

Le banc de Gorringe : résultats de la campagne CYAGOR (août 1977)

par JEAN-MARIE AUZENDE *, JACQUES CHARVET **, ALAIN LE LANN ***
XAVIER LE PICHON ****, JOSÉ-HIPPOLYTE MONTEIRO *****
ADOLPHE NICOLAS *****
JEAN-LOUIS OLIVET * et ANTONIO RIBEIRO *****
(Groupe CYAGOR)

Mots clés. — Relief sous-marin. Réseau fracture. Croûte océanique. Ophiolite. Compression horizontale. Carte bathymétrique. Atlantique Nord-Est (Banc de Gorringe).

Résumé. — Le banc de Gorringe est une des structures qui jalonnent la frontière entre Europe et Afrique. Elle est située entre la plaine abyssale du Tage, au Nord, et celle du Fer à Cheval, au Sud. Son orientation est NE-SW : elle est dans l'exact prolongement des grandes fractures tardi-hercyniennes qui traversent la péninsule ibérique et sa marge continentale. Le banc de Gorringe présente deux sommets, culminant presque au niveau de la mer, séparés par un col.

La campagne CYAGOR a permis, en 8 plongées et 33 prélèvements, d'établir deux coupes, l'une du banc de Gettysburg au Sud-Ouest, l'autre du banc d'Ormonde, au Nord-Est. La première coupe va de 2 600 m à 200 m. Elle montre que le banc de Gettysburg est constitué de serpentinite massive. Les plus anciens sédiments prélevés sont barrémo-aptien. La seconde coupe a montré, entre 800 m et 450 m des abrupts constitués de gabbros plongeant approximativement de 20° vers le Nord-Est. Vers le sommet, les dykes doléritiques deviennent de plus en plus nombreux vers 450 m. On a observé des « pillows-lavas » qui pourraient être basaltiques. Le sommet du massif est occupé par des brèches trachytiques et phonolitiques d'âge probablement cénozoïque. Toutes les observations faites indiquent de nombreuses affinités avec un massif ophiolitique. Dans ce cas, le col entre Ormonde et Gettysburg représenterait la zone à dunites et à cumulats gabbroïques. Le banc de Gorringe serait donc un ancien relief de faille transformante repris par les divers événements tectoniques ayant affecté l'extrémité orientale de la ligne Açores-Gibraltar (frontière Afrique-Ibérie). Il montre à l'affleurement un panneau de manteau et de croûte océanique soulevé d'environ 10 km et légèrement basculé vers le Nord-Est.

Gorringe bank : results of CYAGOR cruise

Abstract. — Gorringe bank is one of the structures which are found on the Europe-Africa plate boundary. It is located between Tagus abyssal plain in the North and Horseshoe plain in the South. It is oriented NE-SW and is in the exact prolongation of the large « tardi-hercynien » fractures which cross the iberian peninsula and its continental margin. Gorringe bank shows two summits just under the sea level, separated by a saddle.

CYAGOR cruise gave us the opportunity, with 8 dives and 33 sampling stations, of making two cross-sections, one of Gettysburg bank in the South-West, and the other one of Ormonde bank in the North-East. The first one shows, from 2 600 m to 200 m, that Gettysburg bank is made of massive serpentinite. The most ancient sediments sampled are barrémo-aptian. The second cross-section shows, between 800 m and 450 m, steep slopes made of gabbros plunging of approximately 20° to the North-East. Doleritic dykes become more and more common at the summit, near 450 m. Some pillow-lavas were seen, which could be basaltic ones. The summit of Ormonde massif is made of trachytic and phonolitic breccias probably of Cenozoic age. Our observations indicate numerous similarities with an ophiolitic massif. If this was the case, the saddle between Ormonde and Gettysburg would be the zone with dunites and gabbroic cumulates. The hypothesis is emitted that Gorringe bank could be an ancient structure of transform fault reworked by various tectonic events which affected the eastern end of the Azores-Gibraltar line (Africa-Iberia frontier). A piece of outcropping oceanic mantle and crust is uplifted of approximately 10 km and slightly tilted north-eastward.

I. — INTRODUCTION.

Le banc de Gorringe est une structure océanique extrêmement spectaculaire qui a depuis longtemps retenu l'attention des géophysiciens et géologues marins. Les récentes observations faites à partir de l'engin sous-marin CYANA SP 3000 ne vont pas manquer d'élargir encore cet intérêt : les conclusions qui en découlent apparentent en effet étroitement le massif de Gorringe à un massif ophiolitique qui serait encore enraciné en milieu océanique.

Situé à 120 milles dans l'WSW du Cap Saint-Vincent, le banc de Gorringe se présente comme une structure allongée de 200 km de long sur 80 km de large. Il fait partie de l'extrémité orientale de la ligne Açores-Gibraltar (limite de plaque Afrique-

Europe). Cette zone (35° N à 39° N et 10° W à 16° W) proche de grandes masses continentales

* C.O.B., B.P. 337, 29273 Brest Cedex.

** Lab. de géologie dynamique, Univ. des sciences et techniques de Lille, 59650 Villeneuve-d'Ascq.

*** U.B.O. Lab. d'océanologie et de géologie dynamique, 29283 Brest Cedex.

**** Univ. Paris VI, Lab. de géodynamique, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

***** Serviço geológicos de Portugal, Rua Academia das Ciências, 19-2, Lisboa Portugal.

***** Lab. de tectonophysique, Univ. de Nantes, B.P. 1044, 44037 Nantes Cedex.

Contribution n° 641 du Département scientifique du Centre océanologique de Bretagne, B.P. 337, 29273, Brest.

Note reçue le 15 janvier 1979, présentée à la séance du 11 décembre 1978, manuscrit défini if reçu le 9 mai 1979.

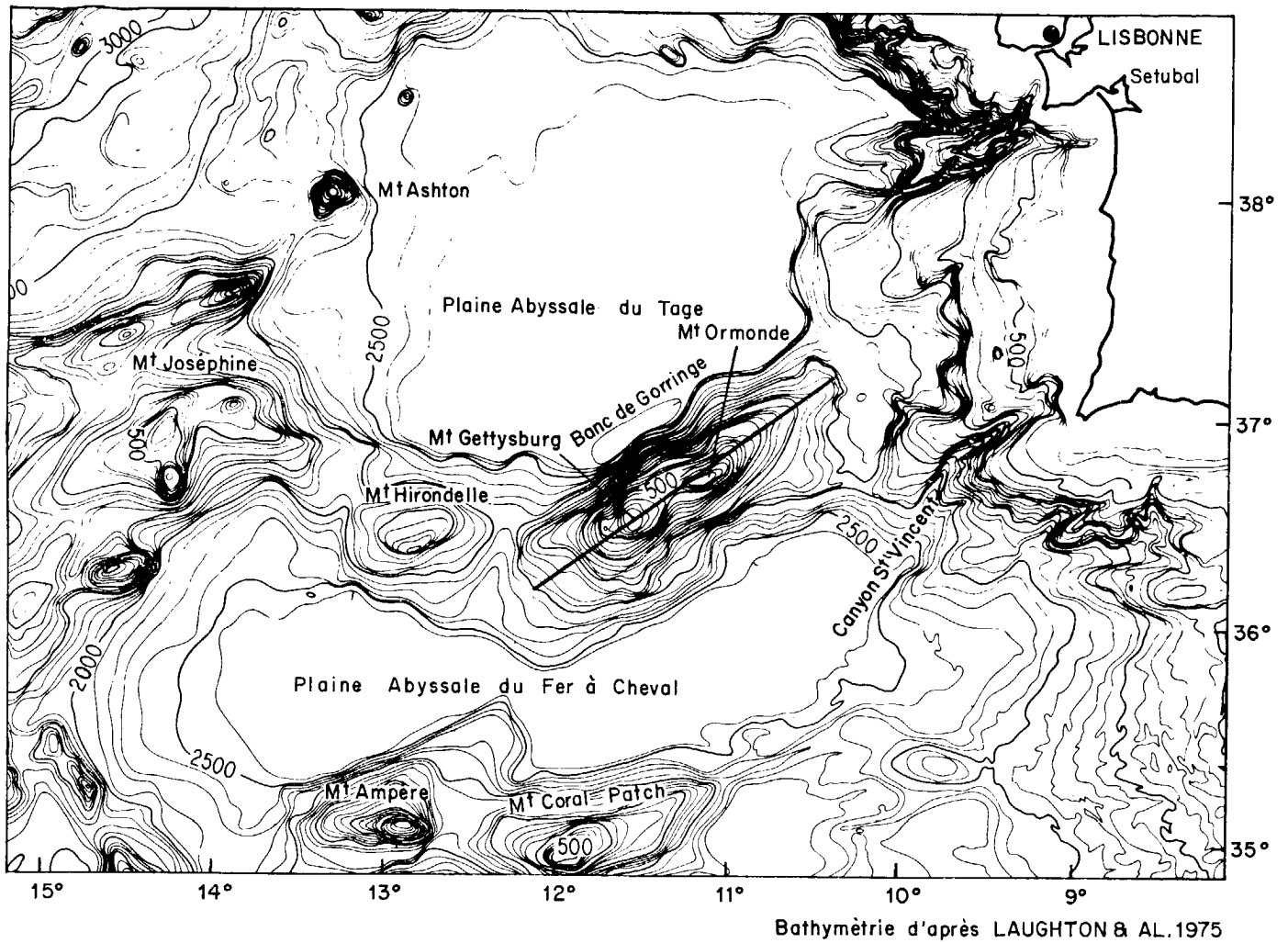


FIG. 1. — Carte bathymétrique de l'extrémité orientale de la ligne Açores-Gibraltar [d'après Laughton *et al.*, 1975].
 Equidistance des isobathes : 100 brasses. Le trait représente la position de la coupe de la figure 8.

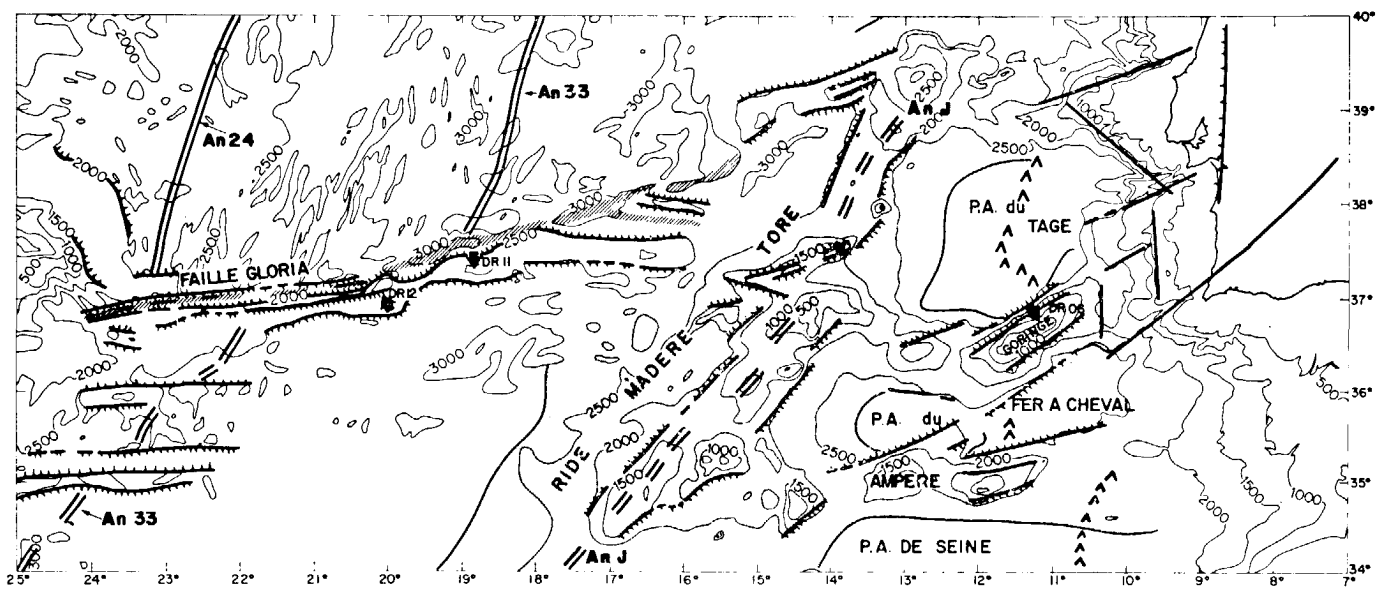


FIG. 2. — Carte structurale d'après Féraud *et al.* [1977].
 Les pointillés représentent d'anciens reliefs rajeunis au cours des phases compressives tertiaires. Δ : limite des dépôts salifères.
 An 24, 33, J = anomalies magnétiques.

(Maroc-Ibérie) est caractérisée par un ensemble de hauts-fonds topographiques, enserrant de petites plaines abyssales (fig. 1 et 2). Ces hauts-fonds s'organisent en rides qui sont, du Nord au Sud : la ride Tore-Lisbonne, la ride Gorringer - Hirondelle - Joséphine et la ride Ampère - Coral Patch. Une quatrième ride ennoyée par la sédimentation néogène existe à la latitude de Casablanca. Toutes ces rides se raccordent à l'Ouest à un système perpendiculaire : la ride Tore - Madère. Les plaines abyssales sont, du Nord au Sud, la plaine du Tage, la plaine du Fer à cheval et la plaine de Seine. C'est à Loughton *et al.* [1975] que l'on doit la mise au clair de la topographie de toute la zone.

L'ampleur des reliefs (3 000 à 5 000 m par rapport aux plaines abyssales) est remarquable : elle témoigne de l'activité tectonique liée au rapprochement de l'Afrique et de l'Ibérie.

On sait depuis Le Pichon [1968] que le pôle actuel de rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie supposée fixe est tel que le mouvement est convergent entre les deux plaques dans la région de Gibraltar. Tous les travaux ultérieurs ont, avec des variantes, confirmé cette interprétation. Les quelques modèles publiés concernant Gorringer se sont évidemment placés dans cette optique.

Considérant en particulier les solutions focales des séismes ayant eu lieu dans la zone [*cf.* par exemple Fukao, 1973 ; Purdy, 1975], Le Pichon *et al.* [1970] ont mis en relation l'existence du banc de Gorringer avec celle d'une zone de subduction plongeant vers le Nord-Ouest sous la plaine abyssale du Fer à cheval. L'importante anomalie gravimétrique (+ 300 mgal) associée au banc, s'expliquerait par un chevauchement crustal amenant un dédoublement de la croûte. Une phase de compression au Miocène supérieur aurait provoqué ce chevauchement crustal, l'Afrique sous charriant l'Eurasie. Le banc de Gorringer selon Le Pichon *et al.* [1970] serait donc un panneau de socle océanique soulevé et basculé vers le Sud-Est lors d'une phase de compression tardive du Miocène supérieur, la face nord-ouest du banc, plus abrupte exposant une coupe du socle océanique.

Ryan, Hsü *et al.* [1973] ont adopté ce modèle tout en apportant des arguments supplémentaires en faveur de la surrection Miocène du banc (hiatus et passage à des sédiments néritiques).

L'hypothèse de Purdy [1974, 1975] diffère légèrement par la présence de deux charriages concomitants, avec la plaque Afrique sous-charriant et chevauchant en même temps l'Europe, et avec un découplage interne de la lithosphère de la plaque Afrique.

Bonnin *et al.* [1973, 1975] ont montré que la mise en place du banc de Gorringer, dans sa position actuelle, s'est faite au cours d'une phase tectonique

intramiocène également responsable du soulèvement de tout l'ensemble de la zone Tore - Madère. Ils ont également mis en évidence une première phase de déformation compressive d'âge crétacé supérieur ou éocène au Sud de Gorringer, en accord avec les données géologiques à terre et la cinématique [Auzende *et al.*, 1976].

L'observation de la couverture sédimentaire montre que l'ensemble des reliefs de la zone Tore - Madère existait probablement dès la formation des fonds océaniques, les ensembles Ampère - Coral Patch et Gorringer - Hirondelle représentant des zones de fracture entre Ibérie et Afrique. Gorringer représenterait alors un ancien relief de faille transformante océanique rajeuni par épisodes au cours de la compression qui dure depuis le Crétacé [Boillot *et al.*, 1974].

Selon Bonnin [1978] et Olivet [1978] la distension initiale entre les blocs Amérique du Nord et Ibérie utilise les directions de fractures tardi-hercyniennes [Arthaud et Matte, 1975]. Cette distension est anté-liasique. Le massif de Gorringer appartient à ce réseau de fractures initial alors que la mise en place du système Hirondelle et Tore - Madère se fait lors des phases d'ouverture océanique proprement dite du Lias à l'anomalie J (110-115 Ma).

Le système Coral Patch - Ampère appartient à la frontière Afrique - Amérique du Nord. Il s'est mis en place lors des phases initiales d'ouverture de l'Atlantique central entre le Trias et l'anomalie M 22 (145-150 Ma). En résumé les structures de l'extrémité orientale de la zone Açores-Gibraltar se placent sur des systèmes de cassures ayant eu tout d'abord un jeu décrochant entre les différents blocs Amérique du Nord, Afrique et Ibérie impliqués dans les processus d'ouverture de l'Atlantique à ce niveau. La ride Tore - Madère est héritée de la dorsale anormale de l'anomalie J (110 Ma).

Lors des phases ultérieures de l'évolution atlantique [Olivet, 1978], ces structures seront utilisées soit comme accident décrochant, soit comme frontière en compression suivant que le pôle régissant le mouvement relatif Amérique-Afrique-Ibérie défini à partir du tracé de la faille Gloria, est situé au Nord (cisaillement au niveau de Gorringer) ou au Sud (compression perpendiculaire à Gorringer).

La figure 2 est tirée d'un article [Feraud *et al.*, 1977]. Il ne nous est pas possible de la modifier. Donc les trois dragages indiqués peuvent apparaître comme « hors sujet ». Cependant il ne semble pas que cela nuise à la compréhension de la figure.

II. --- DONNÉES DES PRÉLÈVEMENTS ANTÉRIEURS À LA CAMPAGNE CYAGOR.

Lors du Leg XIII [1970] du « *Glomar Challenger* », le forage 120 a été réalisé dans le col entre Ormonde

et Gettysburg (fig. 3), par une profondeur d'eau de 1 711 m. Les données ont été publiées par Honorez et Fox [1973] et Montigny [1975]. Le socle atteint sous 250 m de sédiments est représenté par un métagabbro recristallisé sous des conditions métamorphiques de type amphibolite-schistes verts, ainsi qu'un metabasalte (même type de métamorphisme)

à la « suite océanique » constituée de métagabbro (semblables à ceux du forage 120) et de roches ultramafiques semblables à celles décrites par Bonatti *et al.* [1971] (base des escarpements de failles transformantes); — la deuxième appartenant à la « suite alcaline » constituée de phonolites et de metabasaltes alcalins.

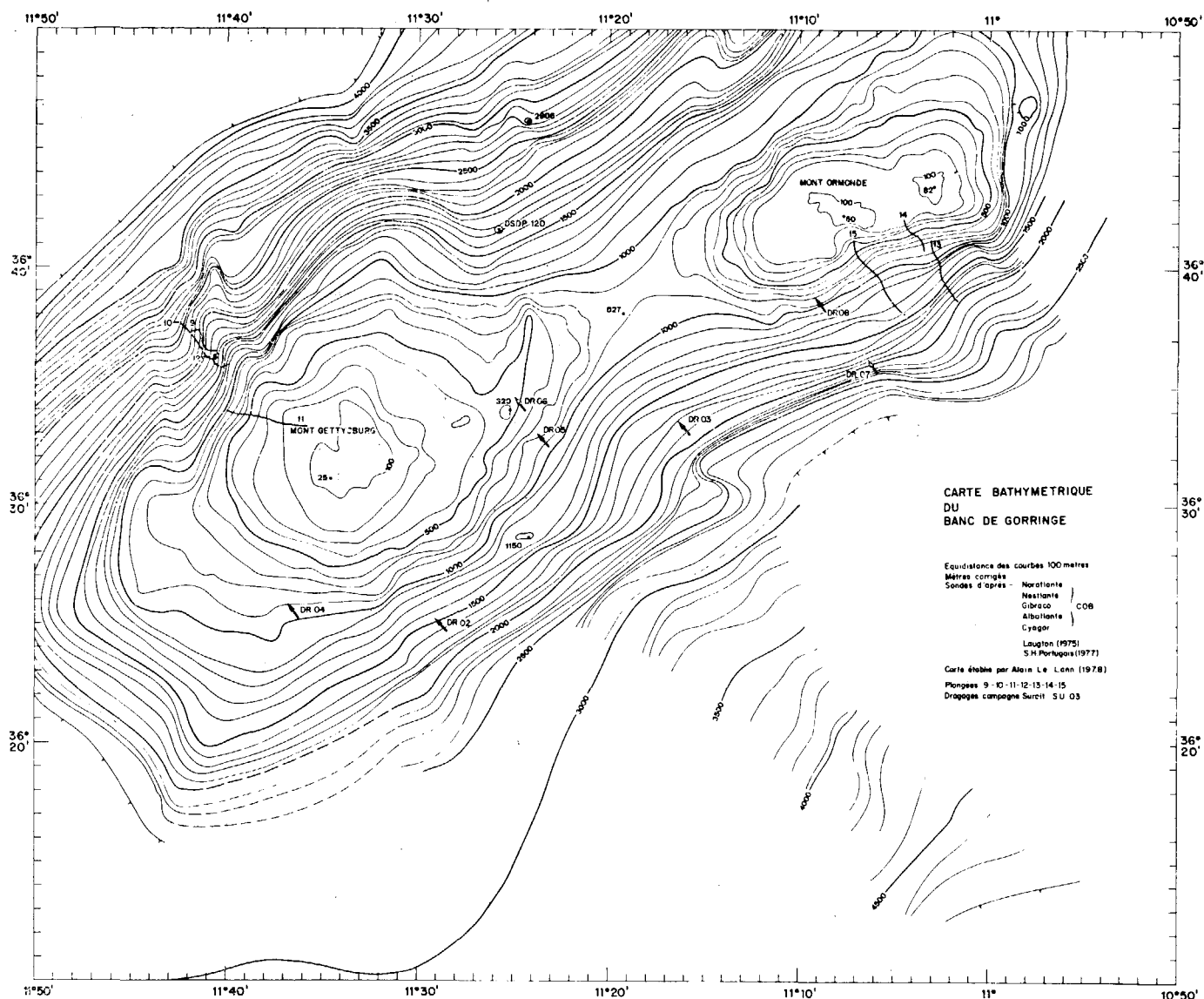


FIG. 3. -- Carte bathymétrique du banc de Gorringe.
Plan de position des plongées et des dragages.

et des serpentinites. Honorez et Fox [1973] rapprochent ces échantillons de ceux trouvés sur les escarpements tectoniques de la ride médio-océanique et dans les zones de fracture.

Les carottages et dragages du N.O. « Conrad » ont été étudiés par Gavasci *et al.* [1973]. Deux séries ont été prélevées : la première appartenant

Bull. Soc. géol. Fr., 1979, n° 5

Gavasci *et al.* [1973], Honorez et Fox [1973] interprètent la présence d'éléments de la suite océanique par l'existence d'une portion de la croûte océanique exposée dans Gorringe à la faveur d'une faille transformante. Les éléments de la suite alcaline proviendraient d'une autre phase de subduction accompagnant la surrection de Gorringe au Miocène.

L'extrusion des phonolites serait tardive et postérieure à cette surrection, c'est-à-dire post-pliocène inférieur. De nouvelles datations sur ces phonolites [Féraud *et al.*, 1977] infirment cette hypothèse. En effet, les échantillons datés ont un âge variant entre 50 et 60 Ma. Leur mise en place est, pour ces auteurs, liée aux épisodes compressifs éocènes qui affectent la zone.

Les carottages et dragages du N.O. « *Shakelton* » ont été étudiés par H. Pritchard (communication personnelle). Ce sont des serpentinites, quelques basaltes et un gabbro. Mylonitisés et métamorphisés, ils seraient voisins (Cann, communication personnelle) de ceux qu'on retrouve dans les failles transformantes.

Les dragages du N.O. « *Jean-Charcot* » [1969, 1970, 1972] ont été étudiés partiellement par Hékinian *et al.* [1973], Montigny [1975], Féraud *et al.* [1977] et Bougault (résultats non publiés). Ce sont des serpentinites dérivant d'anciennes harzburgites, des ankaramites, des basaltes alcalins et des phonolites. Ces derniers, datés par Féraud *et al.* [1977] donnent un âge paléocène supérieur - éocène inférieur (50 Ma à 60 Ma).

De nombreux prélèvements ont été effectués par les N.O. « *Jean-Charcot* », « *Shakelton* », « *Vema* » sur les autres monts du pourtour de la plaine du Fer à cheval (Hirondelle, Ampère, Coral Patch, Joséphine). La très grande majorité des échantillons prélevés sont des basaltes alcalins.

III. — DESCRIPTION DES PLONGÉES.

Lors de la campagne CYAGOR - SU 03 (août 1977) huit plongées de la soucoupe SP 3000 ont pu être réalisées. Les sites de plongées ont été choisis en fonction des résultats des dragages antérieurs et de la morphologie de manière à établir une coupe du mont Gettysburg et une coupe du mont Ormonde. Ces deux objectifs ont été approximativement atteints, 31 km ont été parcourus au total sur le fond et 33 échantillons prélevés.

1) *Coupe du flanc nord-ouest du Mont Gettysburg* (fig. 4 et 5). Cette coupe NW-SE débute à 2 600 m pour se terminer au sommet du mont où trois plongées en scaphandre autonome ont permis de ramener deux échantillons orientés de serpentinite. Elle confirme la composition de serpentinites déjà suggérée par les dragages. La série débute par des serpentinites massives, qui se révèlent être des anciennes harzburgites, de couleur gris-vert généralement altérées. Le rubanement qui reste constant jusqu'au sommet (NS pendage 20° E) apparaît vers 2 500 m. La foliation dans ces anciennes harzburgites, plus ou moins bien marquée, est cependant toujours nette. Sur le sommet, montrant un écou-

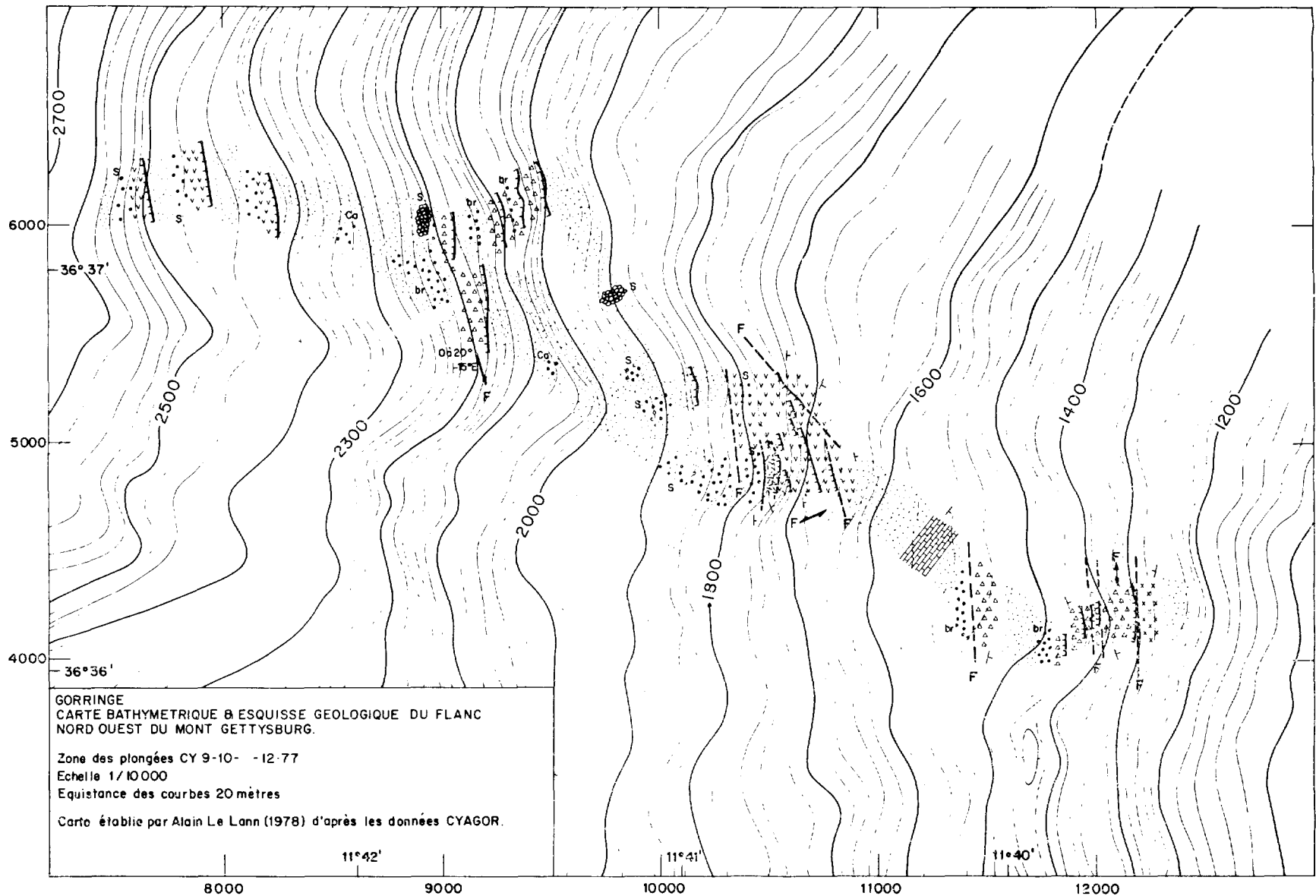
lement plastique à haute température, elle présente un plan orienté N 45° 20' SE. Un réseau de fractures subverticales orientées NNE, hache ces serpentinites. Entre ces affleurements de serpentinites apparaissent des brèches serpentiniteuses ayant un pendage de 10 à 20° vers le Nord-Est. Ces brèches qui disparaissent au-dessus de 1 250 m, paraissent être d'origine sédimentaire. Elles sont hétérogènes et le ciment de carbonate encroûte les blocs anguleux de serpentinite et soude le tout par coalescence. (Ce sont sans doute des brèches d'éboulis de pieds de falaise.)

A 1 800 m et 1 250 m on note deux falaises de dolérite qui peuvent soit correspondre à des sills au sein des serpentinites soit à des coulées les recouvrant ; à 1 250 m c'est une dolérite spilitique à feldspath porphyrique ; à 1 800 m c'est une dolérite massive à grain fin.

A 880 m (plongée 11) sur les serpentinites rubanées (pendage 15° NE) se développe une série qui débute par des grès en plaquette de couleur ocre, à figures sédimentaires de base de banc concordant sur le rubanement des serpentinites. Elle se poursuit par des marnes à laminations rouges puis grises et vertes. Le contact grès - marnes est masqué par la couverture récente (sable coquillier). Datée par microflore (spores - grains de pollen - *Dynophycées*) par R. Coquel et J. C. Foucher (Univ. Lille et Reims), ces marnes sont au moins d'âge barrémo-aptien.

Au-dessus de 810 m, cette série est absente ou masquée par la couverture néogène et quaternaire. On évalue sa puissance à une centaine de mètres, et l'échantillonnage provient des tout premiers mètres de la série. Il faut noter aussi que l'on trouve en contaminations des faunes Crétacé supérieur et Paléocène inconnues à l'affleurement et dans le forage I20 du JOIDES. Les serpentinites par ailleurs sont largement recouvertes par de la vase récente et des calcaires néogènes. Vers le sommet, la vase fait place à du sable coquillier.

2) *Coupe du flanc sud du Mont Ormonde* (fig. 6 et 7). Cette coupe SSE-NNW, débute à 1 300 m pour se terminer au sommet. Trois plongées ont été réalisées et douze échantillons prélevés. Jusqu'à 1 200 m s'étend un glacis monotone envasé, seulement interrompu par quelques escarpements de calcaire néogène et pléistocène vers 1 500 m - 1 400 m. Les pendages observés dans ces calcaires permettent de déceler la présence de plis très mous (pendages jamais supérieurs à 20°) avec un axe plongeant de 5 à 10° au N 310 - 20° (plis dus à des failles au niveau du socle ?). Au-delà, la coupe fait ressortir une puissante assise (- 1 200 m à - 850 m) de conglomérat monogénique à éléments de basaltes vacuolaires et à ciment carbonaté (antérieur aux calcaires néogènes) et de brèche volcanique (éléments basaltiques et trachytiques), à ciment de nature calcaire.



J.-M. AZENDE, J. CHAVIER, A. LE LANN *et al.*

FIG. 4. — Esquisse géologique du flanc nord-ouest du Mont Gettysburg (légende fig. 5).

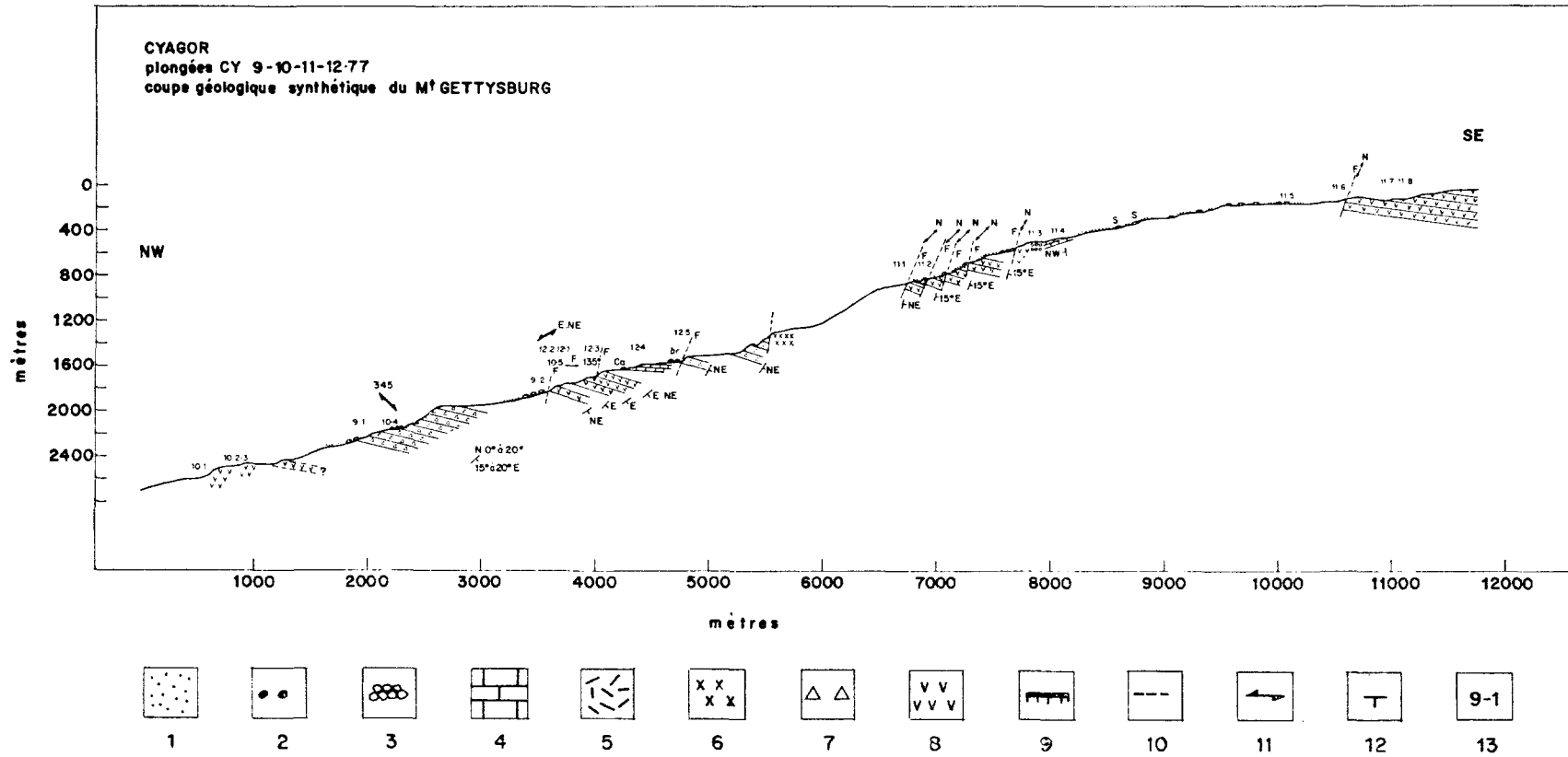
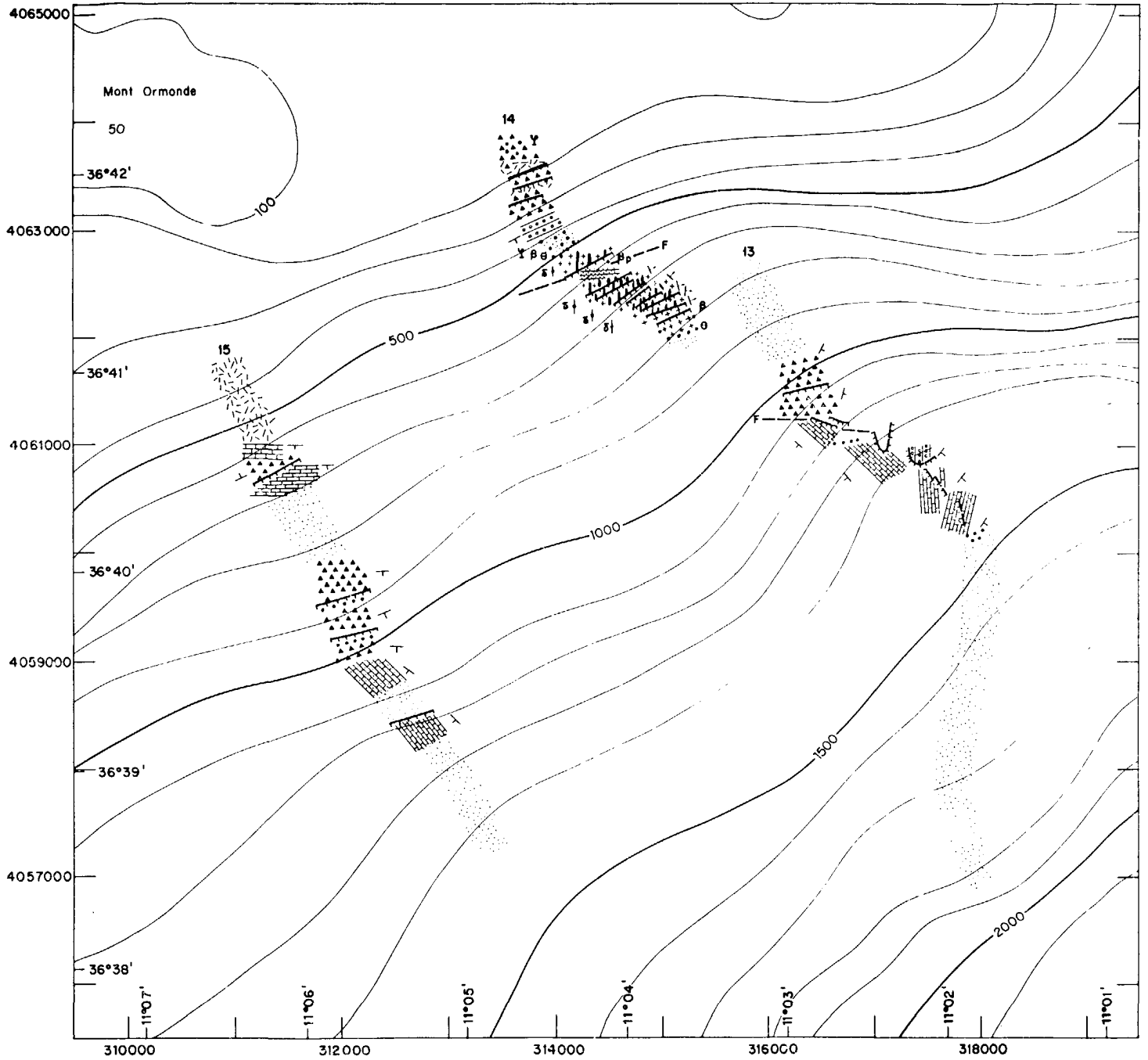


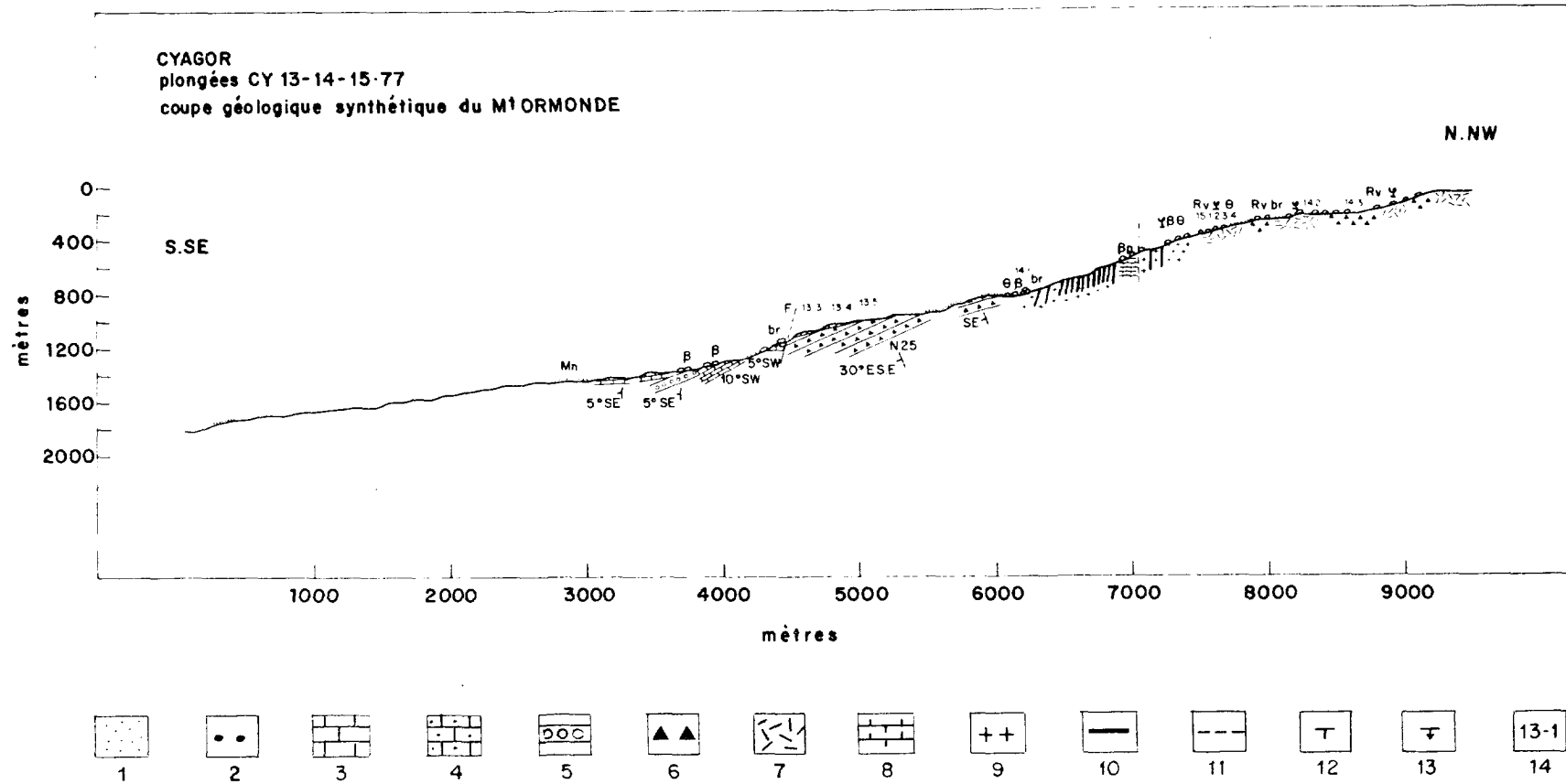
FIG. 5. — Coupe géologique du flanc nord-ouest du Mont Gettysburg.

1 : vase et sable à cailloutis ; 2 : cailloux et blocs ; 3 : éboulis ; 4 : calcaire ; 5 : dolérite spilitique ; 6 : roche volcanique à structure doléritique ; 7 : brèche serpentineuse ; 8 : serpentinite ; 9 : falaise ; 10 : faille ; 11 : sens et direction du décrochement ; 12 : pendage ; 13 : prélèvement.



CARTE BATHYMETRIQUE & ESQUISSE GEOLOGIQUE DU FLANC SUD DU MONT ORMONDE.
Echelle 1/20000
Equidistance des courbes 100 mètres
Carte établie par Alain Le Lann (1978) d'après les données CYAGOR.

FIG. 6. — Esquisse géologique du flanc Sud du Mont Ormonde (légende fig. 7).



CAMPAGNE CYAGOR (AOÛT 1977)

FIG. 7. — Coupe géologique du flanc sud du Mont Ormonde.

1 : vase et sable à cailloutis ; 2 : cailloux et blocs ; 3 : calcaire ; 4 : calcaire microconglomératique ; 5 : conglomérat ; 6 : brèche volcanique ; 7 : roche volcanique indifférenciée (Phonolite) ; 8 : basalte. Bp pillow-lava ; 9 : gabbro ; 10 : filon de diabase ; 11 : pendage ; 12 : foliation dans les gabbros ; 13 : faille ; 14 : prélèvement.

Entre 800 et 450 m s'élèvent de puissantes falaises de gabbro à diallage, à structure magmatique poecilithique non orientée, avec des zones à grains fins alternant avec d'autres à structure pegmatoïde ou intersertale. Leur débit semble tectonique et régulier avec un pendage est à nord-est de 20°. Vers 740 m apparaissent des bandes métriques à décimétriques de gabbro folié (*flaser gabbro*). Les bandes érasées de gabbro pourraient correspondre à des charriages au sein de la croûte océanique.

En remontant ces falaises, les filons de dolérites (Nord-Sud subverticaux) s'insèrent dans le gabbro. Vers 450 m, leur abondance est telle qu'on peut parler de complexe filonien. Au-dessus apparaît une roche à grain fin et de teinte verdâtre qui pourrait être formée par des basaltes altérés. On trouve aussi les pillow lavas apparemment basaltiques. Après un redoublement de la série (gabbro et dolérite), la coupe se termine par des éléments volcaniques appartenant à la série alcaline : coulée et brèche d'explosion de nature phonolitique (on y trouve aussi des métagabbros à biolite et des basanites). Malgré l'absence dans les zones reconnues par submersible des éléments intermédiaires (chromite, dunite et cumulats gabbroïques) qui peuvent être masqués par la couverture sédimentaire existant dans le col entre les monts Gettysburg et Ormonde, la série observée présente de nettes analogies avec une série ophiolitique.

IV. -- DISCUSSION.

Nous avons vu plus haut que le massif de Gorringe est un relief ancien. En effet les profils de sismique réflexion montrent que les séries anciennes anté-Jurassique viennent buter sur les flancs du massif dans les plaines abyssales du Tage et du Fer à cheval [Auzende *et al.*, 1976]. Il est fort probable que cet ancien relief soit lié au jeu de faille transformante qu'aurait eu Gorringe lors des phases initiales d'ouverture atlantique. On connaît par ailleurs des reliefs analogues liés au fonctionnement de zones de fractures : c'est le cas de la fracture Gibbs dans l'Atlantique nord [Olivet *et al.*, 1974] dans laquelle la ride médiane s'étend sur 650 km de long et 35 km de large avec des reliefs dont l'amplitude est supérieure à 1 000 m. Il en est de même pour la zone de fracture de Terre Neuve [Auzende *et al.*, 1970] qui montre une ride de plusieurs centaines de kilomètres de long, sur 40 à 50 km de large et plusieurs kilomètres de hauteur. Dans l'Atlantique équatorial les fractures Vema et Romanche présentent des rides transversales de morphologie tout à fait comparable [Heezen *et al.*, 1964 a; Heezen *et al.*, 1964 b; Van Andel *et al.*, 1967; Van Andel *et al.*, 1971].

En ce qui concerne son fonctionnement, le système

Gorringe, outre son rôle de décrochement initial (anté-Jurassique), a été repris par la suite, au cours de l'évolution de l'Atlantique nord soit en cisaillement soit en compression. Les données des études cinématiques [Olivet, 1978] nous apprennent que le mouvement de rapprochement Afrique - Ibérie est absorbé par un jeu cisailant au niveau de Gorringe lorsque le pôle du mouvement est situé au Nord de la faille Gloria et par un jeu compressif lorsqu'il est situé au Sud de Gloria. C'est ainsi que l'on peut mettre en évidence [Olivet *et al.*, 1976] une phase de compression Crétacé supérieur - Éocène et une phase de compression Miocène moyen sensibles au niveau de Gorringe.

En ce qui concerne le mode de mise en place de ces structures transverses il est encore sujet à controverses. Pour certains auteurs [Bonatti *et al.*, 1971; Bonatti, 1973; Bonatti et Honorez, 1976; il s'agit de corps diapiriques qui seraient montés à la faveur de zones de cassure dans la lithosphère océanique. Pour d'autres [Bonatti et Hamlyn, 1978] il s'agit de panneaux de croûte océanique basculés et mis à l'affleurement à la faveur de mouvements tectoniques tangentiels qui se produisent à l'intérieur même de la zone de fracture (réarrangements locaux, distension, compression...).

Dans le cas de Gorringe un certain nombre d'arguments tels que : la stratification, le pendage régulier de 20° vers le Nord-Est des séries..., nous ont fait pencher dans l'état actuel de nos connaissances vers un modèle où le massif de Gorringe représenterait un panneau de manteau et de croûte océanique basculé vers le Nord-Est, Gettysburg représentant la base de la série et Ormonde le sommet [Auzende *et al.*, 1977; Auzende *et al.*, 1978] (fig. 8). Une difficulté que présente un tel modèle est liée au fait que le basculement se serait fait suivant l'axe du plus grand allongement du massif. Une tentative d'explication de ceci a été faite [Auzende *et al.*, 1978] en liant ce basculement de l'ensemble du massif à la mise en place de la dorsale très développée lors de l'anomalie J (110 Ma, Aptien).

Une autre difficulté réside dans le fait qu'il faut expliquer une surrection de l'ensemble du massif d'environ 12 km, celle-ci ne pouvant être attribuée en totalité au phénomène de basculement. Nous avons vu que, dès sa mise en place lors des stades initiaux d'ouverture atlantique, Gorringe est un haut topographique; d'autre part son basculement s'accompagne forcément d'une surrection, enfin la position du massif à la frontière Ibérie-Afrique et le fait qu'il ait été soumis à une réactivation constante, soit en cisaillement, soit en compression, peut expliquer sa morphologie actuelle. Les données du forage 120 du JOIDES [Ryan, Hsü *et al.*, 1973] apportent des preuves (existence de hiatus) d'une importante

surrection au Miocène moyen à supérieur. Par ailleurs on connaît dans d'autres zones de fracture des processus de surrection analogue des rides. Bonatti et Hamlyn [1978] envisagent pour la zone de fracture OWEN (Océan Indien) une surrection d'environ 25 km à raison de 1 mm/an due à des mouvements tangentiels qui se produisent à l'intérieur de la fracture. De tels processus pourraient donc être invoqués pour expliquer *pro parte* la position topographique anormale du banc de Gorringe.

La part éventuelle du diapirisme dans la mise en place du banc de Gorringe peut difficilement être appréciée. En effet les premières observations faites suggèrent plutôt une bonne concordance des différents niveaux de la série plutôt qu'un rebroussement de la croûte océanique au contact d'un diapir du manteau. Cependant il faut être conscient du fait que la superficie couverte lors de cette première série de plongées est très faible par rapport à l'étendue totale du massif, et qu'une bonne partie de la série

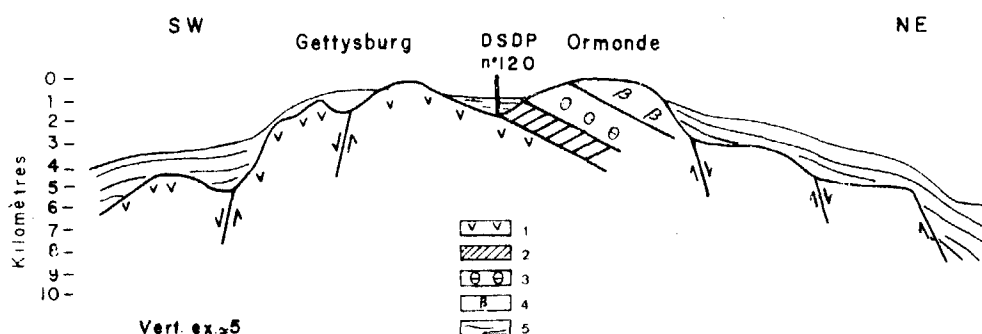


Fig. 8. — Coupe longitudinale interprétative du banc de Gorringe d'après Auzende *et al.* [1978]. Voir position figure 1.

La série stratigraphique est la suivante : 1 : serpentinites ; 2 : corps intermédiaires (non observés lors des plongées) ; 3 : gabbros ; 4 : basaltes ; 5 : couverture sédimentaire.

On peut noter que le modèle que nous proposons (fig. 8) repose en partie sur l'hypothèse que la portion de la série non reconnue par submersible en raison de la couverture sédimentaire entre Ormonde et Gettysburg représente bien les éléments intermédiaires entre les serpentinites et les gabbros.

Enfin il faut remarquer aussi l'importance des venues volcaniques dans la structuration du massif. Ces venues sont probablement à mettre en liaison avec les divers événements tectoniques qui affectent ce massif. Les quelques datations faites [Féraud *et al.*, 1977] mettent en évidence des venues éocènes probablement liées à une phase de compression de cet âge.

stratigraphique n'a pu être observée soit en raison de sa profondeur (supérieure à 3 000 m) soit en raison de la couverture sédimentaire récente.

Remerciements. Nous remercions pour leur coopération le Commandant du N.O. « *Le Suroit* » et son équipage ainsi que l'« équipe » entourant la SP 3000 CYANA. M^{me} G. Glaçon, J. Charvet, R. Coquel et J. C. Foucher ont effectué les premières datations d'échantillons sédimentaires. J. Cornen a entrepris l'étude pétrographique des échantillons non sédimentaires. Nous remercions R. Thirion pour l'illustration et Y. Penfeunteun pour la frappe du manuscrit.

Références

AUZENDE J. M., OLIVET J. L. et BONNIN J. (1970). — La marge du Grand Banc et la fracture de Terre-Neuve. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 271, sér. D, p. 1063-1066.
 AUZENDE J. M., BONNIN J. et OLIVET J. L. (1976). — Réactualisation d'un modèle d'évolution de la Méditerranée occidentale. *In* : Coll. final ATP Géodyn. Médit. Occident. et ses abords, Montpellier, p. 30.

AUZENDE J. M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J. H., NICOLAS A., OLIVET J. L. et RIBEIRO A. (Groupe CYAGOR) (1977). — Le banc de Gorringe (Sud-Ouest du Portugal) un fragment de manteau et de croûte océanique reconnu par submersible. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 285, sér. D, p. 1403-1406.

- AUZENDE J. M., CHARVET J., LE LANN A., LE PICHON X., MONTEIRO J. H., NICOLAS A., OLIVET J. L., RIBEIRO A. (Groupe CYAGOR) (1978). — Sampling and Observation of mantle and crust on Gorringer Bank. *Nature*, 273, p. 45-49.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P. A., HENNEQUIN-MARCHAND I., LAMBOY M., LEPRÊTRE J. P. et MUSELLEC P. (1974). — Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la péninsule ibérique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, (2), p. 75-86.
- BONATTI E., HONOREZ J. et FERRARA G. (1971). — Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. A : discussion on the petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor. BULLARD E., CANN J. R. et MATTHEWS D. H. Ed. *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A*, p. 268-385.
- BONATTI E. (1973). — Origin of offsets of the Mid-Atlantic Ridge in Fracture Zones. *J. Geol.*, 81, p. 144-156.
- BONATTI E. et HONOREZ J. (1976). — Serpentinite Protrusions in the Oceanic crusts. *J. Geophys. Res.*, 81, p. 4104.
- BONATTI E. et HAMLYN P. R. (1978). — Mantle Uplifted block in the Western Indian Ocean. *Science*, 201, p. 249-251.
- BONNIN J., AUZENDE J. M. et OLIVET J. L. (1973). — L'extrémité orientale de la zone Açores-Gibraltar, structure et évolution. Réunion. Ann. Sc. Terre, Paris, 19-22 mars 1973, p. 91, vol. en dépôt à la S.G.F.
- BONNIN J., OLIVET J. L. et AUZENDE J. M. (1975). — Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, sér. D, t. 280, p. 559-562.
- BONNIN J. (1978). — Évolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar. Thèse État, Paris.
- FERAUD G., BONNIN J., OLIVET J. L., AUZENDE J. M. et BOUGAULT H. (1977). — Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, sér. D, t. 285, p. 1203-1206.
- FUKAO Y. (1973). — Thrust faulting at a lithospheric plate boundary. The Portugal earthquake of 1969. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 18, p. 205-216.
- GAVASCI A. T., FOX P. J. et RYAN W. B. F. (1973). — Petrography of rocks from the crestal area of the Gorringer Bank. In : W. B. F. RYAN, J. HSÜ, M. B. CITA, P. DUMITRICA, J. M. LORT, W. MAYNC, W. D. NESTEROFF, G. PAUTOT, W. STRADNER, F. C. WEZEL, Initial Reports Deep Sea Drilling Project, Washington, Nat. Sc. Found., U.S. Govern. Printing Off., vol. 13-2, p. 749-752.
- HEEZEN B. C., BUNCE E. T., HERSEY J. B. et THARP M. (1964 a). — Chain and Romanche Fracture Zone. *Deep Sea Res.*, 11, p. 11-13.
- HEEZEN B. C., GERARD R. D. et THARP M. (1964 b). — The Vema Fracture Zone in the Equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 69, p. 733-739.
- HEKINIAN R., BOUGAULT H. et PAUTOT G. (1973). — Atlantique nord. Étude préliminaire des roches de la fracture Gibbs (53° Nord) et de la zone de fracture Açores-Gibraltar. *C. R. Ac. Sc.*, Paris, sér. D, t. 276, p. 3281-3284.
- HONOREZ J., et FOX P. J. (1973). — Petrography of the Gorringer Bank « Basement ». In : W. B. F. RYAN, K. J. HSÜ, M. B. CITA, P. DUMITRICA, J. M. LORT, W. MAYNC, W. D. NESTEROFF, G. PAUTOT, W. STRADNER, F. C. WEZEL, « Initial Reports Deep Sea Drilling Project », Washington, D.C., Nat. Sc. Found., U.S. Govern. Printing Off., vol. 13-2, p. 747-749.
- LAUGHTON A. S., ROBERTS B. G. et GRAVES R. G. (1975). — Bathymetry of the northeast Atlantic. Sheet 3. Mid Atlantic Ridge to Southwest Europe. C 6568. Hydrog. Nav., Taunton U.K.
- LE PICHON X. (1968). — Sea-Floor Spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, 73, p. 361-397.
- LE PICHON X., BONNIN J. et PAUTOT G. (1970). — The Gibraltar end of the Azores-Gibraltar plate boundary. An example of compressive tectonics (Abstract), Upper Mantle Committee Symposium, Flagstaff, A 2, July 1970.
- MONTIGNY R. (1975). — Géochimie comparée des cortèges de roches océaniques et ophiolitiques. Problèmes de leur genèse. Thèse état, Paris VII, 288 p.
- OLIVET J. L., LE PICHON X., MONTI S. et SICHLER B. (1974). — Charlie Gibbs Fracture Zone. *J. Geophys. Res.*, 79, p. 2059-2072.
- OLIVET J. L., PASTOURET L., AUZENDE J. M. et AUFFRET G. A. (1976). — Armorican margin evolution in relation with the Bay of Biscay Genesis (Abstract). Coll. I.U.S.G.S., Durham.
- OLIVET J. L., BONNIN J. et AUZENDE J. M. (1976). — Manifestation des phases de compression tertiaire dans l'Atlantique du Nord-Est. Réunion. Ann. Sc. Terre, Paris, 13-16 avril 1976, p. 311. Vol. en dépôt à la S.G.F.
- OLIVET J. L. (1978). — Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et Central. Thèse État, Paris.
- PURDY G. M. (1974). — A geophysical study of the eastern end of the Azores-Gibraltar Fracture Zone. Ph. D. Thesis, Darwin coll., Cambridge, 148 p.
- PURDY G. M. (1975). — The Eastern End of the Açores-Gibraltar Plate Boundary. *Geoph. J. R. astr. Soc.*, 43, p. 973-1000.
- RYAN W. B. F., HSÜ K. J., CITA M. B., DUMITRICA P., LORT J. M., MAYNC W., NESTEROFF W. D., PAUTOT G., STRADNER W. et WEZEL F. C. (1973). — Gorringer Bank. Site 120. Initial Reports Deep Sea Drilling Project, Washington, Nat. Sc. Found., U.S. Govern. Printing Off., vol. 13-1, p. 19-41.
- VAN ANDEL T. H., CORLISS J. B. et BOWEN V. T. (1967). — The intersection between the Mid-Atlantic Ridge and the Vema Fracture Zone in the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 25, p. 343-351.
- VAN ANDEL T. H., HERZEN R. P. VON et PHILLIPS J. P. (1971). — The Vema Fracture Zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates. *Mar. Geophys. Res.*, 1, p. 251-283.