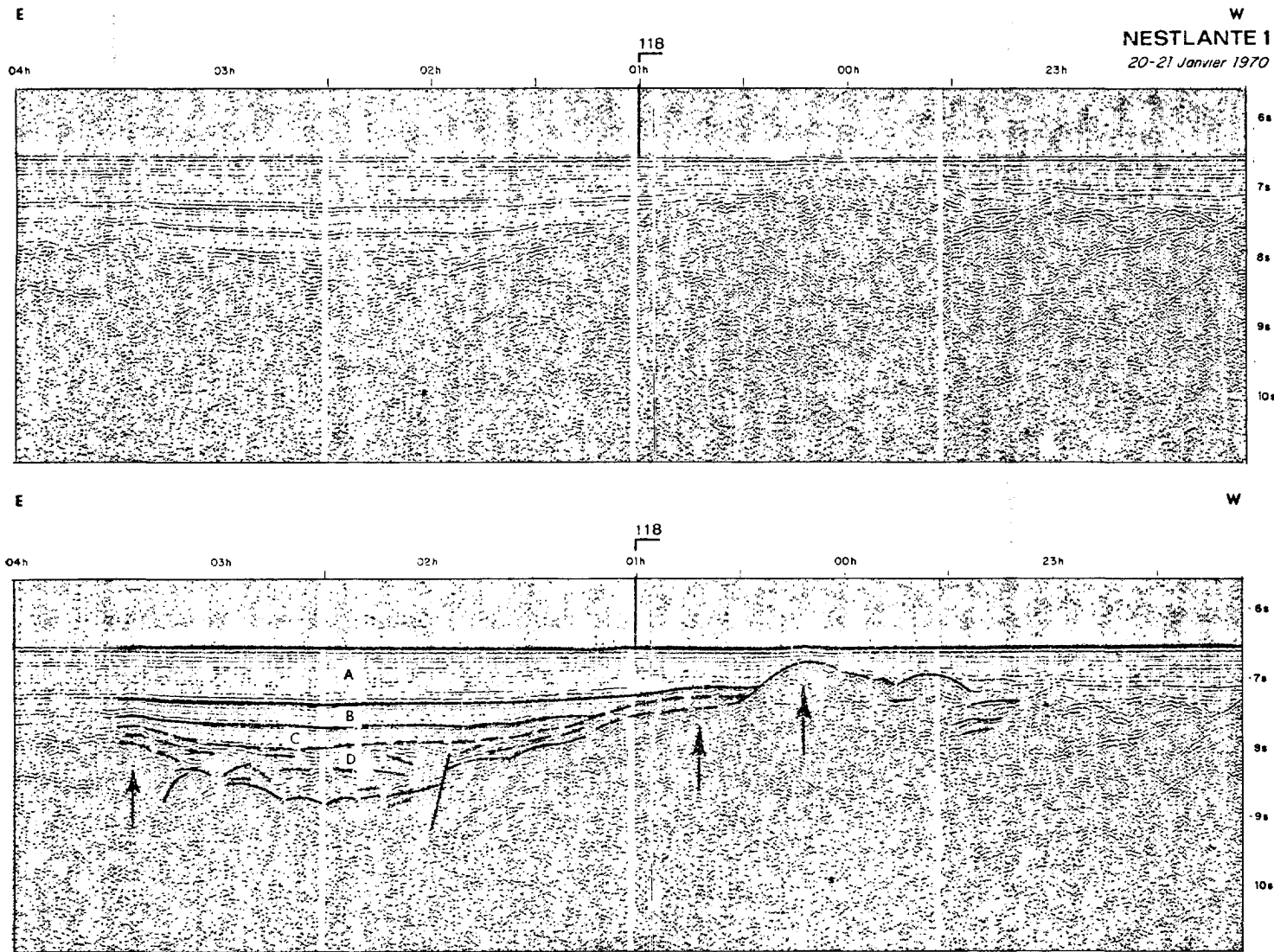
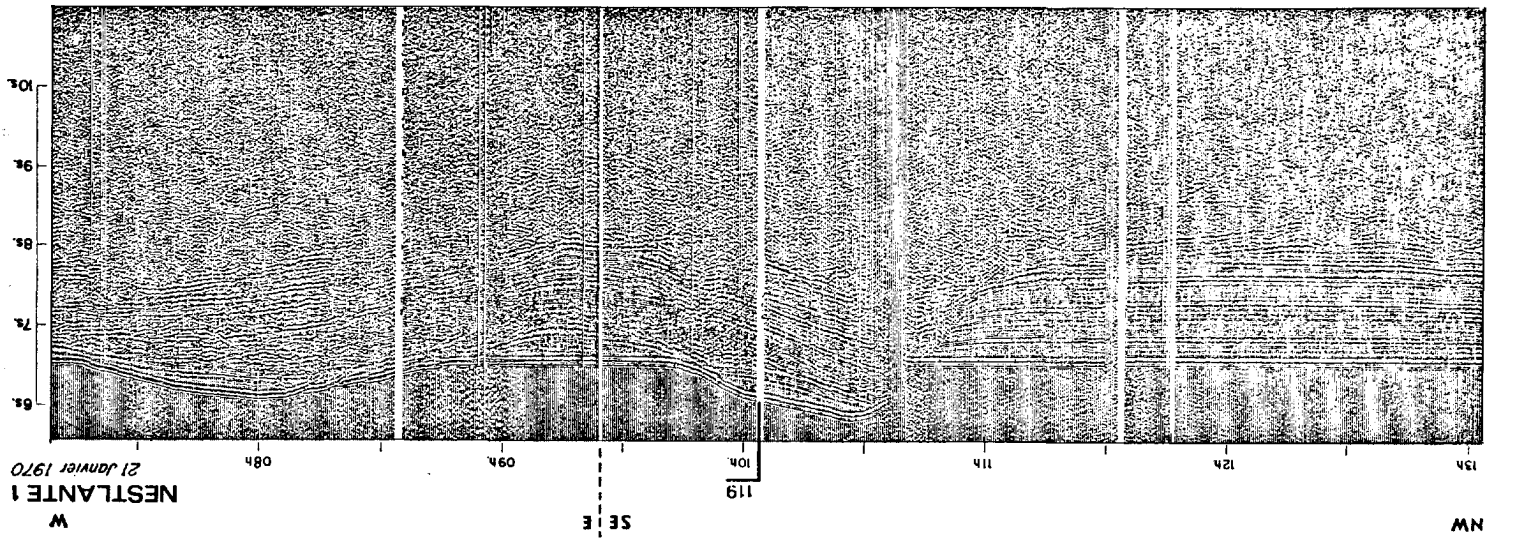
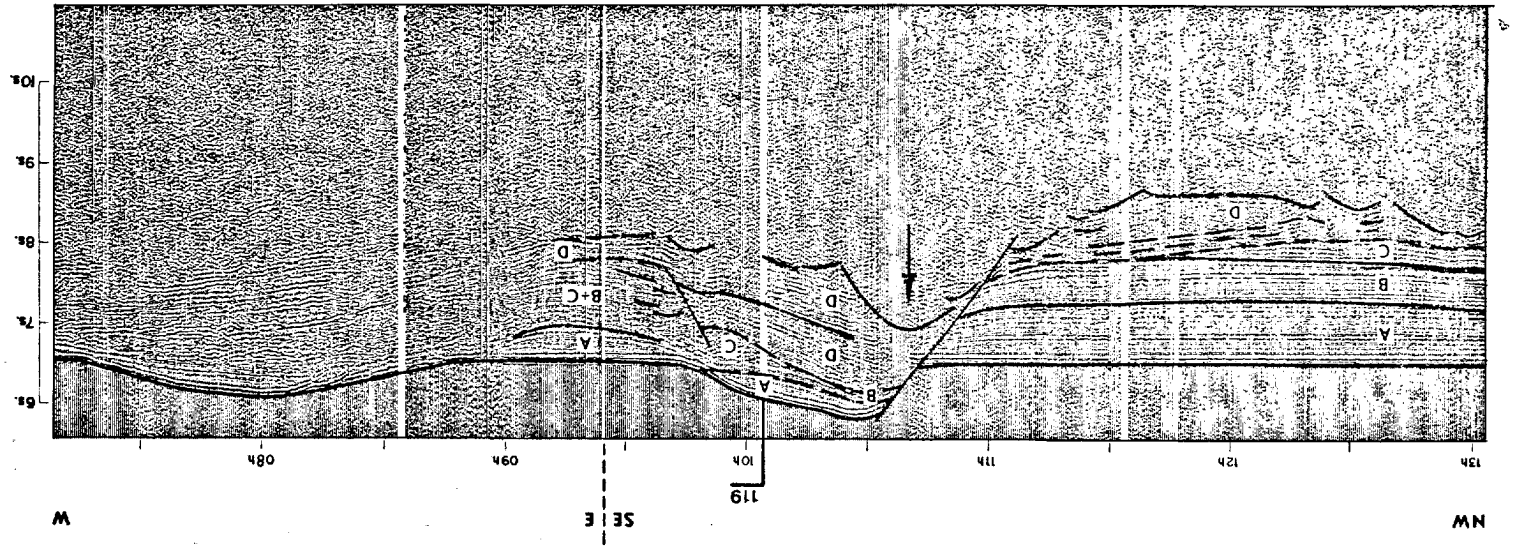


FIG. 2. — Profil Flexotir sur lequel est implanté le forage Joides n° 118 (fig. 1). Exagération verticale : 20. Les profondeurs, exprimées en secondes, correspondent au temps écoulé entre l'instant de tir et la réception du signal réfléchi. La vitesse de propagation des ondes sismiques, déterminée par sismique réfraction, varie en fonction de la nature des couches (les vitesses sont par exemple de 1,5 km/s dans l'eau, de 2 à km/s dans les sédiments, de 5 à 6 km/s dans le substratum). Les couches A, B, C et D correspondent à différents ensembles sédimentaires homogènes : A, plio-quadernaire (0-7 M. A.) ; B, miocène (7-26 M. A.) ; C, Oligocène (26-38 M. A.) ; D, sédiments anté-éocène supérieur (< 38 M. A.) ; f : failles.

Fig. 3. — Profil Flexotir sur lequel est implanté le forage Joides n° 119 (fig. 1). La montagne Cantabria a été formée lors de la phase compressive qui s'est achevée à l'Éocène supérieur (38 M. A.). Après cette phase tectonique, les dépôts de turbidites comblent les dépressions (partie gauche de la figure).



dont l'un a atteint le substratum à 761 m en dessous de la plaine abyssale (figure 2).

L'interprétation des profils de sismique réflexion permet de schématiser l'histoire structurale du golfe et de distinguer trois domaines structuraux principaux (figure 1).

— Le domaine central (figures 1, 4 et 5) est caractérisé par un substratum rugueux probablement de nature basaltique situé à environ 7 km de profondeur (figure 4) et recouvert de 2 km de sédiments (SIBUET *et al.*, 1971). Les mesures de sismique réfraction montrent qu'il est de nature océanique (BACON *et al.*, 1969).

— Le bassin nord (figures 1 et 5), situé entre la pente continentale armoricaine et le domaine central, est caractérisé par une épaisse couche sédimentaire, de plus de 5 km de puissance, parfois perturbée par des intrusions diapiriques peu développées. La formation de la partie septentrionale du bassin nord, au pied de la pente continentale, est peut-être consécutive à l'effondrement d'une partie de la marge continentale (figures 1 et 5).

— Le fossé marginal nord-espagnol (figures 1 et 5) au sud du domaine central, orienté EW, présente une dissymétrie dans sa structure transversale. Son flanc sud, constitué par la pente continentale nord-espagnole et son prolongement sous les séries sédimentaires, très abrupt, offre un contraste très net avec le flanc nord, dont la pente est plus faible. Un bombement topographique, la ligne Cantabria-Dôme de Gascogne, limite au nord le fossé marginal nord-espagnol. Une comparaison entre les structures morphologiques des fossés actuels et du fossé marginal nord-espagnol montre que ce dernier peut s'interpréter comme un fossé fossile, qui aurait fonctionné jusqu'à l'Eocène supérieur (SIBUET et LE PICHON, 1971). Le ligne de hauts fonds Cantabria-Dôme de Gascogne correspondrait alors au bombement de la plaque lithosphérique avant qu'elle ne plonge sous le continent. Les couches sédimentaires anté-oligocènes (< 38 m.a.) plongent comme le substratum vers le sud : le remplissage du fossé s'effectue à un rythme accéléré (60 cm par 1 000 ans) et est accompagné de phénomènes de subsidence liés à l'action de la surcharge sédimentaire.

Les données gravimétriques (variations du champ de la pesanteur) confirment qu'il existe une dissymétrie fondamentale entre le bassin nord et le fossé marginal nord-espagnol. De plus, la gravimétrie, comme la sismique réfraction (SICHLER *et al.*, 1971), montre que les structures diapiriques mises en évidence par la sismique réflexion le long du flanc sud du fossé pourraient être de type évaporitique.

L'histoire structurale du golfe peut être schématisée de la façon suivante (SIBUET *et al.*, 1971) :

— Il ne semble pas qu'il y ait, dans le golfe, de sédiments plus anciens que le Crétacé inférieur (136 m.a.). La partie océanique centrale aurait donc été créée au plus tôt au Crétacé inférieur.

— Le fossé marginal nord-espagnol et la ligne de reliefs Cantabria-Dôme Gascogne se sont formés au cours d'une phase tectonique majeure qui s'est achevée à la fin de l'Eocène supérieur (38 m.a.).

— Après l'Eocène supérieur, les turbidites, consécutives à l'érosion de la chaîne pyrénéenne nouvellement formée, comblent les dépressions, en particulier le fossé nord-espagnol dont la subsidence se poursuit au cours de l'Oligocène (26 à 38 m.a.).

— Une deuxième phase importante de mouvements verticaux se termine au Miocène inférieur (26 m.a.).

— Le remplissage du golfe par des turbidites se poursuit jusqu'à nos jours.

PRÉSENTATION D'UNE HYPOTHÈSE DE FORMATION DU GOLFE DE GASCOGNE.

La plupart des hypothèses expliquent la formation du golfe par une ouverture analogue à celle d'une paire de ciseaux, autour d'un pôle, situé à l'extrémité ouest des Pyrénées (ARGAND, 1922 ; WEGENER, 1937 ; CHOUBERT, 1935 ; CAREY, 1958 ; SCHOEFFLER, 1965 ; BULLARD *et al.*, 1965), MATTAUER (1968) a démontré que ces hypothèses étaient incompatibles avec la nature cylindrique des Pyrénées. Les hypothèses plus récentes font appel à un mécanisme différent (MONTADERT et WINNOCK, 1971) ou à des mouvements composés (BACON et GRAY, 1970 ; MATTAUER et SEGURET, 1971 ; BARD *et al.*, 1971) et sont discutées par CHOUKROUNE *et al.* (1972) et SIBUET (1972). Nous nous appuyerons sur les résultats précédents, pour formuler l'hypothèse d'évolution tectonique du golfe de LE PICHON *et al.* (1971).

La phase de distension.

La zone axiale des Pyrénées est limitée au nord par un accident majeur : la faille nord-pyrénéenne (BERTRAND, 1940). Cet accident majeur, jalonné par des pointements ultra-basiques de lherzolite, est bien connu dans les Pyrénées orientales. En revanche, il disparaît sous une épaisse série sédimentaire crétacée dans les Pyrénées occidentales. Il ne faut pas en conclure pour autant que la faille nord-pyrénéenne disparaît brutalement. En effet, le long de son trajet visible, cette dernière est soulignée par une zone de maximums de l'anomalie gravimétrique isostatique et par une forte variation du gradient des anomalies magnétiques. Il en est de même, dans la partie occidentale des Pyrénées, ce qui tend à montrer que la faille nord-pyrénéenne se poursuivrait jusqu'au Gouf de Cap Breton. De plus, le fonctionnement syn-sédimentaire d'un tel accident, est peut-être le principal obstacle à sa mise en évidence (CHOUKROUNE *et al.*, 1972).

Une méthode des moindres carrés permet de vérifier que la dispersion de différents points jalonnant la faille nord-pyrénéenne

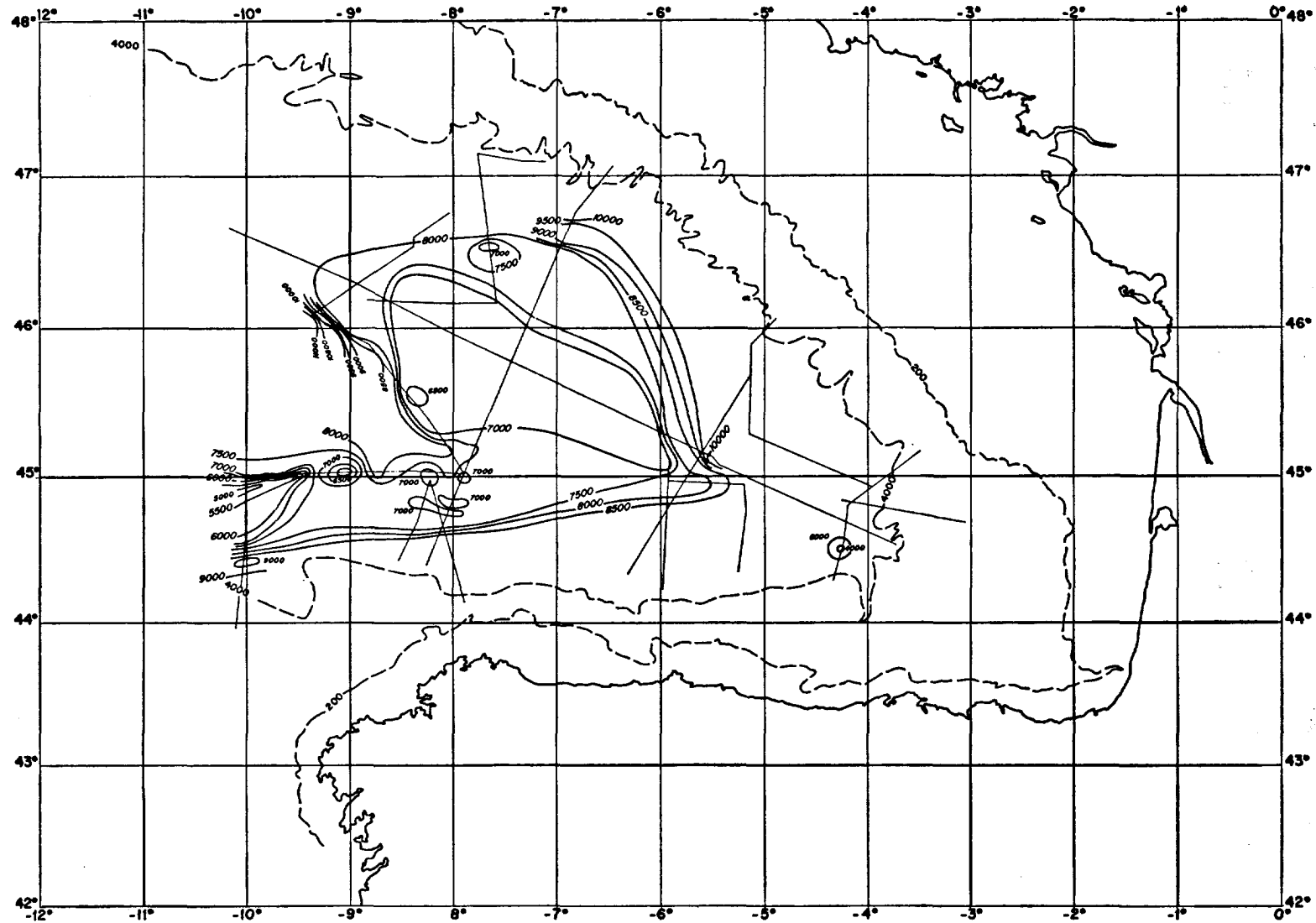


FIG. 4. — Isobathes du socle (équidistance des courbes : 500 m). Le substratum du domaine central est à 7 km de profondeur, alors qu'il disparaît à plus de 10 km de profondeur sous le bassin nord et sous le fossé marginal nord-espagnol.

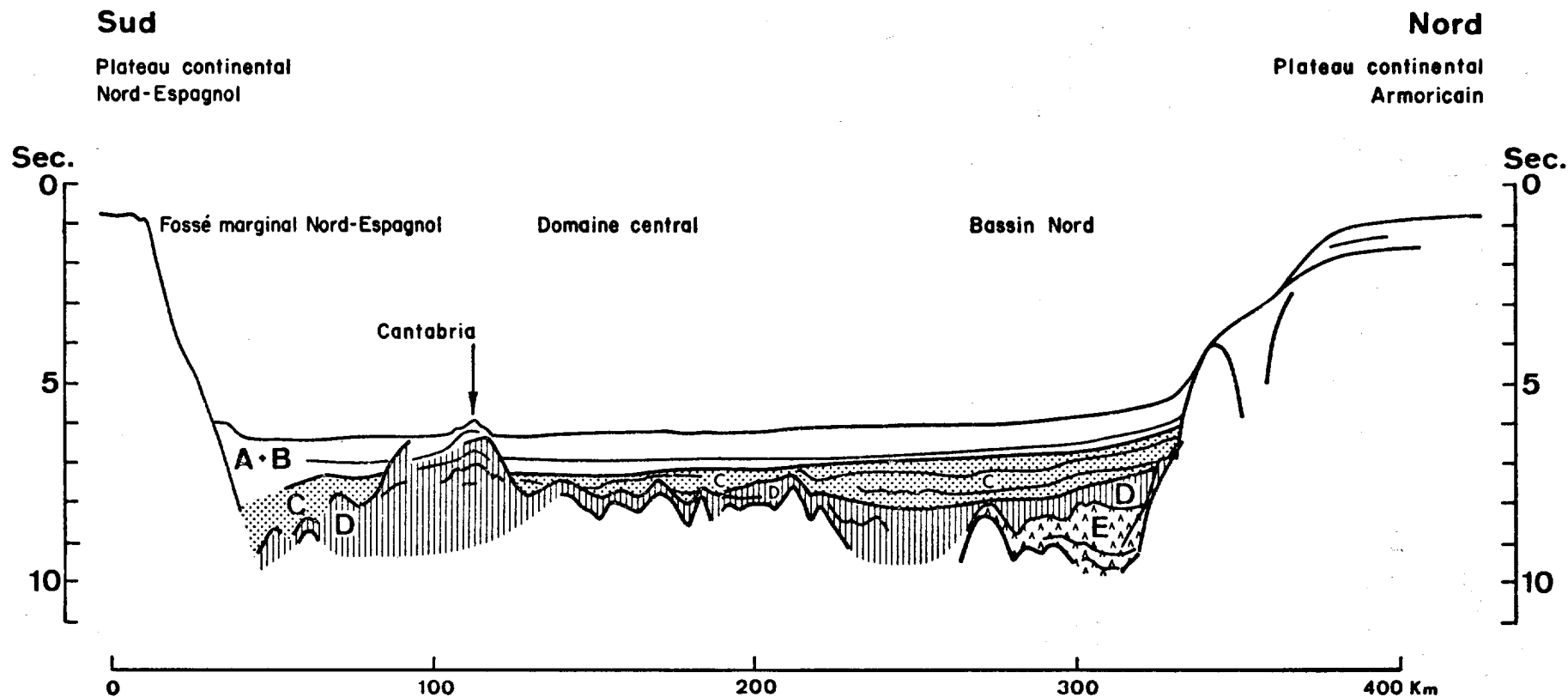


FIG. 5. — Coupe géologique schématique NS du golfe de Gascogne au niveau de la montagne Cantabria. A + B : Miocène, Pliocène et Quaternaire (0-26 M. A.) ; C : Oligocène (26-38 M. A.) ; D : sédiments anté-éocène supérieur (< 38 M. A.) ; E : évaporites (?). De part et d'autre du domaine central, les structures du bassin nord et du fossé marginal nord-espagnol sont très différentes : au nord, un bassin bien individualisé, au sud, un fossé aux flancs dissymétriques.

autour d'un petit cercle centré près de Paris (50° N ; $3,3^{\circ}$ E) est inférieure à 5 km (LE PICHON *et al.*, 1970) (figure 6).

Dans le golfe de Gascogne des informations structurales complémentaires sont fournies par les anomalies de l'intensité du champ magnétique terrestre. En effet, les résultats d'un levé aéromagnétique très serré (équidistance des lignes de vol : 10 km) ont permis d'une part de confirmer que le domaine central du golfe était d'origine océanique et d'autre part, de mettre en évidence un réseau de failles (LE BORGNE *et al.*, 1971) (figure 6). Si par la même méthode que précédemment, on ajuste un réseau de petits cercles sur ce réseau de failles, on constate que le centre de ces petits cercles et la dispersion des points retenus par rapport aux petits cercles ne sont pas significativement différents de ceux trouvés dans le cas de la faille nord-pyrénéenne (LE PICHON *et al.*, 1971).

Cette coïncidence ne semble pas fortuite, d'autant plus que les failles de Biscaye et cantabrique (figure 6), qui semblent avoir fonctionné en même temps que les failles du golfe, correspondent également à des petits cercles de même centre que précédemment.

La formation du golfe de Gascogne semble donc résulter de la rotation de la péninsule ibérique le long de la faille nord-pyrénéenne autour d'un pôle situé près de Paris (50° N ; $3,3^{\circ}$ E).

L'amplitude du décrochement est difficile à mesurer par une méthode directe car il n'existe pas de marqueurs de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne (CHOUKROUNE *et al.*, 1972). Cependant, une méthode indirecte, comme le paléomagnétisme, donne une indication intéressante : la péninsule ibérique aurait subi une rotation sénestre post-kimméridgienne (146 m.a.) de 30° à 35° (ZIJDERVELD et VAN DER VOO, 1971 ; STAUFFER et TARLING, 1971). Si nous supposons que la péninsule ibérique et l'Europe étaient initialement jointives au niveau des isobathes 2 000 m, l'angle de rotation de la péninsule ibérique, à partir de cette position initiale jusqu'à la position actuelle, est de 30° . Cette valeur est un maximum. Or, il est actuellement impossible de préciser l'extension du continental effondré au pied de la pente continentale armoricaine, la valeur exacte de l'angle de rotation ne peut pas être calculée. Néanmoins, bien que les anomalies magnétiques associées à la formation de l'Atlantique nord (WILLIAMS et MCKENZIE, 1971) semblent postérieures à la formation du golfe, une position initiale de la péninsule ibérique, telle qu'il n'y ait pas de superposition avec les premières anomalies magnétiques de l'Atlantique nord, semble raisonnable et correspondrait à une valeur de l'angle de rotation voisine de 23° (LE PICHON et SIBUET, 1971 a) (figure 7).

L'époque de formation du golfe de Gascogne est encore controversée. D'après les résultats du paléomagnétisme, l'ouverture du golfe serait survenue entre le Kimméridgien (146 m.a.) et le Paléocène (65 m.a.). Nous pensons, en nous appuyant sur les résultats de sismique réflexion, que la plus grande partie du golfe s'est formée au cours du Crétacé supérieur, bien que les marges soient déjà individualisées au Jurassique supérieur (BOILLOT *et al.*, 1971 ; SIBUET *et al.*, 1971 ; LE PICHON *et al.*, 1971).

La phase de compression.

On admettait que la structure cylindrique des Pyrénées était acquise au cours de deux phases compressives distinctes : l'une fini-crétacée (65 m.a.) et l'autre éocène supérieur (38 à 45 m.a.) (MATTAUER, 1968). Des résultats récents (CHOUKROUNE *et al.*, 1972) semblent montrer que la déformation aurait commencé à la fin du Crétacé, dans les Pyrénées orientales, pour se propager de façon continue, jusqu'à l'Éocène supérieur, à l'ensemble de la chaîne. Le mouvement de cisaillement sénestre, qui était le phénomène dominant lors de la formation du golfe et jusqu'à la fin du Crétacé, se serait bloqué et transformé en mouvement de compression jusqu'à l'Éocène supérieur.

Dans le golfe de Gascogne, les séries sédimentaires pré-Eocène supérieur ont été affectées par une phase tectonique compressive, dont les manifestations sont très nettes dans le fossé marginal nord-espagnol, plus atténuées dans le domaine central, et pratiquement inexistantes dans le bassin nord. Si la même phase tectonique a affecté les Pyrénées et le golfe, il est probable que, par analogie avec les résultats obtenus dans les Pyrénées, le début de la phase compressive dans le golfe soit d'âge fini-Crétacé. Le fossé serait l'expression du rapprochement entre le golfe et la péninsule ibérique, comme les Pyrénées sont l'expression du rapprochement entre la France et la péninsule ibérique.

La linéarité de la chaîne pyrénéenne comme celle du fossé marginal nord-espagnol, suggère que le pôle de rotation de la péninsule ibérique supposée fixe par rapport à l'Europe, au cours de cette phase compressive, serait situé loin de la frontière de ces deux plaques. Le taux de rapprochement des deux plaques serait donc du même ordre de grandeur, au niveau des Pyrénées et au niveau du fossé nord-espagnol (LE PICHON et SIBUET, 1971 b) c'est-à-dire d'une cinquantaine de km, d'après une estimation du raccourcissement transversal de la chaîne pyrénéenne (MATTAUER, 1968). Actuellement, nous serions donc en présence d'un fossé océanique fossile (SIBUET et LE PICHON, 1971, figure 5) présentant les mêmes caractéristiques structurales que les fossés actuels comme ceux du Japon, des Kouriles ou des Aléoutiennes. L'absence de volcanisme de type andésitique sur le continent espagnol, à 150 km environ au sud du fossé, semble traduire un arrêt précoce du fonctionnement de ce fossé.

CONCLUSION.

C'est au cours de trois phases tectoniques majeures que le golfe de Gascogne aurait acquis sa configuration actuelle :

- Une phase d'ouverture proprement dite, qui se serait achevée au Crétacé supérieur, au cours de laquelle la péninsule ibérique aurait subi une rotation d'environ 23° autour d'un pôle situé près de Paris, le long de la faille nord-pyrénéenne.

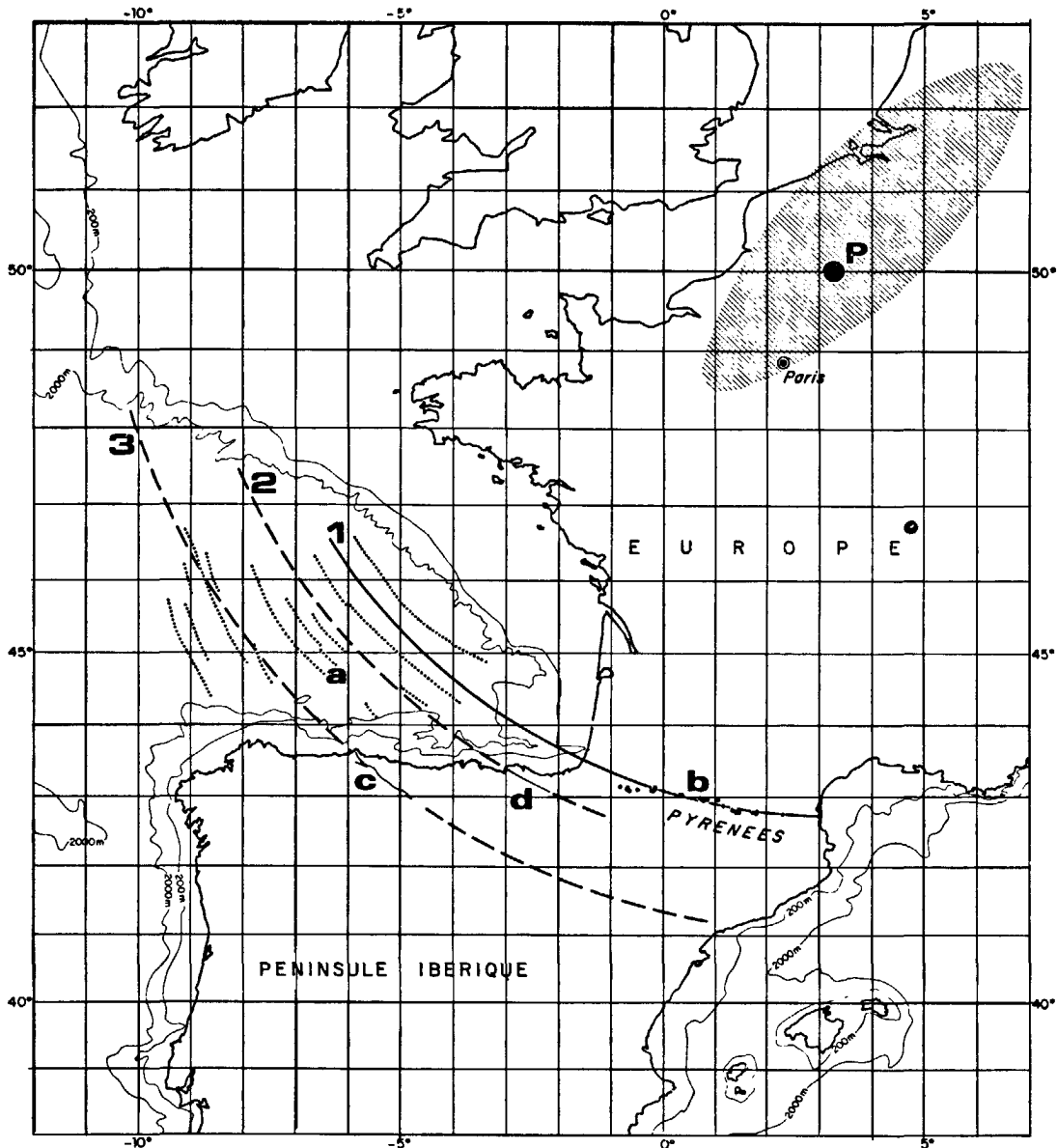


FIG. 6. — a, b, c et d sont les principaux accidents retenus pour le calcul du pôle de rotation P de la péninsule ibérique par rapport à l'Europe. a : principales failles mises en évidence à partir du levé aéromagnétique ; b : principaux affleurements ultrabasiques jalonnant le tracé de la faille nord-pyrénéenne ; c : faille cantabrique ; d : axe du synclinorium de Biscaye. 1, 2 et 3 sont des petits cercles de centre P correspondant respectivement à la faille nord-pyrénéenne, à l'axe du synclinorium de Biscaye et à la faille cantabrique.

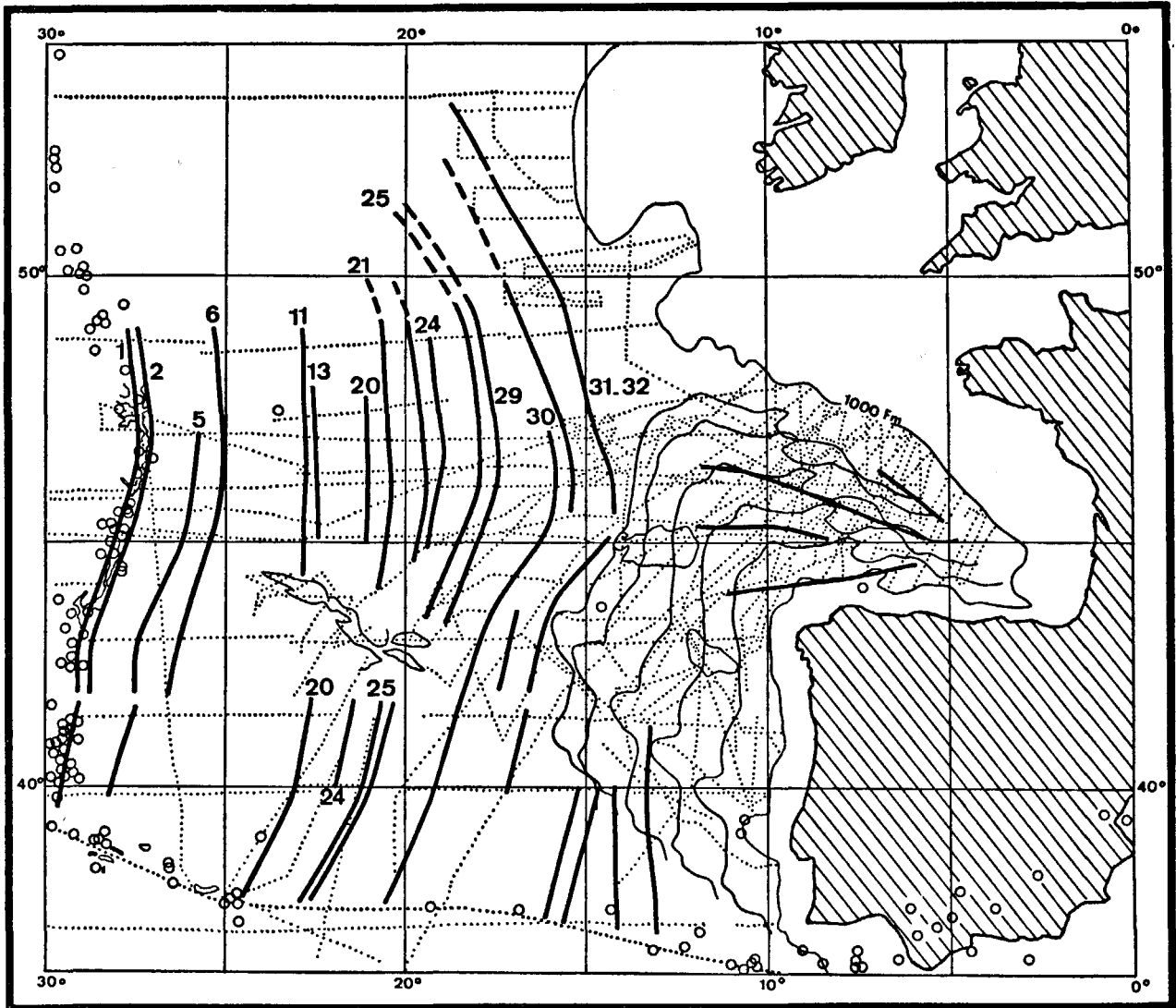


FIG. 7. — La position initiale de la péninsule ibérique est défilée dans le texte. Remarquons que le tracé des anomalies magnétiques de l'Atlantique nord (WILLIAMS et MCKENZIE, 1971) ne recoupe pas celui de la péninsule ibérique. Les différentes positions de la péninsule ibérique matérialisent le trajet suivi par la péninsule ibérique lors de la formation du golfe de Gascogne (rotation de 23° autour du pôle P (50° N ; 3,3° E), le long de la faille nord-pyrénéenne).

— Une phase compressive de la fin du Crétacé supérieur à l'Eocène supérieur, au cours de laquelle un rapprochement d'une cinquantaine de km des plaques Ibérie et Europe aurait entraîné la formation des Pyrénées et du fossé marginal nord-espagnol.

— Une phase de tectonique verticale oligocène (26 à 38 m.a.) ayant affecté l'ensemble du golfe jusqu'au Miocène inférieur (26 m.a.).

Cette hypothèse simple essaie d'intégrer l'ensemble des données géophysiques et géologiques obtenues dans le golfe de Gascogne et sur le continent adjacent. Elle demeure cependant schématique. C'est ainsi que, si le phénomène de cisaillement pur est prédominant au cours de la phase d'ouverture, il peut exister une composante d'extension ou de compression suivant les époques et les endroits. De même, à la fin du Crétacé supérieur, le passage entre les phases de distension et de compression n'est peut-être pas aussi brutal que l'énoncé de l'hypothèse le suggère. Néanmoins, cette hypothèse peut être considérée comme une hypothèse de travail pour une meilleure compréhension du golfe de Gascogne et des Pyrénées.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- Anonyme, 1971 a, *Résultats de la campagne Noratlante du N.O. Jean Charcot* (3 août-2 novembre 1969), Publication CNEOX, 1, 385 p.
- Anonyme, 1971 b, *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22.
- ARGAND E., 1924, *La Tectonique de l'Asie, compte rendu du 13^e Congrès Géologique international, 1922*, Liège, p. 169-371.
- BACON M., GRAY F. et MATTHEWS D.H., 1969, *Crustal structure studies in the Bay of Biscay*, « *Earth and Planet. Sci. Letters* », 6, pp. 377-385.
- BACON M. and GRAY F., 1970, *A gravity survey in the Eastern part of the Bay of Biscay*, « *Earth Planet. Sci. Letters* », 10, pp. 101-105.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et AILLOUD P., 1965, *Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie sud-est du golfe de Gascogne*, « *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.* », 29 (3), pp. 321-342.
- BARD J.P., CAPDEVILA R. et MATTE P., 1971, *La Structure de la chaîne hercynienne de la meseta ibérique : comparaison avec les segments voisins*, in *Histoire Structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip. « Publications de l'Institut Français du Pétrole, collection Colloques et Séminaires », 22, t. 1, pp. I.4-1 à I.4-68.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et DEBYSER J., 1968, *Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le cap Finistère*, « *Rev. Inst. Franc. Petr. Ann. Comb. Liquides* », 23, pp. 1046-1049.
- BERTRAND L., 1940, *Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées*, « *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* », 204, pp. 205-282.
- BOILLOT G., DUPEUPLE P.A., DURAND-DELGA M., d'OZOUVILLE L., 1971, *Age minimal de l'Atlantique nord d'après la découverte de calcaire tithonique à Calpionelles dans le golfe de Gascogne*, « *C.R. Acad. Sc. Paris* », 273, pp. 671-674.
- BULLARD E.C., EVERETT J.E. and SMITH A.G., 1965, *The fit of the continents around the Atlantic*, in « *A Symposium on Continental Drift* », BLACKETT P.M.S., BULLARD E.C. and RUNCORN S.K. (ed.), *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A-258*, pp. 41-51.
- CAREY W.S., 1958, *The orocline concept in geotectonics*, « *Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania* », 89, pp. 255-288.
- CHUBERT B., 1935, *Recherche sur la genèse des chaînes paléozoïques et antécambriennes*, « *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* », 8, pp. 5-50.
- CHOUKROUNE P., LE PICHON X., SEGURET M. et SIBUET J.C., 1972, *Bay of Biscay and Pyrénées*, à paraître.
- LAUGHTON A.S. and W.A. BERGGREN, 1971, *Deep Sea Drilling in the Bay of Biscay (DSDP Leg XII)*, in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. VI.1-1 à VI.1-4.

- LE BORGNE E., LE MOUËL J.L., and LE PICHON X., 1971. *Aeromagnetic Survey of South-Western Europe*. « Earth and Planet. Sci. Letters », 12, pp. 287-299.
- LE PICHON X., BONNIN J. et SIBUET J.C., 1970, *La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne*, « C.R. hebd. séanc. Acad. Sc. Paris », 271, pp. 1941-1944.
- LE PICHON X., BONNIN J., FRANCHETEAU J. et SIBUET J.C., 1971, *Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. VI.11-1 à VI.11-44.
- LE PICHON X. and SIBUET J.C., 1971 a. *Comments on the evolution of the North East Atlantic*, « Nature », 233, pp. 257-258.
- LE PICHON X. and SIBUET J.C., 1971 b. *Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny*, « Earth and Planet. Sci. Letters », 12, pp. 83-88.
- MATTAUER M., 1968, *les Traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne*, « Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. », 10, pp. 3-11.
- MATTAUER M. et SEGURET M., 1971, *les Relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. IV.4-1 à IV.4-24.
- MONTADERT L., DAMOTTE B., FAIL J.M., DELTEIL J.R. et VALERY P., 1971, *Structure géologique de la plaine abyssale du golfe de Gascogne*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. VI.14-1 à VI.14-42.
- SCHOEFFLER J., 1965, *Une hypothèse sur la tectogenèse de la chaîne pyrénéenne et de ses abords*, « Bull. Soc. Géol. France », 7, pp. 917-920.
- SIBUET J.C. et LE PICHON X., 1971. *Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol*, in *Histoire Structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, « Publications de l'Institut Français du Pétrole », Collection Colloques et Séminaires, 22, t. 1, pp. VI.9-1 à VI.9-18.
- SIBUET J.C., PAUTOT G. et LE PICHON X., 1971, *Interprétation structurale du golfe de Gascogne à partir des profils de sismique*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. VI.10-1 à VI.10-32.
- SIBUET J.C., *South Armorican shear zone and continental fit before the opening of the Bay of Biscay*, à paraître.
- STAUFFER K.W. and TARLING D.H., 1971, *Age of the Bay of Biscay : new paleomagnetic evidence*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. II.2-1 à II.2-18.
- WEGENER A., 1937, *la Genèse des continents et des océans*. Edit. Librairie Nizet et Bastard, Paris, 236 p.
- WILLIAMS C.A. and MCKENZIE D.P., 1971, *The evolution of the North-East Atlantic*, « Nature », 232, pp. 168-173.
- ZIJDERVELD J.D.A. et VAN DER VOO R., 1971, *les Données paléomagnétiques et leur implication sur l'histoire structurale du golfe de Gascogne*, in *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Editions Technip, 22, pp. II.1-1 à II.1-23.