

Stratigraphie des escarpements encadrant la baie de Porcupine : résultats préliminaires de la campagne *Cyaporc* (juillet-août 1986)

Baie de Porcupine
Campagne *Cyaporc*
Escarpements
Stratigraphie

Porcupine seablight
Cyaporc cruise
Scarps
Stratigraphy

Jean-Marie AUZENDE ^a, Michel COUSIN ^b, Alain COUTELLE ^c, Max DOBSON ^d, Michael GEOGHEGAN ^e, Dough MASSON ^f, Joël ROLET ^c, Pascal VAILLANT ^c

^a Groupement d'Intérêt Scientifique n° 12 du Centre National de la Recherche Scientifique, Institut Français pour l'Exploitation de la Mer, Centre de Brest, BP n° 70, 29263 Plouzané, France.

^b Station de Géodynamique, Université de Paris-VI, La Darse, 06230 Villefranche-sur-Mer, France.

^c Groupement d'Intérêt Scientifique n° 12 du CNRS, Université de Bretagne Occidentale, Département des Sciences de la Terre, 6, avenue Le Gorgeu, 29200 Brest, France.

^d Department of Geology, University College of Wales, Llandinam Building, Aberystwyth, GB.

^e Geological Survey of Ireland, Beggars Bush, Haddington Road, Dublin 4, Ireland.

^f Marine Geology and Geophysics Group, IOS, Brook Road, Wormley, Godalming, Surrey, GU8 5UB, GB.

Reçu le 2/3/88, révisé le 3/11/88, accepté le 22/11/88.

RÉSUMÉ

La baie de Porcupine et les escarpements qui la bordent (Goban et Porcupine) ont été l'objet, depuis plusieurs dizaines d'années, de nombreuses campagnes d'océanographie géologique classique. Ces travaux ont permis de définir le cadre géodynamique et structural du domaine. Récemment, la partie sud de la baie de Porcupine a été forée lors du leg 80 du DSDP, et un profil de sismique réflexion profonde a été réalisé perpendiculairement à l'escarpement de Goban (profil WAM). La campagne franco-britannique *Cyaporc* avait pour objet de réaliser, à l'aide du submersible *Cyana*, une série de coupes géologiques le long des escarpements de Porcupine au nord et de Goban au sud, afin d'établir la succession stratigraphique à l'affleurement et de préciser, à partir de l'acquisition de données concernant le socle métamorphique et sa couverture, l'appartenance des secteurs reconnus aux domaines calédoniens et hercyniens.

L'escarpement de Porcupine a montré un socle métamorphique appartenant très probablement au domaine calédonien connu en Irlande du Nord, mais qui porte également les traces de l'orogénèse hercynienne. Ce fait nouveau impose de reporter vers le nord la limite d'influence orogénique varisque, habituellement tracée au niveau de l'axe de la baie de Porcupine.

Cet axe n'est cependant pas tectoniquement inerte: le décalage vertical important observé à l'affleurement entre le toit des socles des deux régions étudiées semble, en effet, témoigner en faveur d'une évolution verticale différentielle de part et d'autre d'un accident qui s'étendrait de «l'entrée» de la baie de Porcupine à la côte Sud de l'Irlande.

Au nord de l'entrée de la baie, le socle métamorphique est recouvert par des formations dont l'âge s'étage du Paléozoïque au Crétacé inférieur. Au sud, la terminaison septentrionale de l'Éperon de Goban, est presque exclusivement constituée par une couverture méso-cénozoïque dont l'âge varie du Barrémien à l'Éocène. Cette couverture repose sur des formations paléozoïques faiblement métamorphiques. Dans les deux cas, la structure de la marge apparaît simple, marquée par le développement de failles normales à très fort pendage. Les séries primaires et secondaires sont faiblement

inclinées vers l'Est. Les milieux de sédimentation restent dans les zones d'influence littorale jusqu'au Vraconien-Cénomaniens inférieur, ce qui est nettement plus tardif que ce que la théorie prévoit, compte tenu de l'âge de la formation de la croûte océanique.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 117-131.

ABSTRACT

Stratigraphy of the scarps bounding the Porcupine seabight: preliminary results of the *Cyaporc* cruise (July-August 1986)

The Porcupine seabight and adjacent margins (Goban and Porcupine) have been regularly surveyed by conventional oceanographic methods since the 1960s. Results from these cruises allowed the structural framework of the region to be established.

Recently, the southern part of the Porcupine seabight was drilled during DSDP Leg 80 (De Graciansky *et al.*, 1985), while a deep seismic reflection profile (WAM) was collected, orientated perpendicular to the Goban margin.

The aim of the Franco-British cruise *Cyaporc* was to obtain geological profiles across the Porcupine and Goban margins, principally in order to establish the form and nature of the basement, to determine in particular whether it suffered Caledonoid and/or Hercynian overprint, and to identify and date the exposed cover rocks.

The Porcupine bank margin consists of a metamorphic basement probably of Caledonoid age, although there is evidence of Hercynian imprint, implying that the previously recognized Variscan orogenic limit, often located at the axis of the Porcupine seabight, should be moved northwards. This limit, however, is not tectonically inactive: the observed difference between the basement depth for the two sites may be due to distinct styles of margin evolution separated by this structural break, probably active in post-Jurassic times.

The Porcupine margin is characterized by a highly metamorphic basement, covered by paleozoic sediments (carboniferous in part) and an almost tabular mesozoic cover in which we have recognized Permo-Trias, Jurassic and Vraconian-Cenomanian levels. The north Goban spur section consists of a sedimentary cover ranging in age from Barrenian to Eocene, lying on a weakly metamorphosed paleozoic basement.

Our data suggest a simple "stairs" structure and show that bathyal conditions do not appear before Vraconian-Cenomanian times, clearly later than might be expected in theory.

Oceanologica Acta, 1989. 12, 3, 117-131.

INTRODUCTION

La baie de Porcupine est un large bassin sédimentaire situé sur la marge occidentale de l'Irlande (fig. 1). Elle est encadrée au nord et au sud par des zones hautes, le banc de Porcupine, au nord, qui culmine à 200 m de profondeur, et l'Éperon de Goban, au sud, qui dessine un plateau inscrit dans l'isobathe 2000 m. Les reliefs sont limités sur leur bordure occidentale par des escarpements de forte pente qui assurent leur jonction avec la plaine abyssale adjacente à plus de 4000 m de profondeur. La baie de Porcupine *sensu stricto* est reliée à la plaine abyssale par le canyon de Gollum, peu marqué, de faible pente et orienté Est-Nord-Est/Ouest-Sud-Ouest. Le socle de cet ensemble baie de Porcupine et zones hautes appartient à un domaine structuré au cours de l'orogénie calédonienne et repris au cours des événements hercyniens. L'évolution post-orogénique se manifeste, en particulier, par la création au Permo-Trias de cassures qui affectent tout le domaine compris entre le golfe de Gascogne et la Norvège (Groupe

Galice, 1979; Masson et Miles, 1986a). Ces cassures guident la mise en place de bassins subsidents dans lesquels se déposent d'épaisses séries sédimentaires (plusieurs kilomètres pour ce qui est de la baie de Porcupine) (Scrutton *et al.*, 1971; Naylor et Shannon, 1982; Ziegler, 1982; Masson et Miles, 1986b) et constitueront les lignes de faiblesses utilisées au cours de l'ouverture océanique atlantique (Olivet *et al.*, 1984).

Depuis quelques dizaines d'années, le domaine de la baie de Porcupine «au sens large» a été l'objet de nombreuses investigations à partir des moyens océanologiques classiques (bathymétrie, sismique, dragages, profils géophysiques). Près de vingt campagnes ont ainsi été réalisées, essentiellement par des organismes britanniques et français. Jusqu'ici, seuls l'Éperon de Goban et ses abords ont bénéficié de campagnes de plongées (*Cymor* I et II; groupe *Cymor*, 1981) et de forages profonds. Le rebord Ouest de l'éperon, constitué par l'escarpement de Pendragon, a été foré lors du leg 80 du DSDP (site 549, de Graciansky *et al.*, 1985; Gillot, 1983). Sur un socle hercynien, représenté par

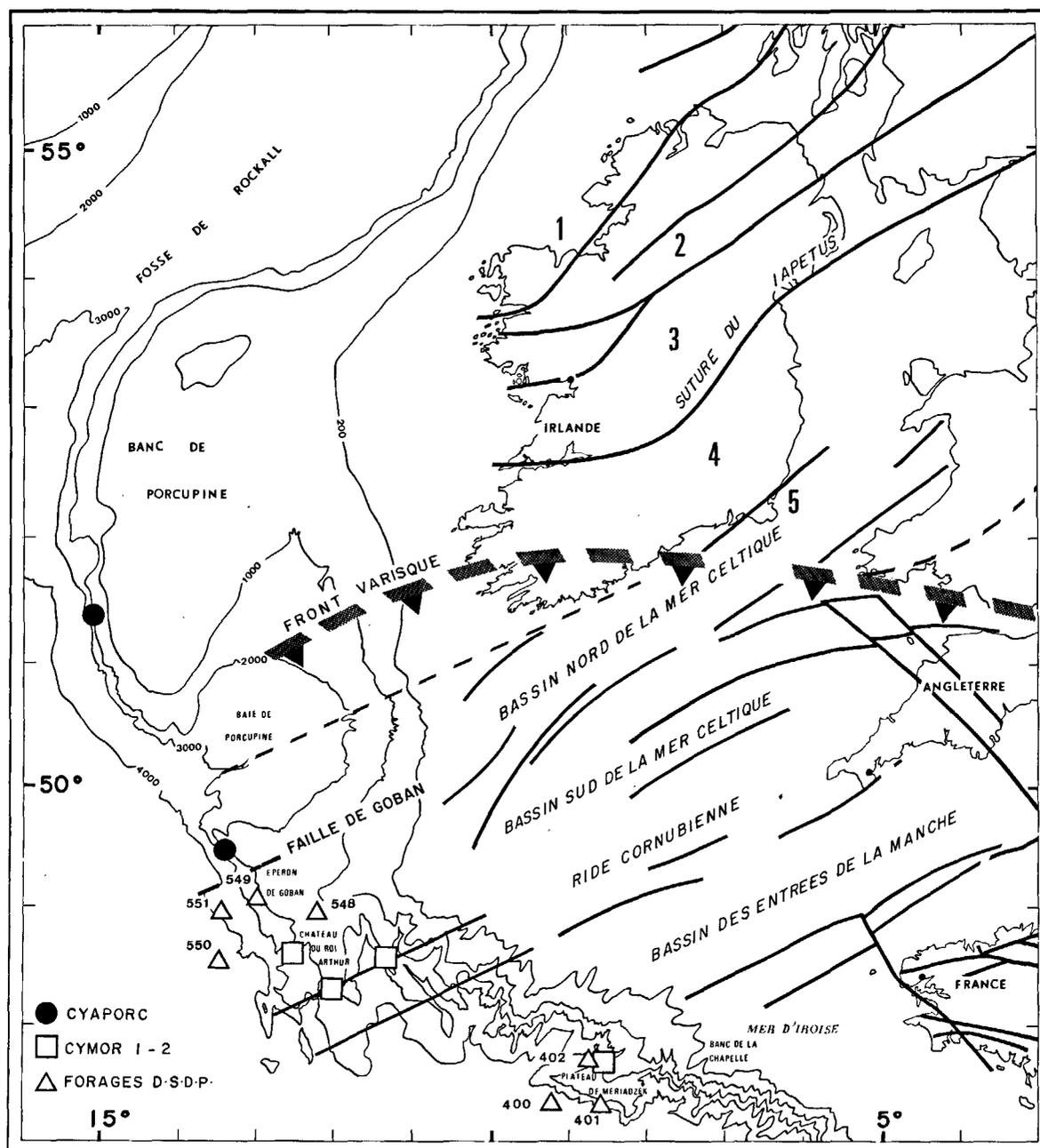


Figure 1

Schéma géologique du système calédonono-farisque et localisation des principales campagnes de reconnaissance directe de la marge continentale ouest-européenne. 1 à 5: zones calédonienne d'Irlande définies par Phillips (1978); en traits continus: limites structurales majeures; en tiretés: linéament baie de Porcupine-Sud Irlande. En grisé discontinu: trace probable du front varisque. Localisation des campagnes de forages et de plongées: triangles: forages du DSDP; carrés: plongées Cymor; points noirs: plongées Cyaporc, le point le plus au Nord correspondant à la zone des plongées 32, 33 et 34 dont la carte bathymétrique est donnée sur la figure 2. Le point Sud localise les plongées 37 et 39.

Geological sketch of Caledonian-Variscan systems. 1 to 5: Irish Caledonian areas defined by Phillips (1978). Continuous lines: major structural limits; Discontinuous greyish line: Variscan front (probable location). Location of drilling and diving surveys: triangle: DSDP drillings; squares: Cymor dives; dark points: Cyaporc dives. The northern point corresponds to dives 32, 33 and 34 (bathymetric chart on fig. 2). The southern point corresponds to dives 37 and 39.

des quartzites, faiblement déformé et daté du Dévonien moyen (Lefort *et al.*, 1985), repose une série sédimentaire comprenant un Barrémien néritique suivi par un hiatus qui s'étend, au moins, à tout l'Aptien. La série qui vient au-dessus est marneuse à la base puis crayeuse à partir du Cénomani moyen. Elle couvre la période qui va de l'Albien au Miocène moyen avec de fréquentes lacunes. Le Miocène supérieur-Plio-Pléistocène est représenté par des boues à nanfossiles et foraminifères.

Cette série, située en bas de marge, est la plus complète relevée dans la région. Ailleurs, en position plus «continentale» (plongées Cymor II, forages des sites 549 et 548), les influences néritiques s'accroissent progressivement et l'importance des lacunes augmente. Sur un socle hercynien de pétrographie variée (granites, gneiss, schistes), la couverture est généralement réduite à ses deux termes principaux: carbonaté et conglomératique à l'Albien, crayeux du Sénonien supérieur au Miocène.

Tableau 1
Échantillons de la zone Nord, banc de Porcupine.
North zone samples, Porcupine bank.

Échantillon	Profondeur	Nature	Conditions de prélèvement	Déformation	Métamorphisme	Age
CY 32-2	2684 m	amphibolite	pavé anguleux sub-en place	faiblement folié	faciès amphibolite (faible degré)	socle pré-calédonien
CY 32-3	2666 m	leptynite à grenat	pavé anguleux en place	foliation et linéation minérale	»	»
CY 33-1	2684 m	métagabbro	bloc anguleux provenance proche	à peine folié	»	»

2) *Roches sédimentaires et volcaniques déformées*

Échantillon	Profondeur	Nature	Conditions de prélèvement	Environnement Milieu de dépôt	Déformation et métamorphisme	Age
CY 32-6	2371 m	micro-conglomérat arkosique	petit bloc à arêtes vives	formations rouges	faible métamorphisme	Paléozoïque inférieur ou Old Red Sandstone
CY 32-12	2038 m	grès chloriteux à fines lamines	petit bloc très fracturé, bancs gréseux dans silt stratifiés	?	schistosité de flux, épizone à chlorite	Paléozoïque inférieur?
CY 32-4 et 5	2628 m	tuf granophyrique	petits fragments anguleux arrachés à l'affleurement	volcanique	faible métamorphisme	Paléozoïque inférieur?
CY 32-8	2529 m	grès feldspathique	plaquette éboulée de la falaise	?	schistosité fruste très faible	»
CY 33-2	2586 m	brèche hyaloclastique	bloc anguleux éboulé, pied de falaise	volcano-sédimentaire	très faible recristallisation	»
CY 33-4	2100 m	microbrèche tuffitique	galeet sub-arrondi, provenance possible des sédiments affleurants	volcano-sédimentaire	très faible recristallisation	»
CY 32-10	2170 m	grès silteux jaunâtre	plaquette	—	très faible recristallisation	Paléozoïque supérieur?
DR 01-20 b		schistes gris-noirs	plaquette	?	faiblement schistosé	traces de spores paléozoïque
CY 34-4	2933 m	grès gris-silt à lamines	pavé anguleux en place	glissements syn-sédimentaires	schistosité de flux + linéation, épizone faible	Carbonifère inférieur

3) *Roches sédimentaires non déformées*

Échantillon	Profondeur	Faciès	Environnement	Age
CY 32-9	2225 m	calcaire beige massif à Entroques et Dasycladacées (Macroporelles).	Infralittoral	Patlandien sup. Valanginien inf.
CY 32-13	1977 m	silt argileux vert finement laminé	?	Crétacé inf.
CY 34-6	2753 m	grès rose feldspathique et micacé à ciment carbonaté	Continentale?	Permo-Trias?
CY 34-7 bis	2749 m	grès arkosique rose à lentilles de pélites silteuses rouges	Continentale?	Permo-Trias?
CY 34-9	2534 m	marnes rouges sableuses	?	Permo-Trias?
CY 34-11	2534 m	calcaire lumachelique à fragments roulés de Mollusques et Ostracodes	littoral à infralittoral	Crétacé inf.
DR 01-3	—	calcaire organogène à Polypiers et Rhodophycées (Corralinacées et Mélobésiées)	littoral à infralittoral	Vraconien-Cénomaniens inf.
DR 01-8	—	conglomérat à ciment ferrugineux	?	Crétacé inf.

A la suite de ces travaux, la nécessité d'acquérir des données de même type sur les escarpements bordant la baie de Porcupine est apparue clairement. L'objectif était à la fois d'établir la succession stratigraphique précise affleurant sur ces escarpements et de définir, à partir de la reconnaissance du socle métamorphique et de sa couverture, l'appartenance des divers secteurs explorés aux domaines hercyniens et calédoniens. C'est ainsi qu'a été réalisée, en juillet-août 1986, la campagne franco-britannique de plongées *Cyaporc*. Les sites choisis ont été l'escarpement de Porcupine au nord et l'escarpement de Pendragon au sud. Ces deux escarpements encadrent le débouché de la baie considéré comme la signature morphologique d'un accident majeur. Il est admis, en effet, par de nombreux auteurs que la limite septentrionale des événements tectoniques

carbonifères de l'ouest de l'Europe (Front Varisque) traverse la marge approximativement au niveau de la baie de Porcupine:

— soit au sud de celle-ci, le long du «Bristol Channel lineament» et de son prolongement, la «Faille de Goban» (Dingle et Scrutton, 1979; Gardiner et Sheridan, 1981);

— soit au nord, au niveau de la «Gibbs Fracture Zone» (Lefort et Max, 1984).

Quelles que soient la limite et la signification exactes de ce Front Varisque (front de schistosité? front de chevauchement? réactivation locale de bassins carbonifères intracratoniques?...), la baie de Porcupine, à l'échelle des chaînes paléozoïques périallantiques, est la

zone clef où viennent converger les rameaux calédo- niens et hercyniens.

DONNÉES DE LA CAMPAGNE CYAPORC (voir fig. 1)

Zone Nord (banc de Porcupine): tableau 1

Le secteur de la pente continentale irlandaise situé sur le flanc occidental du banc de Porcupine a fait l'objet d'une reconnaissance bathymétrique en couverture continue à l'aide du sondeur multifaisceaux seabeam (campagne Norestlante, 1983). Ce levé a ainsi permis d'élaborer une carte bathymétrique au 1/50 000 (fig. 2). Cette carte met en évidence les caractéristiques morphologiques de la marge à ce niveau. Elle se singularise par la présence d'un petit éperon d'une douzaine de kilomètres de longueur et d'une largeur moyenne de 7 km. Cet éperon d'orientation N120 environ se détache du flanc ouest du banc de Porcupine orienté N160-N170. On remarque que si l'orientation générale de l'éperon est N120, l'orientation de sa crête, très nettement marquée par un alignement de petits massifs, est N95.

Le flanc sud de l'éperon s'enracine sur le talus du banc à la latitude de 51°18'N. Le raccordement est brutal, puisque l'on passe, en quelques centaines de mètres, d'un escarpement N120 de 800 m de hauteur à un escarpement N170 de plus de 1 200 m de dénivelé (2 900-1 700 m).

Description des coupes

Coupe de la plongée 32 (fig. 3)

La partie inférieure de la coupe a livré un échantillon d'amphibolite dont on est — presque — assuré qu'il est « autochtone » (CY 32-2). Au-dessus, un micashiste à grenat (CY 32-3), lui aussi en place, correspond à un matériel à foliation fruste à faible plongement sud également reconnu au début de la plongée 33.

La présence, dans cette zone, d'un socle constitué de metabasites, et d'ultrabasites, est confirmée par le contenu de la drague DRO1 qui a livré de telles roches ainsi que des blocs, parfois très gros et anguleux, de marbres et de migmatites.

Les formations attribuables au Paléozoïque montrent à l'affleurement une organisation en bancs générale-

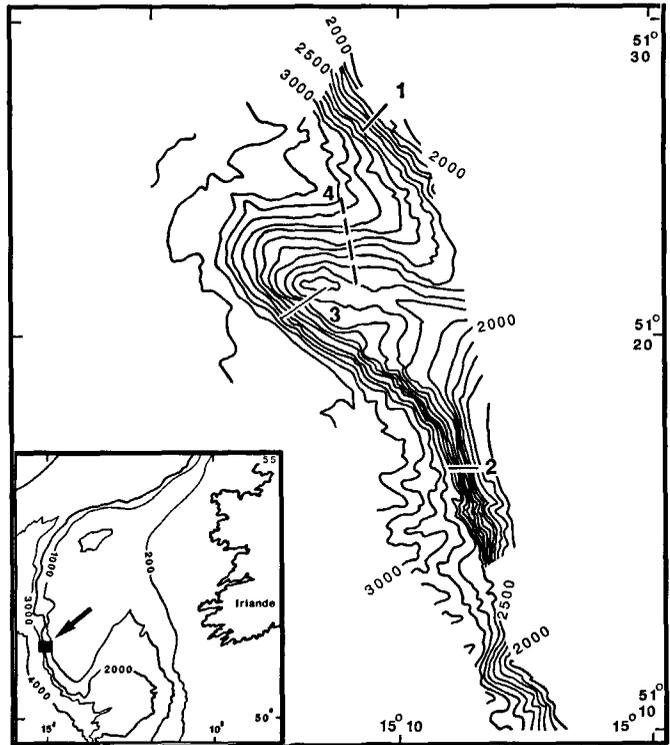


Figure 2

Carte bathymétrique Seabeam (campagne Norestlante 1 (1983): 1, 2 et 3 = trajets des plongées 32, 33 et 34 de la campagne Cyaporc; 4 = dragage DR 01 de la campagne Cyaporc.

Seabeam bathymetric map (Norestlante I cruise 1983). 1, 2 and 3 = Cyaporc cruise, dives 32, 33 and 34; 4 = Cyaporc cruise, dredging DR 01.

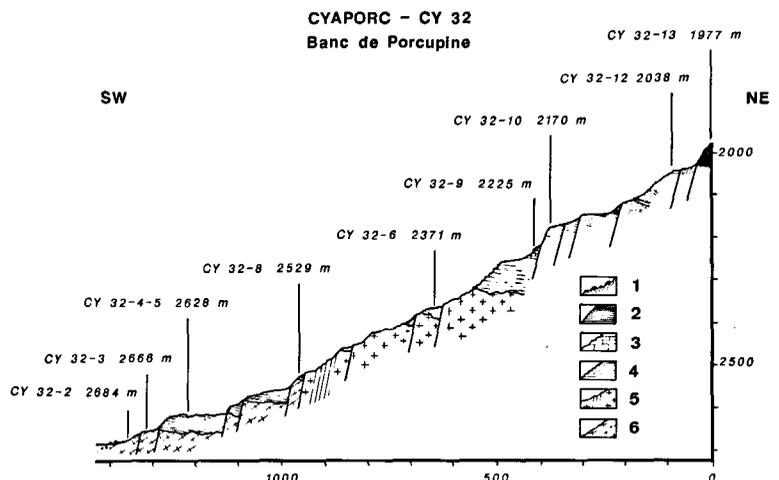
ment peu pentés témoins d'une faible déformation. L'attitude des strates d'âge mésozoïque s'en différencie très peu (discordance angulaire de l'ordre de 10 à 20°) et souvent, seul l'examen des échantillons permet de trancher.

Le premier indice possible d'affleurement de roche peu ou pas métamorphique rencontré lors de la plongée 32 se situe à une profondeur de 2 628 m. Un prélèvement très probablement « en place » nous indique qu'il s'agit d'un tuf granophyrique, faiblement recristallisé et schistosé (CY 32-4 et 5). Le second affleurement de roche sédimentaire reconnu par prélèvement se situe à 2 529 m. Il s'agit d'un affleurement de grès feldspathique à peine schistosé, finement lité, présentant une stratification à pendage nord de 30° environ (CY 32-8).

Figure 3

Coupe de la plongée 32: 1 = sédiments récents et éboulis; 2 = silts argileux non déformés; 3 = calcaire à dasycladacées; 4 = grès arkosiques et tufs métamorphosés; 5 = socle diaclasé; 6 = socle faiblement folié.

Section of dive 32: 1 = recent sediments and screes; 2 = undeformed argillaceous silts; 3 = dasycladaceous limestone; 4 = arkosed sandstone and metamorphosed tuffs; 5 = diaclosed basement; 6 = slightly foliated basement.



Cette série est suivie d'un ensemble de barres rocheuses très massives fracturées par un double réseau de diaclases probablement constitués du socle cristallin remonté par failles.

Aux alentours de 2371 m, un prélèvement « en place » (CY 32-6) a été effectué sur un affleurement de roche stratifiée, dont les bancs peu épais plongent d'une trentaine de degrés vers le Nord-Nord-Est. L'échantillon récolté correspond à une métaarkose. Cette série se poursuit probablement jusqu'à 2360 m environ, profondeur à laquelle nous observons un affleurement très massif qui n'a pu être prélevé mais pourrait être un nouveau témoin de socle.

A partir de 2317 m et sur un abrupt de 75 m, on observe une série bien stratifiée en bancs épais à pendage d'une trentaine de degrés vers le Nord-Est. Cette série est coiffée par un ensemble plus massif sans structure particulière. Un prélèvement probablement *in situ* (CY 32-9) indique qu'il s'agit d'un calcaire beige massif, wackestone à packstone riche en bioclastes d'échinodermes, d'algues dasycladacées, de bryozoaires et de brachiopodes. La sédimentation s'effectuait donc sous faible épaisseur d'eau (zone euphotique), sans aucune influence pélagique. Les dasycladacées (essentiellement

des microporelles; det. R. Deloffre) attribuent un âge Portlandien supérieur — Valanginien inférieur à cette formation massive.

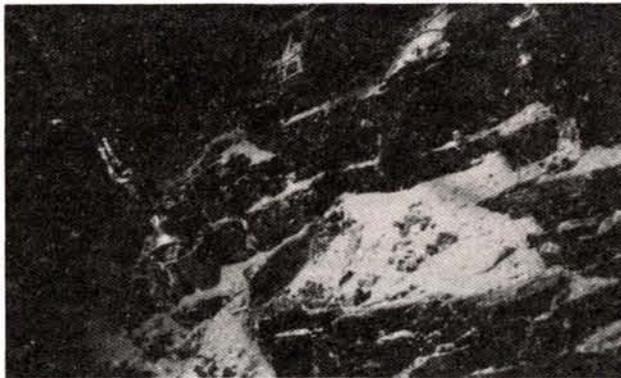
Au-delà, la coupe montre une succession de faciès telle qu'on peut y déceler plusieurs répétitions tectoniques (voir fig. 3). Nous n'y avons récolté que peu d'échantillons en place et datés. Signalons, à ce sujet, un prélèvement effectué à 2168 m (CY 32-10). Il s'agit de grès silteux, non déformés, probablement paléozoïques (planche 1: photos 32/332 et 32/351).

Au-dessus, un échantillon récolté sur un banc massif à 2040 m (CY 32-12) est un quartzite chloriteux à schistosité de flux bien développée marquant une nouvelle remontée de socle.

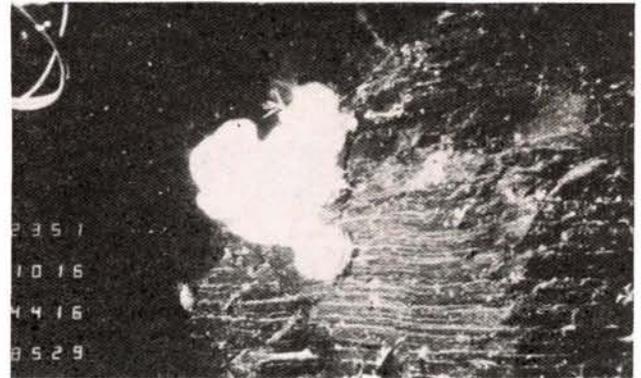
Le dernier prélèvement dont l'autochtonie est sûre est constitué d'un silt argileux, laminé, d'âge non déterminé paléontologiquement (CY 32-13), mais pouvant être attribué au crétacé inférieur d'après le faciès.

Nous voyons donc que les échantillons récoltés peuvent se diviser en trois familles qui caractérisent :

- un socle fortement métamorphique;
- un paléozoïque probable, détritique peu ou pas métamorphique constituant une série dans l'ensemble peu pentée;



PL. 32 / 332



PL. 32 / 351



PL. 34 / 160



PL. 34 / 263

Planche 1

Plongée 32: photo n° 332: grès silteux (Paléozoïque supérieur?) — 2170 m; photo n° 351: pélites (Paléozoïque?) — 2148 m.

Plongée 34: photo n° 160: socle massif — 2858 m; photo n° 263: grès roses (Permo-Trias) — 2749 m.

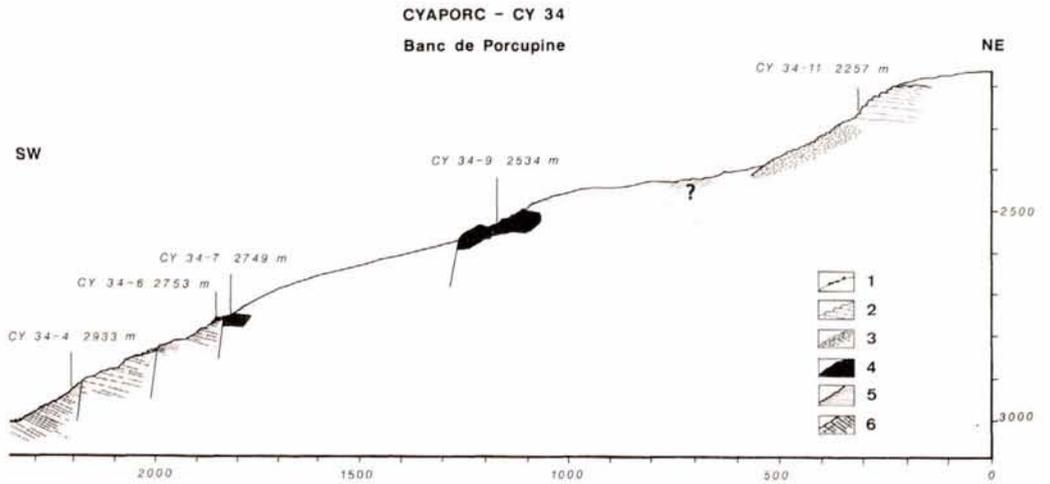
Dive 32: photo n° 332: silty sandstones (upper Paleozoic?) — 2170 m; photo n° 351: pelites (Paleozoic?) — 2148 m.

Dive 34: photo n° 160: massive basement — 2858 m; photo n° 263: pinky sandstones (Permo-Triassic) — 2749 m.

Figure 4

Coupe de la plongée 34:
 1 = sédiments récents et éboulis; 2 = calcaires lumachelles; 3 = conglomérats; 4 = grès arkosique et marnes sableuses rouges; 5 = grès et silt métamorphisés; 6 = quartzite (7).

Section of dive 34: 1 = recent sediments and scree; 2 = slightly metamorphosed hyaloclastic and tuffitic breccias; 3 = quartzites?; 4 = massive basement; 5 = diaclasé basement.



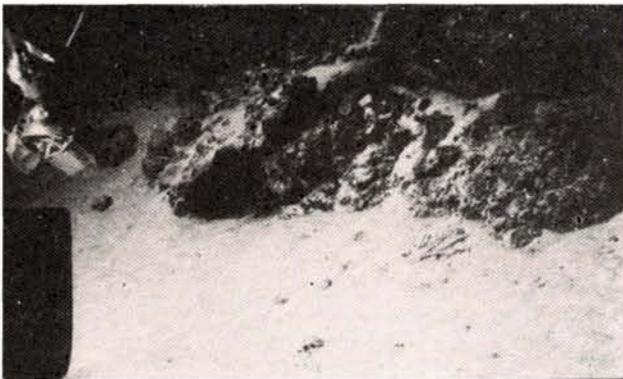
— une couverture secondaire où on a reconnu un Jurassique supérieur carbonaté de faible profondeur et un crétacé inférieur probable, pélitique.

Coupe de la plongée 34 (fig. 4)

Lors de cette plongée, les séries sédimentaires attribuables au Paléozoïque rencontrées en bas de la pente sont identiques à celles observées au début de la plongée 32. Par contre, les séries les plus récentes sont

différentes. La première partie de la plongée rencontre une série d'affleurements très massifs présentant localement un double débit à pendage Est et Ouest, dont la nature n'a pu être déterminée. Il s'agit vraisemblablement de socle (planche 2: photo 34/160).

Le premier indice de couverture sédimentaire reconnu par prélèvement se situe à 2935 m, sous forme de bancs relativement massifs, mal stratifiés, plongeant à 30° vers l'Est. Un prélèvement (CY 34-4) montre qu'il s'agit de grès finement laminés, faiblement schistosés. Une



PL. 37 / 94



PL. 37 / 141



PL. 39 / 347



PL. 39 / 516

Planche 2

Plongée 37: photo n° 94: affleurement de calcaires massifs (Barrémien) — 2854 m; photo n° 141: calcaire massif (Barrémien) — 2841 m.

Plongée 39: photo n° 347: érosion de type karstique — 2623 m; photo n° 516: calcaire glauconieux (Barrémien) — 2532 m.

Dive 37: photo n° 94: massive limestone outcrop (Barremian) — 2854 m; photo n° 141: massive limestone (Barremian) — 2841 m.

Dive 39: photo n° 347: karstic type erosion — 2623 m; photo n° 516: glauconitic limestone (Barremian) — 2532 m.

première recherche de microflore et microfaunes sili- ceuses y a révélé la présence de fragments ligneux d'âge carbonifère inférieur probable (det. M. Pourreau, UBO).

Comme dans la plongée précédente, la suite de la coupe peut s'interpréter en faisant appel à des répétitions tectoniques où se confirme la présence d'un socle, d'une couverture ancienne et d'une couverture plus récente. Dans cette dernière catégorie, notons un prélèvement effectué à 2754 m (CY 34-6) constitué d'un grès rose partiellement carbonaté. Un peu plus haut, un prélèvement, certainement en place, effectué sur un abrupt bien stratifié, à plongement Nord-Ouest, a fourni un grès rose d'apparence voisine bien que non carbonaté (CY 34-7 bis et photo 34/263). A l'analyse, ce grès paraît être d'origine continentale et n'a subi qu'une très faible recristallisation, sans déformation. Après une longue pente sableuse, vient un affleurement remarquable de marnes rouges sableuses feuilletées d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur (CY 34-9). Cette séquence, absente sur l'escarpement au nord de la zone, présente de grandes similitudes de faciès avec les séries rouges permo-triasiques reconnues à terre.

De 2388 à 2316 m, au-delà d'une nouvelle étendue sableuse, vient une série de conglomérats composés de galets centimétriques à décimétriques qui n'a pu être échantillonnée. On en connaît cependant la composition car ce niveau a été prélevé par dragage sur le flanc Nord de l'éperon (DR 01-8). Cette dernière série est surmontée par une roche massive très localement stratifiée qui pourrait être de nature carbonatée et d'âge crétacé inférieur. En effet, un échantillon prélevé à proximité de l'affleurement a révélé un calcaire lumachellic à fragments roulés de mollusques et d'ostracodes (CY 34-11) dont le faciès est voisin de celui d'un calcaire organogène à polypiers et rhodophycées remonté par dragage (DR 01-3) et qui est daté du Vraconien-Cénomaniens inférieur (A. Poignant, Paris-VI).

Cette plongée confirme les résultats obtenus plus au Nord, concernant la présence d'un socle, mais aussi de paléozoïque faiblement schistosé, où la présence de carbonifère est attestée. La couverture secondaire est également présente, on a pu y ranger un calcaire lumachellic et — avec un certain doute, en raison de l'absence de fossiles — des grès et marnes rouges d'un faciès habituellement typique du Permo-Trias.

Coupe de la plongée CY 33 (fig. 5)

Si dans les deux cas que nous venons d'étudier la distinction socle-couverture était possible, elle devient difficile en ce qui concerne la plongée 33, localisée sur l'escarpement au sud de l'éperon. Apparemment, les affleurements de socle constituent l'essentiel de la pente. La plus grande incertitude concerne la nature de certains d'entre eux qui présentent un débit anguleux, prismatique, induit par un double réseau de diaclases. L'un des systèmes de diaclases est repris lors de la

structuration de la pente continentale. Ce type d'affleurement est remarquable de 1876 à 1780 m, où il constitue une falaise subverticale d'orientation N 170 environ, dont la paroi est définie par l'un des systèmes de diaclases.

Seuls deux prélèvements de roches faiblement métamorphiques ont été effectués :

— Le premier, situé à 2587 m, correspond à une brèche hyaloclastique (CY 33-2). Cet échantillon, récolté dans un couloir sableux, n'était probablement pas en place. Cependant, quelques mètres plus haut, s'observe une formation d'apparence semblable, nettement stratifiée, en contact avec une roche plus massive.

— Le second, prélevé aux alentours de 2190 m, est une microbrèche tuffitique (CY 33-4), probablement d'âge paléozoïque.

A 2053 m, une série massive présente un net débit en bancs de petite taille. Cet affleurement, reconnu sur quelques mètres, pourrait être de nature sédimentaire.

Essai de synthèse

Toutes les coupes ont montré la présence d'un socle métamorphique, bien qu'un échantillonnage insuffisant ne permette pas de le caractériser vraiment. L'intérêt majeur des plongées réside dans la mise en évidence de deux couvertures pouvant être différenciés selon leur état de déformation et leur âge.

Les roches sédimentaires déformées et légèrement métamorphiques

Ce type de caractérisation doit être pris avec beaucoup de prudence. En effet, la nature lithologique (peu favorable ici) et la situation éventuelle de la roche dans une mégastructure sont susceptibles d'intervenir sur sa faculté d'enregistrer, ou non, les déformations. Les échantillons à déformation visible vont du grès chloriteux (CY 32-12) à schistosité de flux bien développée au grès feldspathique (CY 32-8) à peine schistosé.

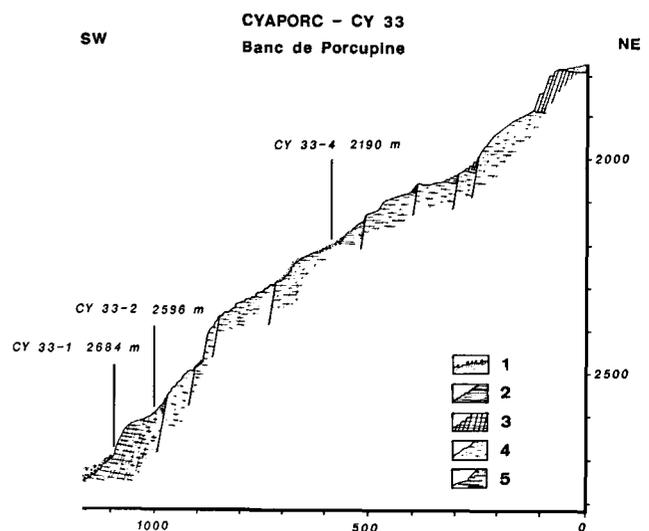


Figure 5

Coupe de la plongée 33: 1 = sédiments récents et éboulis; 2 = lumachellic limestone; 3 = conglomérats; 4 = arkosic sandstone and red sandy marls; 5 = metamorphosed sandstones and silt; 6 = quartzites?

Section of dive 33: 1 = recent sediments and scree; 2 = lumachellic limestone; 3 = conglomerates; 4 = arkosic sandstone and red sandy marls; 5 = metamorphosed sandstones and silt; 6 = quartzites?

La majeure partie de ces roches sédimentaires faiblement déformées sont d'origine détritique, parfois à influence volcanogène (microbrèche tuffitique CY 33-4). Dans ce contexte, les deux roches volcaniques [un tuf granophyrique (CY 32-4 et 5) et une brèche hyaloclastique (CY 33-2; déterminations P. Thonon, UBO)] faiblement recristallisées, peuvent leur être associées. Un grès silteux (CY 32-10) et les quelques plaquettes (DR 01-20a et b) de grès jaune et schistes noirs récoltés par la première drague appartiennent également à ce groupe.

Ces formations sédimentaires et volcanosédimentaires déformées sont bien développées sur toute la plongée 32 et à la base de la plongée 34, en dessous de 2800 m, où elles constituent la couverture à faible plongement nord du socle métamorphique.

Sous réserve d'une confirmation ultérieure, le fait le plus important révélé par l'étude de ces roches concernerait l'attribution au Carbonifère des microformes siliceuses de l'échantillon CY 34-4. Dans la mesure où cette roche est affectée d'une faible schistosité, il ne serait plus possible d'admettre, comme cela a été fait jusqu'ici, que ce domaine Nord n'ait été affecté que par les événements calédoniens. En d'autres termes, le front de déformation varisque, souvent localisé au niveau de l'axe de la baie de Porcupine, devrait être reporté beaucoup plus au Nord.

Les roches sédimentaires non schistosées

Une première famille, attribuable au Permo-Trias, est constituée de grès roses (CY 34-7 bis et CY 34-6), qui semblent s'être déposés en environnement continental et n'ont subi que de très faibles recristallisations sans déformation. Leur attitude subhorizontale (plongement 10 à 20° vers le Nord), observée sur les plongées 32 et 34, suggère une faible discordance angulaire (20°) sur les roches sédimentaires schistosées sous-jacentes. La série des marnes rouges sableuses, feuilletées de la plongée 34 fait également partie de ce groupe.

La deuxième famille est formée par des échantillons prélevés plus haut dans la série. Il s'agit de roches détritiques et de carbonates. On y rattache avec certitude :

- un calcaire à dasycladacées (CY 32-9) d'âge portlandien supérieur-valanginien inférieur;
- un grès silteux finement laminé (CY 32-13) attribué, par comparaison de faciès et d'évolution diagénétique, au Crétacé inférieur; et
- un calcaire lumachellique (CY 34-11) du Crétacé inférieur probable.

Zone Sud (éperon de Goban)

L'escarpement exploré au cours des plongées CY 37 et CY 39 se localise sur le flanc ouest de l'extrémité septentrionale de l'éperon de Goban, à la latitude moyenne de 49°30'N. Cet escarpement, d'orientation générale N130, se situe entre deux traits morphologi-

CYAPORC - CY 37

Eperon de Goban

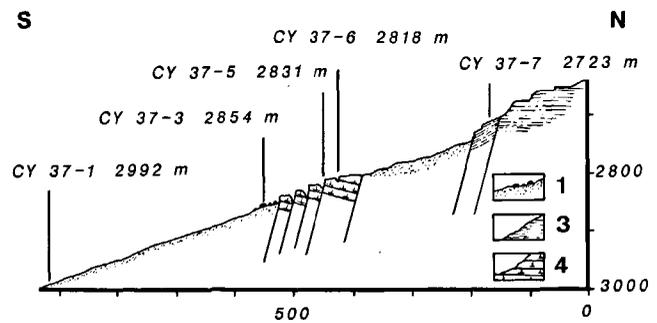


Figure 6

Coupe de la plongée 37: 1=sédiments récents et éboulis; 2=calcaire micritique en remplissage de terriers; 3=argiles sableuses; 4=marno calcaires jaunâtres et calcaires glauconieux à Belemnite; 5=grès feldspathique schistosé.

Section of dive 37: 1=recent sediments and screes; 2=micritic limestone infilling terriers; 3=sandy clays; 4=yellowish calcareous marls and glauconitic limestones with belemnite; 5=schistosed feldspathic sandstone.

ques majeurs Nord-Est/Sud Ouest: le canyon Gollum et la faille de Goban (fig. 1).

La première plongée géologique, n° 37 (fig. 6), avait pour but la reconnaissance d'affleurements situés au pied de l'escarpement. Elle s'est déroulée de 3000 à 2650 m. Les quelque 900 m parcourus l'ont été sur une pente moyenne, de l'ordre de 20 à 30°, atteignant parfois 45° sur affleurements rocheux.

La seconde plongée, n° 39 (fig. 7), a partiellement doublé la précédente, écourtée en raison du mauvais temps, et s'est poursuivie jusqu'au sommet de l'escarpement. Elle s'est déroulée de 3000 à 2170 m. La pente observée est modelée en une succession de gradins que délimite un réseau de failles normales dont le rejeu ne dépasse pas la dizaine de mètres.

La reconnaissance géologique de l'escarpement a été complétée par deux dragages très productifs (DR 03 et DR 04).

Compte tenu de la relative homogénéité du matériel recueilli et des nombreuses précisions chronologiques obtenues, une présentation « stratigraphique » des résultats nous a paru possible et plus claire.

Le matériel méta-sédimentaire

Le seul échantillon de ce type recueilli en place, au cours des deux plongées méridionales (CY 39-6) correspond à un grès feldspathique d'environnement volcanosédimentaire et ayant subi une déformation pénétrative plus intense que les sédiments de la zone Nord. Sur cet échantillon a été observée une schistosité de flux portant une fine linéation d'allongement par réorientation des grains et tâches d'oxydes. Ces microstructures sont recoupées par une fente ouverte à quartz syntectonique; quelques cristaux automorphes de quartz ont poussé perpendiculairement aux épontes, selon la direction de l'allongement. Enfin, en lame mince, des plans de glissement (plan C) affectent la schistosité de flux (S) selon un angle faible.

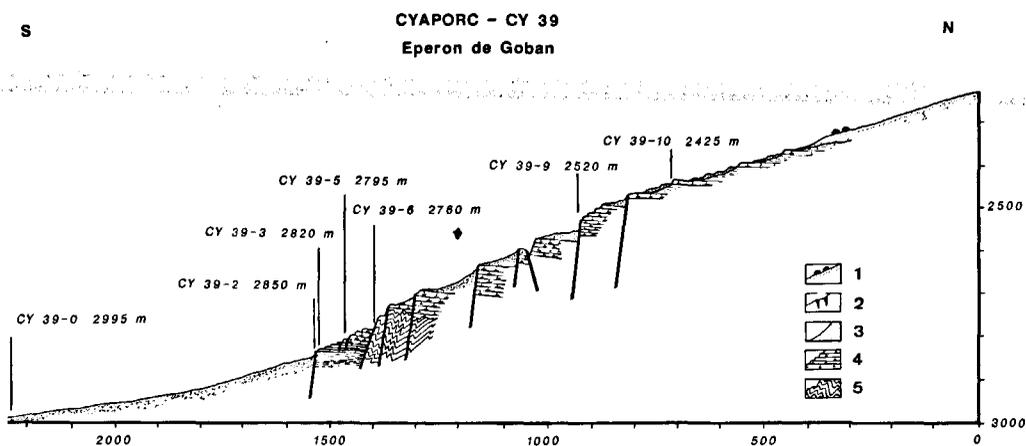


Figure 7
Coupe de la plongée 39:
(légende: voir fig. 6).
Section of dive 39 (defini-
tions, see Fig. 6).

Cette roche qui montre des caractères de déformation cisailante se différencie nettement des sédiments faiblement déformés de la zone Nord, mais aussi du Paléozoïque faiblement déformé du sud de l'éperon de Goban (Auffret *et al.*, 1979; Lefort *et al.*, 1985 et données *Cymor II* inédites).

Deux dragages productifs (DR 03 et DR 04) complètent notre information. On y trouve, comme dans la zone Nord, de très nombreux galets (glaciaires) de roches métamorphiques variées: amphibolites, grani- toïdes, orthogneiss, micaschistes... de provenance septentrionale.

Le dragage DR 03 est particulièrement remarquable par l'abondance de galets variés à façonnement fluvia- tile. Un certain nombre d'entre eux se sont révélés fossilifères. On a pu aussi caractériser le Paléozoïque inférieur (Ordovicien-Silurien) grâce à une petite pla- quette de schistes ardoisiers (DR 03-8 b 4) qui a révélé des acritarches et des chitinozoaires (détermination M. Pourreau, UBO). Deux autres galets, l'un de grès (DR 03-8 b 1) a révélé des spores du Frasnien, l'autre de schiste ardoisier (DR 03-8 a) des spores du Carbonifère inférieur. Enfin, un galet de calcaire beige (DR 03-9) a livré un tabulé qui paraît devoir être attribué à un *Micheliiniidae* (dévon-carbonifère (détermination J. Laguste, Museum National d'Histoire Naturelle, Paris et Y. Plusquellec, UBO).

Les autres attributions d'âge sont proposées par com- paraison de faciès. Le Paléozoïque inférieur (Ordovi- cien) d'Irlande pourrait être représenté par les grès- quartzites DR 03-13. A noter que les petits galets de grès et silts rouges (DR 03-8 c) pourraient correspondre aux Vieux Grès Rouges d'Irlande mais représenteraient plutôt pour nous le Permo-Trias.

Cette drague DR 03 montre donc un bon échantillon- nage du contient proche, très certainement de type irlandais et peut-être d'un équivalent du sud de l'Angle- terre.

La couverture non métamorphique (tab. 2)

La plupart des affleurements observés dans cette zone sont d'âge crétacé. Quatre groupes de faciès ont été observés, échantillonnés et datés.

Grès argileux brun ocre (DR 03 8 b 3) à spores et acri- tarches de l'Hettangien

Il s'agit d'un échantillon recueilli par dragage, mais dont l'apparence de petit galet fluvial semble exclure une origine glaciaire et conforte l'hypothèse d'une pro- venance locale. Sous réserve de quelques confirmations portant sur la détermination de certaines formes parti- culières, l'ensemble de l'abondante palynoflore reconnue par M. Pourreau (UBO) indique un âge liasique (Hettangien) pour ce matériel. On doit souli- gner l'importance de cette découverte, le Jurassique, sous ce faciès, étant inconnu dans les domaines les plus proches.

Calcaires glauconieux à spicules et foraminifères du Barrémien

La texture est celle d'un calcaire wackestone à pack- stone présentant fréquemment des figures de glissements synsédimentaires; la glauconie est fréquente, associée parfois à quelques grains de quartz; la roche de couleur rosée, verte, jaune ou grise est très riche en spicules d'éponge et petits foraminifères benthiques dont l'asso- ciation caractérise un milieu circalittoral homogène (parite profonde d'une plateforme néritique).

Il n'y a pas de formes planctoniques, mais un échantil- lon a livré une association de foraminifères benthiques (notamment des gavelinelles det. F. Magniez), du nan- noplanton (det. H. Manivit) et une belemnite (du g. Mésobolites; det. R. Combémoréi). Ces éléments permettent d'attribuer un âge barrémien à ces calcaires photographiés au cours des plongées 37 (photo 94 et 141) et 39 (photo 516).

Argiles sableuses et marno-calcaires jaunâtres du Barré- mien

Des lits plus argileux ou plus sableux alternent avec les bancs calcaires précédents et sont de ce fait datés également du Barrémien, ce qui est confirmé notam- ment par l'analyse du Nannoplanton (det. H. Manivit).

Calcaires à entroques et hedbergelles de l'Aptien

Ce faciès n'a été prélevé qu'en dragage (vers 2 600 m). Il s'agit de calcaires packstones riches en entroques,

intraclastes et bioclastes remaniés (débris d'algues, oncoïdes) associés à des foraminifères benthiques et planctoniques. L'association d'hedbergelles (det. G. Glaçon) et du nannoplancton (det. H. Manivit) attribue ce faciès à l'Aptien probable.

Calcaires hétérogènes à foraminifères planctoniques et benthiques et algues rouges de l'Albien-Cénomanién inférieur

Le fond de la roche est un calcaire packstone à spicules et foraminifères comparable (du point de vue texture) à celui du Barrémien, dans lequel flottent des éléments glissés et remaniés plus grossiers (calcaires floatstone). Deux caractères distinguent ce faciès de celui du Barrémien :

- la présence de foraminifères planctoniques (hedbergelles, favuselles; det. F. Magniez), ce qui implique un milieu plus ouvert (sinon plus profond) et lui attribue un âge Albien-Cénomanién inférieur;
- une hétérogénéité de faciès qui suppose des mélan-

ges de sédiments issus de milieux de dépôts différents mais sans preuve de remaniement stratigraphique.

On note ainsi les débris d'algues rouges provenant d'une formation, identifiée par dragages, de calcaires floatstone à polypiers et rhodophycées appartenant aux familles des corallinacées (*Paraphyllum*) et des mélobésiées (*Archaeolithotamnium*); det. A. Poignant) du Vraconien?-Cénomanién inférieur.

Remplissages tertiaires et craies néogènes

Les calcaires créacés sont fréquemment traversés par des terriers remplis d'une micrite à foraminifères planctoniques. Deux phases de remplissage ont été mises en évidence: l'une éocène ou plus tardive, la dernière étant très récente, pliocène ou quartenaire (det. G. Glaçon, en cours).

Enfin, des placages de craie blanche ont été observés le long de la pente mais non échantillonnés. Ils sont comparables à ceux qui ont été étudiés lors de la campagne *Cymor II* et datés du Néogène.

Tableau 2

Échantillons de la zone Sud, éperon de Goban.

South zone samples, Goban spur.

1) *Roches sédimentaires déformées*

Échantillon	Profondeur	Nature	Conditions de prélèvement	Environnement milieu de dépôt	Déformation et métamorphisme	Age
CY 39-6	2760 m	grès feldspathique	plaque carrée sub en place	sédiment influence volcano-détritique	schistosité de flux (épizone) linéation d'allongements cisaillements et fentes à quartz	Paléozoïque?
DR 03-13	–	grès rose et vert	galets anguleux	formations rouges marin	faible métamorphisme	Paléozoïque inférieur probable
DR 03-9	–	calcaire beige clair fossilifère	galet anguleux strié	marin	faiblement recristallisé	Dévonio-Carbonifère (micheliniiidae)
DR 03-10 11 et 12-	–	calcaires beiges	galets et fragments arrodnis	marins	»	Paléozoïque inférieur?
DR 03-8a	–	schistes gris-noirs	plaquettes	?	ardoisier	carbonifère inférieur (spores)
DR 03-8 b 1	–	grès gris foncé	petit galet	?	faible cristallisation	Dévonien supérieur (frasnien) (spores) ordovicien-silurien
DR 03-8 b 4	–	schistes ardoisiers	plaquettes	marin	schistosité	(acritarches probables)

2) *Roches sédimentaires non déformées*

Échantillon	Profondeur	Faciès	Age
CY 37-1	2992 m	marnes beiges pélagiques	Holocène
CY 39-5	2795 m	calcaire micritique à Foraminifères benthiques et planctoniques (Hedbergelles, Favuselles) et débris de Rhodophysées en remplissage de terriers	Éocène ou plus tardif
CY 37-3	2854 m	calcaire hétérogène à Foraminifères planctoniques et benthiques (Hedbergelles, Favuselles) et débris de Rhodophysées	Albien-Cénomanién inférieur
DR 03-2	2854 m	calcaire à Entroques, Foraminifères planctoniques (Hedbergelles) et benthiques et Algues	Aptien
CY 37-7	2723 m	argile sableuse	Barrémien
CY 39-2	2850 m	marno-calcaires jaunâtres	
CY 39-3	2820 m	marno-calcaires jaunâtres	
DR 04		marno-calcaires jaunâtres	Barrémien
CY 37-5	2831 m	calcaire glauconieux à Belemnite (un ex.),	Barrémien
CY 37-6	2818 m	Foraminifères benthiques (Gavelinelles) et Nannoplancton	
CY 39-5	2795 m		
CY 39-9	2520 m		
CY 39-10	2425 m		
DR 93-8 B		grès gris à spores et acritarches	Jurassique inférieur
DR 03-8 C	–	grès et pélites rouges	Permo-Trias

Essai de synthèse

En ce qui concerne le socle, les informations recueillies dans la zone Sud sont relativement pauvres. Peu d'observations ont été faites et peu d'échantillons récoltés. La présence de carbonates du Paléozoïque inférieur peut conduire à un rapprochement avec le Silurien marin du Pays-de-Galles. Plus localement, cette zone semble se différencier de l'ensemble méridional de l'éperon de Goban où la déformation hercynienne est très faiblement exprimée. En effet, si l'on admet que la déformation de l'échantillon CY 39-6 est bien hercynienne, celui-ci témoignerait d'une déformation assez intense, comparable à celle d'un couloir de déformation transcurrent ou, plus probablement, chevauchant, compte tenu des faibles plongements des plans de cisaillement (C et S) sur l'échantillon 39-6. Ceci s'accorderait avec le contexte tectonique général du sud-ouest de l'Irlande et de l'Angleterre (*cf.* profils Swat).

Les données sur la couverture sont beaucoup plus riches. Telle qu'elle se présente, la couverture méso-cénozoïque de la zone Sud complète stratigraphiquement celle de la zone Nord. La différence réside dans le fait que les terrains secondaires paraissent y reposer directement sur un Paléozoïque schistosé. Ceci s'accorde bien avec les conclusions précédemment acquises sur la partie centrale de l'éperon de Goban et dans la région du château du Roi Arthur, où c'est le Crétacé inférieur qui est en contact avec le socle. Par

ailleurs des profils sismiques effectués au cours de la campagne Norestlante, qui soulignent l'importance régionale de la discordance du Crétacé basal, montrent que la série mésozoïque se complète, de niveaux plus anciens, latéralement et vers le Nord-Est. Ceci est cohérent avec la découverte d'un Jurassique inférieur gréseux à la terminaison nord-est de l'éperon de Goban.

Pour la période crétacée, notre étude montre que la sédimentation du Barrémien au Cénomanién inférieur s'est, dans l'ensemble, faite sous une faible tranche d'eau, dans un milieu plus ouvert toutefois à l'Albo-Cénomanién. Ceci n'est pas vraiment surprenant si l'on se souvient des traces indiscutables de diagenèse aérienne reconnues dans les calcaires «urgoniens» de la zone Shamrock-Mériadzeck (Perrin, 1983).

Au-dessus, la série est très incomplète. Cela peut tenir au blocage des apports en bordure des continents (Auffret et Pastouret, 1979) mais aussi à d'autres causes: dissolution, érosions, *etc.* Dans les secteurs étudiés lors de la campagne *Cyaporc*, seuls des remplissages paléogènes (ou plus récents) de terriers de lithophages ainsi que des placages néogènes ont pu être repérés.

La figure 8 représente l'un des profils effectués lors de la campagne *Norestlante* passant par le site des plongées 37 et 39. On y note que sur un socle (probable sur le profil, mais vérifié par les plongées) vient une série, faiblement inclinée (il faut tenir compte de l'exagération verticale) dont on peut penser que l'âge va —

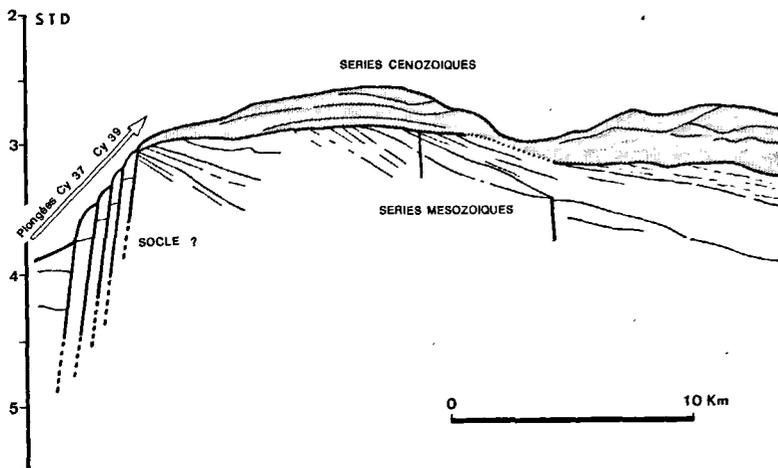


Figure 8

Profil sismique interprété passant par le lieu des plongées 37 et 39 (profil 75, campagne *Norestlante I*).

Interpreted seismic profile along the 37 and 39 diving trajectory (profile 75, Norestlante I survey).

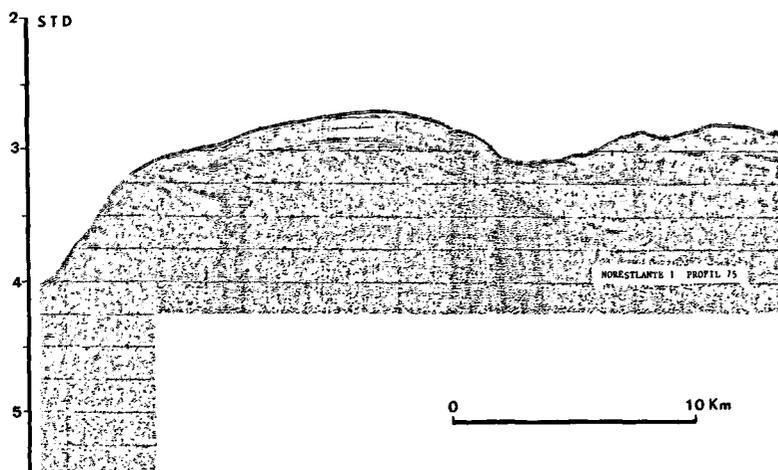
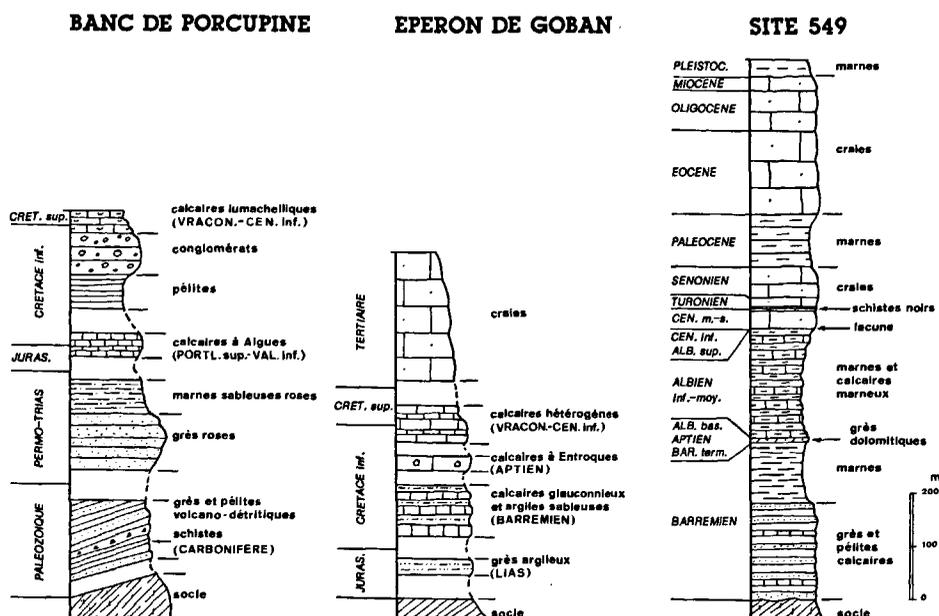


Figure 9

Essai de comparaison entre les séries reconstituées du banc de Porcupine et de l'éperon de Goban et la série du site 549 (leg 80 du DSDP).

Tentative comparison between the Porcupine bank and Goban spur formations and the log of the site 549 (DSDP, leg 80).



au moins — du Jurassique au Cénomanién. Au-dessus, en discordance, vient une couverture horizontale, cénozoïque pour l'essentiel. Sa base pouvant se situer dans l'Éocène moyen, compte tenu des données géologiques locales, mais rien n'empêche qu'elle soit plus ancienne et date du Sénonien supérieur, par exemple.

CONCLUSION

Les roches métamorphiques à dominante de métagabbro observées dans la zone Nord (banc de Porcupine) sont susceptibles d'appartenir aux zones orthotectoniques calédoniennes d'Irlande du Nord. Elles peuvent être soit d'âge grampien (510 M.a.), soit correspondre à des noyaux précaldéoniens (≈ 1500 M.a.) du type Erris Complex (Archer et Ryan, 1983). Nous serions alors dans l'équivalent des zones 1 ou 2 d'Irlande du Nord (Phillips, 1978).

Leur couverture sédimentaire schistosée peut appartenir, quant à elle, aux formations du Paléozoïque inférieur faiblement déformées au cours du Calédonien *sensu stricto* (zone 2?). Cependant, nous venons de voir que des formations d'âge probablement carbonifère ont, elles aussi, subi une déformation (CY 34-4). Nous pensons donc que les effets de la phase hercynienne ont dû se faire sentir beaucoup plus au Nord que l'« entrée » de la baie de Porcupine, contrairement à ce qui est le plus généralement proposé (*cf.* Gardiner et Sheridan, 1981).

Sur ce soubassement, vient une couverture sédimentaire dont les colonnes de la figure 9 donnent une interprétation synthétique. On y a schématisé la série du site 549, foré lors du leg 80. Bien entendu, sur cette colonne, la figuration du relief des bancs est symbolique, puisqu'il s'agit d'un forage. La constitution des deux autres colonnes est beaucoup plus hypothétique, tant en ce qui concerne les épaisseurs que la position des niveaux non datés paléontologiquement. Avec ces réserves, on remarquera que dans l'ensemble la série de couverture

se complète par le bas du Sud au Nord grâce à la caractérisation de niveaux jurassiques, permo-triassiques (au faciès) et paléozoïques. Ceci s'accorde avec la position de l'éperon de Goban, sur un angle saillant de la marge européenne et dans le prolongement de la ride cornubienne. On notera que d'une façon comparable, la couverture se complète également de son Jurassique en allant de l'éperon de Goban vers le Sud-Est dans la zone Shamrock-Mériadzeck (Montadert *et al.*, 1979; Groupe *Cymor*, 1981).

La série crétacée du site 549 comporte quelques niveaux lacuneux ou réduits. Il est curieux de constater que les échantillons crétacés, bien datés, récoltés au cours de la campagne *Cyaporc*, se trouvent, précisément dans ces intervalles. C'est le cas des calcaires à Entroques et des calcaires hétérogènes de l'éperon de Goban. C'est aussi le cas des calcaires lumachelliques qui terminent la série du banc de Porcupine.

Si l'on tient compte de ces éléments stratigraphiques nouveaux, on voit que du Permo-Trias au Vraconien-Cénomanién inférieur, la sédimentation, dans ce secteur de la marge européenne s'est effectuée sous une faible tranche d'eau, dans des conditions circalittorales à littorales. Il se confirme donc bien que l'enfoncement de la marge — marqué par l'apparition des craies et des schistes noirs — ne se marque qu'à partir du Cénomanién moyen, c'est-à-dire avec un retard considérable par rapport à ce que la théorie prévoit. C'est en effet, au plus tard, au passage Aptien-Albien que les auteurs des deux legs 48 et 80 situent l'entrée dans la phase post-rift.

Ce fait nous paraît indiquer que l'évolution de la marge continentale ne saurait se réduire à un alignement « passif » sur l'évolution océanique. En ce qui concerne la chronologie et les géométries des déformations, l'influence continentale interfère avec l'influence océanique et peut même, dans certains cas, s'avérer prépondérante (*cf.* Structure de la marge des Entrées de la Manche: Vaillant, 1988).

La campagne *Cyaporc* a aussi fourni des précisions sur la structure locale de la marge. Comme le démontrent les coupes et les descriptions de plongées, les pendages des couches de couverture, aussi bien paléozoïques que plus récentes, sont dans l'ensemble faibles, n'excédant pas 30°. La plupart des pendages relevés se situent entre l'horizontale et 20° avec des plongements à direction généralement orientale, vers le continent. Le profil sismique de la figure 8, en prenant garde à l'exagération verticale, correspond bien à ces observations.

L'image d'ensemble de la marge est celle d'un rebord continental accidenté de failles à fort pendage, à jeu normal, se terminant abruptement contre le domaine océanique. Les compartiments isolés par des failles ne présentent qu'un faible basculement. Ces faits s'accordent bien avec ceux exposés par Masson *et al.* (1984) concernant la structure de l'éperon de Goban, ou encore avec ceux mis en évidence sur la marge marocaine, au large d'El Jadida (Mazagan) par le groupe *Cyamaz* (1983). Là, comme au droit de l'éperon de Goban ou du banc de Porcupine, le contact avec l'océan est brutal et la marge continentale ne présente qu'un nombre limité de structures assez faiblement distensives.

Signification du linéament baie de Porcine, Sud Irlande (Gollum canyon, Wesford boundary lineament)

Nous avons vu que ce linéament ne peut pas être considéré comme la limite septentrionale du domaine varisque. Cependant, ce trait existe effectivement. Il se marque par l'alignement du canyon de Gollum et de la côte Sud de l'Irlande, à quoi s'ajoutent deux éléments issus de la campagne *Cyaporc*.

1) Les relations entre la couverture mézoïque et le substratum ancien ne sont pas les mêmes de part et d'autre de l'axe de la baie. On peut, en effet, opposer la relative continuité sédimentaire de la zone Nord marquée par l'existence d'un Primaire non métamorphique, à l'absence de transition entre le socle métamorphique et la couverture secondaire de la zone Sud.

2) Si l'on tient compte du fait que les plongées se sont déroulées dans le même domaine de profondeur, on remarque un décalage vertical important (de l'ordre de 600 m) entre le sommet des séries paléozoïques des deux zones explorées. Le domaine septentrional paraît donc nettement plus subsident — ou, du moins, plus régulièrement subsident — que le domaine méridional.

Des enregistrements de sismique réflexion étudiés par D. Masson permettent de préciser ce tableau : ces documents confirment bien la présence d'un accident à la verticale du canyon Gollum, mais sans montrer le décalage notable des réflecteurs qui indiquerait un rejeu important de part et d'autre de celui-ci. Comme cette constatation n'est établie que pour les séries postérieures au Crétacé inférieur (limite de pénétration de la sismique), et que le décalage vertical du sommet des socles est bien démontré, on doit admettre que c'est au cours du Crétacé que cet accident est passé d'un jeu post-hercynien, à forte composante verticale, à un jeu principalement décrochant, post-crétacé inférieur. On peut supposer que cette dynamique atténuée s'est maintenue jusqu'à nos jours contrôlant, par exemple, le cours du canyon de Gollum lui-même.

Remerciements

Nous remercions J. C. Gourmelon, Commandant du *N.O. le Suroît*, et son équipage, P. Plasseraud, responsable du submersible *Cyana*, et son équipe. Grâce à eux, la campagne a pu se dérouler de la meilleure façon possible malgré des conditions météorologiques parfois défavorables. La campagne *Cyaporc* a été codirigée et cofinancée par l'IFREMER et l'Institute of Oceanographic Sciences (Wormley). Nous remercions G. A. Auffret, chef de mission du premier leg de la campagne.

La campagne *Cyaporc* est dédiée à Léo Pastouret, qui en était un des initiateurs, et à Michel Jaffrezo.

RÉFÉRENCES

- Archer J. B. and P. D. Ryan (1983). *Geological guide to the Caledonides of Western Ireland*, Geological Survey of Ireland, Dublin, guide n° 4, 62 pp.
- Auffret G. A. and L. Pastouret (1979). Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the bay of Biscay from textural, mineralogical, and coarse fraction studies. *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, L. Montadert et D. G. Roberts, Ed., 48, 791-829.
- Auffret G. A., L. Pastouret, G. Cassat, O. de Charpal, J. Cravatte and P. Guennoc (1979). Dredged rocks from the Armorican and Celtic margins. In: *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, L. Montadert, D. G. Roberts et al., Ed., 48, 995-1013.
- Cyamaz Group (1984). Structure and stratigraphy of Mazagan (El Jadida) Escarpement (West Morocco): first results of Cyamaz diving campaign. *Nature. Lond.*, 305, 5936, 698-701.
- Dingle R. V. and R. A. Scrutton (1979). Sedimentary succession and tectonic history of a marginal plateau (Goban Spur-Southwest of Ireland). *Mar. Geol.*, 33, 45-69.
- Gardiner P. R. A. and D. J. R. Sheridan (1981). Tectonic framework of the Celtic Sea and adjacent areas with special reference to the location of the Variscan front. *J. struct. Geol.*, 3, 3, 317-331.
- Gillot E. (1983). La marge celtique au Crétacé d'après la campagne 80 du DSDP-IPOD 1 (Atlantique NE). *Thèse 3^e cycle, Université Dijon*, 198 pp.
- de Graciansky P. C., C. W. Poag, Jr. R. Cunningham, P. Loubère, D. G. Masson, J. M. Mazzullo, L. Montadert, C. Muller, K. Otska, L. Reynolds, J. Sigal, S. Snyder, A. Townsend, S. P. Vaos et D. Waples (1985). *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, 80, 679 pp.
- Groupe Cymor (L. Pastouret, G. A. Auffret, J. M. Auzende, P. Beuzart, P. Dubois, M. Seguret, J. Sigal and J. R. Vanney (1981). La marge continentale armoricaine, résultat d'observations en submersible et de dragages dans le canyon Shamrock. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292, 741-748.
- Groupe Galice (1979). The continental margin off Galicia and Portugal: acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy, and structural evolution. In: *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, J.-C. Sibuet, W. B. F. Ryan et al., Ed., 47, part 2, 633-662.
- Lefort J.-P. and M. D. Max (1984). Development of the Porcupine Seabight: use of magnetic data to show the direct relationship between early oceanic and continental structures. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 663-674.
- Lefort J.-P., J. J. Peucat, J. Deunff and A. Le Hérissé (1985). The Goban Spur Paleozoic basement. In: *Initial Repts Deep Sea Drilling Proj.*, P. C. de Graciansky, C. W. Poag et al., Ed., 80, part 2, 677-679.
- Masson D. G. and P. R. Miles (1986 a). Structure and development of Porcupine Seabight sedimentary basin, offshore Southwest Ireland. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 5, 536-548.
- Masson D. G. and P. R. Miles (1986 b). Development and hydrocarbon potential of Mesozoic sedimentary basins around margins of North Atlantic. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 70 pp.
- Masson D. G., L. Montadert et R. A. Scrutton (1984). Regional geology of the Goban Spur continental margin. In: *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, P. C. de Graciansky, C. W. Poag et al., Ed., 80, 1115-1139.
- Montadert L., D. G. Roberts, G. A. Auffret, W. D. Bock, P. A. Dupéuple, E. A. Hailwood, W. E. Harrison, M. Kagami, D. N. Lumsden, C. Muller, D. Schnitker, R. W. Thompson, T. L. Thompson and P. P. Timofeev (1979). *Initial Repts. Deep Sea Drilling Proj.*, 48, 1183 pp.
- Naylor D. and P. M. Shannon (1982). *The geology of offshore Ireland and West Britain*. Graham and Trotman, London, 161 pp.
- Olivet J. L., J. Bonnin, P. Beuzart and J.-M. Auzende (1984). Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publ. CNEXO, Paris, Rapp. Sci. et Tech., n° 54, 108 pp.
- Perrin P. (1983). Étude des faciès et diagenèse des carbonates de l'Aptien supérieur-Albien inférieur, à faciès urgonien, de la marge continentale armoricaine et celté. Exploitation des campagnes en submersible Cyana. *Mémoire D.E.A., Université Dijon*, 117 pp.
- Phillips W. E. A. (1978). The Caledonide orogen in Ireland. *Geol. Surv. Can.*, spec. pap., 78-13.
- Scrutton R. A., A. P. Stacey and F. Gray (1971). Evidence for the mode of formation of Porcupine Seabight. *Earth planet. Sci. Lett.*, 11, 140-146.
- Vaillant P. (1988). L'extrémité occidentale de la Marge Nord Gascogne. Contexte stratigraphique, structural et cinématique. Implications géodynamiques. *Thèse Doctorat, Université Bretagne Occidentale*, 262 pp.
- Ziegler P. A. (1982). *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Elsevier, Amsterdam, 130 pp.