

# La marge nord du golfe de Gascogne

Connaissances générales  
et apport des nouvelles synthèses  
de données multifaisceaux

Auteurs : Raymond Le Suavé<sup>(1)</sup>,  
Jean-François Bourillet<sup>(1)</sup>, Alain Coutelle<sup>(2)</sup>

(1) Ifremer Brest, département Géosciences marines

(2) Université de Bretagne occidentale



## Avant-propos

L'étude présentée ici s'inscrit dans la logique du programme de reconnaissance des zones économiques exclusives françaises initié par l'Ifremer vers la fin des années quatre-vingt. Elle est relative à la ZEE du golfe de Gascogne dont la reconnaissance a été achevée en 1997.

Elle comporte un ensemble de documents cartographiques offrant une vision inédite de toute la partie nord du golfe et un texte, que les auteurs ont souhaité rendre accessible à la plus grande majorité, faisant état de connaissances générales sur la zone ainsi que de certains nouveaux apports.

Le lecteur spécialiste, ou plus simplement intéressé par les fonds marins, trouvera ici matière à découverte car, bien qu'il s'agisse de fonds situés à proximité immédiate de nos côtes, ils n'en demeuraient pas moins très mal connus.

Ce même lecteur trouvera également matière à voyager. Ainsi, à partir du plateau continental, il découvrira comment on passe des fonds de la centaine de mètres à des fonds de près de 5 000 mètres. Il sera vraisemblablement étonné de la complexité des formes qui caractérisent la pente continentale ainsi que de l'existence, par grand fond, de vastes deltas constitués par des sédiments d'origine détritique et dont la superficie est parfois supérieure à celle de la Bretagne. Il sera peut-être aussi surpris que les méthodes indirectes développées dans le domaine de la cartographie marine, et qui doivent franchir l'obstacle liquide, permettent d'aboutir à des produits comparables à ceux obtenus dans le domaine terrestre...

En matière d'applications, la simple connaissance du domaine maritime national pourrait suffire à motiver de telles actions, mais on se doit également de prendre en compte tout un contexte qui n'a fait que se renforcer depuis ces dernières années, à savoir les intérêts géopolitiques, stratégiques et socio-économiques, dont l'intérêt grandissant de l'industrie pour le grand fond, qui justifient l'effort de reconnaissance des zones économiques à la surface de notre planète.

## Sommaire

<b>Avant-propos</b>	<b>3</b>	<b>Chapitre VI : Morphologie de la pente continentale et du glacis : apport des nouvelles données</b>	
<b>Chapitre I : Introduction</b>			
<b>Le programme d'exploration des zones économiques exclusives françaises</b>	<b>7</b>	<b>Toponymie</b>	<b>37</b>
<b>Les travaux antérieurs</b>	<b>8</b>	Toponymie préexistante	37
		Nouvelles dénominations	37
<b>Chapitre II : Méthodes et outils</b>	<b>13</b>	<b>Les différents traits morphologiques</b>	<b>38</b>
<b>Chapitre III : La lecture des cartes</b>		La pente	38
<b>La carte bathymétrique</b>	<b>17</b>	Les canyons	42
<b>La carte de réflectivité</b>	<b>17</b>	Morphologie	42
		Organisation en réseaux	42
<b>Chapitre IV : Contexte géologique général du golfe de Gascogne</b>	<b>20</b>	Les autres figures morphologiques et sédimentaires de la marge et du haut du glacis	44
		Organisation en bassins versants	45
<b>Chapitre V : Aspects stratigraphiques et structuraux</b>		Les éventails détritiques profonds	47
		<b>Conclusion</b>	<b>51</b>
<b>Le plateau continental</b>	<b>27</b>	<b>Références bibliographiques</b>	<b>53</b>
Le plateau continental des Entrées de la Manche	27		
Le plateau continental armoricain	27		
<b>La marge continentale</b>	<b>28</b>		
La marge celtique	28		
La marge armoricaine	30		
La dépression du Cap-Ferret	32		
Le plateau landais	32		
<b>Le bassin profond</b>	<b>33</b>		

Chapitre I

# Introduction



## Introduction

### Le programme d'exploration des zones économiques exclusives françaises

En 1976 (loi du 16 juillet), la République française se dote d'une zone économique exclusive large de 200 milles incluant la mer territoriale. La zone économique exclusive (ZEE), création juridique récente, est consacrée par la troisième conférence de l'Organisation des Nations unies sur le droit de la mer, lors de l'adoption de la convention de Montego Bay (10 décembre 1982).

En 1989, l'Ifremer (Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer), en concertation avec les ministères de tutelle, certains organismes publics et la communauté scientifique nationale, propose un programme décennal d'exploration des zones économiques exclusives françaises.

Les motivations de ce programme découlent du constat que le domaine maritime français, de vaste superficie (un peu plus de 11 millions de kilomètres carrés, dont 65 % dans le Pacifique), restait très mal connu. Par ailleurs, il apparaissait que seul un organisme comme l'Ifremer pouvait initier et se lancer dans une telle entreprise, d'autant qu'à cette époque la mise à disposition du navire océanographique *L'Atalante*, équipé du nouveau sondeur multifaisceaux à large couverture, l'EM12 dual, allait permettre de couvrir de vastes superficies dans des temps relativement réduits.

En métropole, l'effort de synthèse des données préexistantes et de reconnaissance complémentaire s'est d'abord porté sur la façade méditerranéenne, zone qui peut être qualifiée « d'influence française » (mais qui n'a pas le statut de ZEE), puis, à partir de 1992, sur la ZEE de la façade atlantique, limitée vers le large par la ligne des 200 milles, et contrainte, au nord et au sud, par la limite avec les ZEE anglaise et espagnole. Cette exploration autour de la métropole a naturellement bénéficié, surtout sur la façade méditerranéenne, des données de bathymétrie récoltées par divers organismes de recherche dans le cadre national.

En ce qui concerne l'outre-mer, et en parallèle du programme autour de la métropole, se développait une réflexion destinée à mieux

connaître les vastes étendues maritimes sous souveraineté française. Le territoire de Nouvelle-Calédonie et, par la suite, celui de Polynésie française mettaient respectivement en place les projets ZoNéCo et Zepolyf dans le cadre desquels, à la fin de 1999, auront été réalisées, entre autres, sept campagnes d'exploration avec *L'Atalante*.

L'Ifremer, initiateur du programme, intervient en qualité de maître d'ouvrage dans la reconnaissance systématique, hors plateau continental, du domaine maritime adjacent à la métropole; dans les territoires d'outre-mer, il intervient en qualité de partenaire.

Le premier objectif que s'est fixé l'Ifremer sur le « programme métropole » est la production de documents cartographiques synthétiques de base. Sur la façade méditerranéenne, l'effort de synthèse des données a largement dépassé les limites de la mer territoriale, soit 12 milles, du fait de la disponibilité de données de sondeurs bathymétriques au large et de l'intérêt présenté par de tels travaux de synthèse. Cet effort s'est concrétisé sur cette zone et depuis 1997 par une première édition de la bathymétrie au 1/500 000 sur le secteur mer Ligure-Corse (synthèse réalisée par des moyens conventionnels), puis par l'édition de 6 coupures bathymétriques à l'échelle 1/250 000. Pour ce dernier travail, les moyens informatiques ont largement été utilisés en ne prenant en compte que les données récoltées avec les sondeurs multifaisceaux du *Jean Charcot* et de *L'Atalante*.

Sur la façade atlantique, les travaux à la mer se sont terminés vers la mi-1997 et les synthèses présentées ici sont de deux types : 6 cartes bathymétriques à l'échelle 1/250 000 et deux cartes de réflectivité acoustique des fonds à l'échelle 1/500 000.

Les données utilisées proviennent de deux sources : sur la pente continentale et dans le bassin profond adjacent, elles ont été collectées avec le sondeur multifaisceaux mis en œuvre par *L'Atalante*, toutes positionnées par GPS différentiel ; sur le plateau continental (fonds inférieurs à 200 m), les données de bathymétrie disponibles au SHOM (service hydrographique et océanographique de la Marine), mises à disposition dans le cadre de l'accord de coopération

P1/98, ont été exploitées. L'assemblage de ces dernières données, de sources et positionnements divers, avec les données multifaisceaux récoltées par l'Ifremer, a été réalisé au département Géosciences marines de l'Ifremer-Brest.

### Les travaux antérieurs

Le secteur concerné par les récents levés réalisés par l'Ifremer, c'est-à-dire la marge continentale et le bassin profond, est l'objet de travaux depuis de longues années. Ce sont plus particulièrement les équipes françaises, dont celle du département Géosciences marines de l'Ifremer, qui se sont investies dans différents programmes de recherche dans cette région du golfe de Gascogne.

Dans le domaine de la structure profonde, signalons les travaux réalisés par Sibuet (1987) ; Sibuet *et al.* (1994) ; Avedik (1975) ; Avedik & Howard (1979) en collaboration avec les compagnies pétrolières (sismiques réfraction et multitrace). La géologie structurale a été abordée à la faveur des travaux de Guennoc (1978) sur la structure et l'évolution de la pente continentale (secteur de la terrasse de Meriadzek à l'éperon de Goban) et de Vaillant (1988) sur les aspects stratigraphique, structural et cinématique (extrémité occidentale de la marge nord-Gascogne). La stratigraphie et la sédimentation plio-quadernaire ont été plus particulièrement étudiées par Auffret *et al.* (1979), Auffret (1983) et Pastouret *et al.* (1976, 1981).

En octobre 1992, la campagne Sédimanche 1 s'est intéressée à l'architecture des principaux appareils sédimentaires constituant le débouché de la Manche au niveau de la mer Celtique sud-orientale ainsi qu'à l'exploration des différentes unités physiographiques constituées par la plate-forme, la pente et le glacis. Elle a permis de préciser la géométrie en trois dimensions des différents corps et appareils sédimentaires, et s'est attachée à mieux comprendre les échanges entre les différentes unités physiographiques (Bourillet *et al.*, 1993).

En 1993, la campagne Norgasis (sismiques réflexion grand angle-réfraction et réflexion multitrace), s'inscrivant dans le prolongement du programme Ecors, a contribué à établir le rapport entre la croûte continentale inférieure, d'une part, et la croûte océanique, d'autre part.

En matière de cartes bathymétriques, nous disposons jusque récemment d'un ensemble de travaux relativement disparates : synthèses réalisées par Berthois sur le golfe de Gascogne (1964, 1966, 1974) élaborée à partir de données acquises par les sondeurs monofaisceaux, puis, à partir de 1977, de levés réalisés à partir du sondeur multifaisceaux Seabeam équipant le *Jean Charcot* répartis plus ou moins régulièrement le long de la marge, avec une forte concentration à l'ouest du banc de la Grande Sole (secteur de l'éperon de Goban, château du Roi Arthur, etc.). Ces levés, réalisés avec un positionnement de précision variable et une vitesse du son dans l'eau fixée à 1 500 m/s, demeureraient toutefois relativement imprécis et ne pouvaient être pris en compte dans une synthèse cartographique qui se voulait résolument moderne. En dehors de ces quelques zones privilégiées, existaient quelques transits réalisés avec le *Jean Charcot*.

Après celles de Laughton *et al.* (1975) et Lallemand & Sibuet (1986) sur l'Atlantique nord-est, deux nouvelles synthèses furent réalisées : la première sur l'ensemble du golfe de Gascogne (Sibuet *et al.*, 1994), avec prise en compte des données de *L'Atalante* (campagne ZEE Gascogne 92), la seconde sur les Approches occidentales de la Manche, après intégration des données EM12 des campagnes ZEE Gascogne 92 et Sédimanche 1 (Bourillet & Loubrieu, 1995). La première synthèse sert de support à la figure 1.

Le constat dressé à l'époque montrait à l'évidence que le domaine maritime sur notre façade atlantique demeurait connu de manière incomplète, en tout cas ne correspondait pas aux moyens de reconnaissance actuellement disponibles.

C'est sur la base de ce constat que l'Ifremer a décidé, en 1997, d'achever les levés systématiques sur la pente continentale et le bassin profond. Cet aboutissement a surtout été possible grâce à la campagne ZEE Gascogne 2, réalisée en juin, et grâce à l'apport d'une partie des données de la campagne Sédifan réalisée immédiatement à la suite. Précisons ici, pour des raisons bien compréhensibles de temps-bateau (et de coût associé), qu'il ne rentrait pas dans les objectifs de l'Ifremer, et ce depuis la mise en place du programme ZEE, de réaliser la couverture systématique du plateau continental.



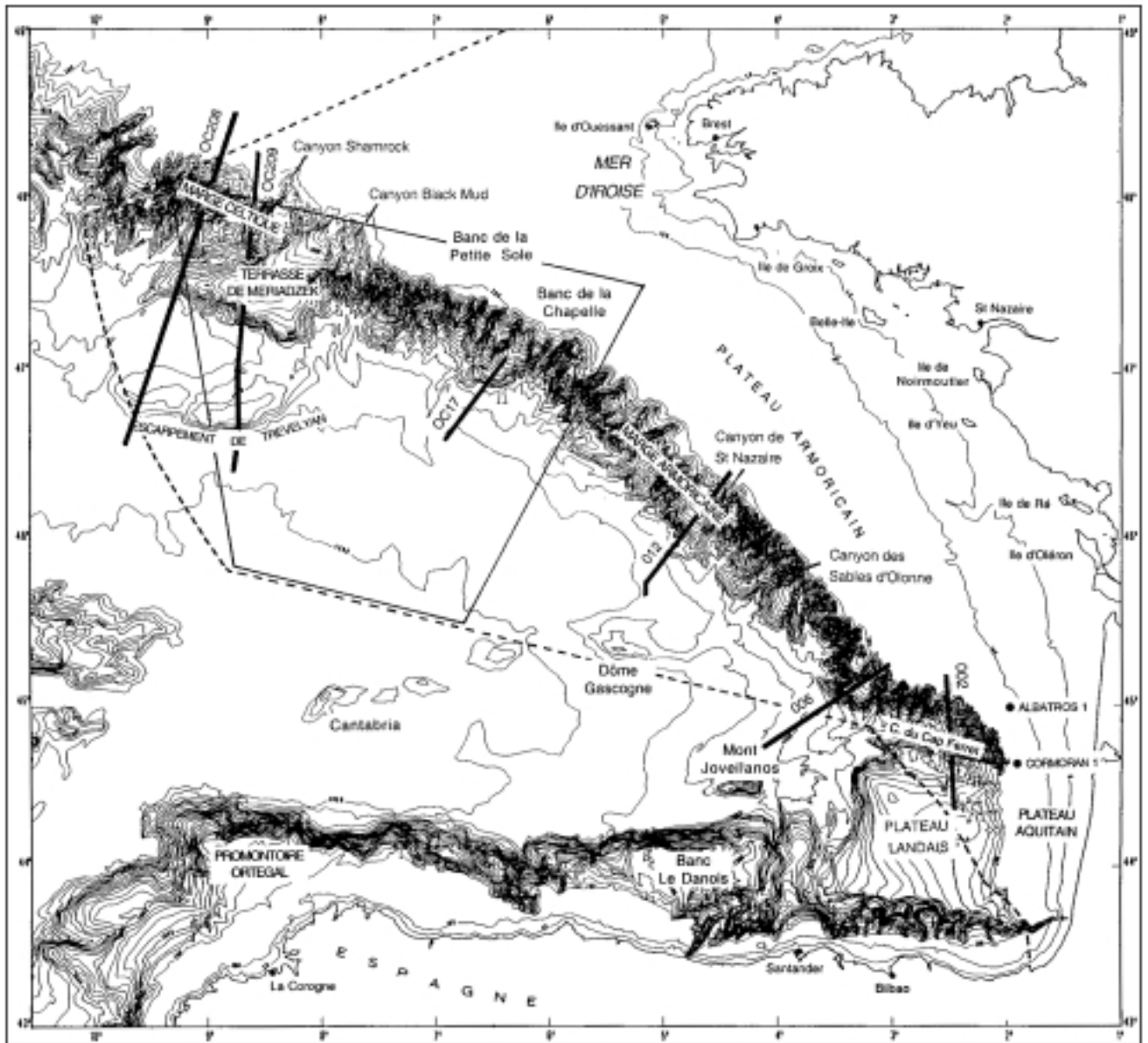


Figure 1  
Bathymétrie générale du golfe  
de Gascogne (d'après Sibuet et al.,  
1994).

En trait pointillé : limite de la ZEE  
(d'après la carte Shom 7330Z).  
En trait gras : position des coupes  
sismiques. En trait fin : position  
de la vue 3D de la figure 17.



## Chapitre II

# Méthodes et outils



## Méthodes et outils

Les premiers sondeurs acoustiques sont apparus vers les années 1920-1930 ; le principe de fonctionnement repose sur le temps aller-retour mis par une onde sonore pour parcourir la distance depuis la surface jusqu'au fond de la mer en un point. La cartographie des fonds sous-marins n'a pris son essor qu'à partir de l'avènement des sondeurs multifaisceaux de type Seabeam. Le premier navire de recherche civil à recevoir cet équipement en 1977 a été le *Jean Charcot*. Cet équipement, qui fonctionnait à la fréquence de 12 kHz, comportait 16 faisceaux fournissant une couverture équivalant à 60 % de la hauteur d'eau.

En 1989, l'Ifremer prenait la décision d'équiper son nouveau navire amiral, le N/O *L'Atalante*, d'un nouveau sondeur multifaisceaux ; le choix s'est alors porté sur une nouvelle génération d'équipements, à savoir un système mixte à large couverture, capable de fournir à la fois l'information sur la bathymétrie et également une image de la réflectivité des fonds, c'est-à-dire rendre compte de l'énergie réfléchi par le fond, énergie dont le niveau varie en fonction, entre autres, de la nature de celui-ci.

Le sondeur EM12 dual, développé par la société norvégienne Simrad, comporte 162 faisceaux (fig. 2) couvrant un couloir environ dix fois plus large que celui du Seabeam.

Figure 2  
Principe de fonctionnement  
du sondeur multifaisceaux  
de *L'Atalante*.



Mis en œuvre opérationnelle à partir de mars 1991, il offre de multiples avantages, dont une grande couverture (environ 18 km au-delà de 2 500 m et jusqu'à 11 000 m de profondeur), une très bonne précision (1 à 2 m à 500 m de profondeur, 10 m à 5 000 m), la capacité de fournir un nombre important de sondes à chaque tir, une fiabilité de fonctionnement et une facilité de mise en œuvre.

Le système d'émission-réception, installé sur la partie inférieure de la coque à l'avant du navire et des deux côtés bâbord et tribord, est complété par un important équipement informatique embarqué, lequel comporte différents ensembles de visualisation et de contrôle des données en temps réel. Le principe de la mesure est simple mais son application est relativement complexe. En effet, divers facteurs interviennent et doivent être maîtrisés. Il s'agit, par exemple, des conditions nautiques (houle, vent) qui ont une incidence sur la répartition et les caractéristiques des masses d'eau (et donc sur la vitesse de propagation des ondes), du comportement du navire et de la réponse des capteurs d'attitude (en présence de houle en particulier), du suivi en temps réel de la qualité et du positionnement des données et, enfin, du contrôle du bon archivage des données. Pour appréhender au mieux la vitesse de propagation des ondes dans l'eau, dont ses variations en fonction de la profondeur, des sondes destinées à mesurer la température de l'eau de mer sont envoyées périodiquement depuis le navire; cette information permet d'estimer la célérité du son dans la colonne d'eau depuis la surface jusqu'au fond. Cette technique, applicable jusqu'à la limite basse de portée des sondes (soit environ 1 800 m), est complétée au-delà par l'utilisation de données de température extraites de la base *Lévitus*; des procédures de contrôle automatique permettent d'éliminer les mesures douteuses.

Les données bathymétriques et de réflectivité sont enregistrées sous forme numérique. Un ensemble de logiciels de jeu, développé par l'Ifremer, permet la réalisation de cartes bathymétriques et de mosaïques d'imagerie acoustique à bord, les cartes définitives étant réalisées à terre après un traitement approfondi.

Le logiciel TRISMUS (TRaitement Interactif des données de Sondeurs MULTifaisceaux) permet d'obtenir une représentation graphique des résultats, sous forme d'un contourage bathymétrique par exemple, en temps différé et après un nettoyage des données. Celui-ci comprend la détection des anomalies et le filtrage des données brutes, la visualisation et la modification interactive des sondes ainsi que le recalcul des sondes en fonction du profil de célérité retenu.

Les données de réflectivité sont traitées grâce au logiciel IMAGEM (IMAGerie des sondeurs MULTifaisceaux), en vue d'obtenir une image acoustique des fonds. Au cours du traitement, le logiciel prend en compte les sondes (profondeur et position) préalablement traitées par TRISMUS ainsi que les données de réflectivité issues du calculateur du sondeur.

## Chapitre III

# La lecture des cartes





## La lecture des cartes

### La carte bathymétrique

---

Plusieurs possibilités existent pour la représentation des données bathymétriques ; les plus couramment utilisées sont la vue en perspective 3D et la carte bathymétrique contourée. Les cartes morphobathymétriques présentées ici sont de ce dernier type. Chaque ligne de contour relie un ensemble de points situés à égale profondeur : plus la pente est forte, plus les lignes de contour sont rapprochées. Du choix de l'intervalle entre deux lignes de contour dépend la qualité de la représentation de la morphobathymétrie pour des domaines de morphologie et de pente différentes. Ainsi, pour ce qui concerne la pente continentale et le bassin profond (domaine dans la gamme des bleus), un intervalle de 50 m a été retenu alors que, pour le plateau continental (domaine dans la gamme des verts), l'intervalle de 10 m a été choisi, l'isobathe des 200 m séparant les deux domaines correspondant à la limite approximative du plateau continental.

L'échelle des cartes bathymétriques présentées ici, fixée au 1/250 000, permet de rendre compte de détails de l'ordre de la centaine de mètres. Le MNT (modèle numérique de terrain) utilisé pour leur réalisation a une maille de 125 mètres.

### La carte de réflectivité

---

Les cartes de réflectivité traduisent la manière dont les fonds renvoient l'énergie transmise par le signal du sondeur. Les divers niveaux d'énergie apparaissent ici selon une gamme de gris plus ou moins soutenus. La convention adoptée par les équipes de l'Ifremer est de représenter en clair les zones de faible réflectivité et en noir les zones de forte réflectivité. La réflectivité des fonds est fonction de la nature de ceux-ci : ainsi, un fond constitué de roches indurées se traduira par un signal de forte énergie (noir ou gris foncé) et un fond constitué de sédiments meubles par un signal de moyenne à faible énergie (gris moyen à gris clair). Par ailleurs, il existe,

entre autres, un effet lié à la pente, l'intensité du signal retour étant d'autant plus faible que l'incidence est rasante. Du fait de la contribution non négligeable du volume de sédiments dans la rétrodiffusion, les relations entre la réflectivité des sédiments et la nature de ceux-ci demeurent complexes. Dans le cas de sédiments meubles, l'épaisseur intégrée dans un signal de 13 kHz peut être déterminée suivant leur nature et en fonction de l'angle d'incidence ; cette épaisseur peut varier de 0 à 2 m pour les sédiments sableux, à 13 m pour les sédiments argileux (Unterseh, 1999).



## Chapitre IV

# Contexte géologique général du golfe de Gascogne



## Contexte géologique général du golfe de Gascogne

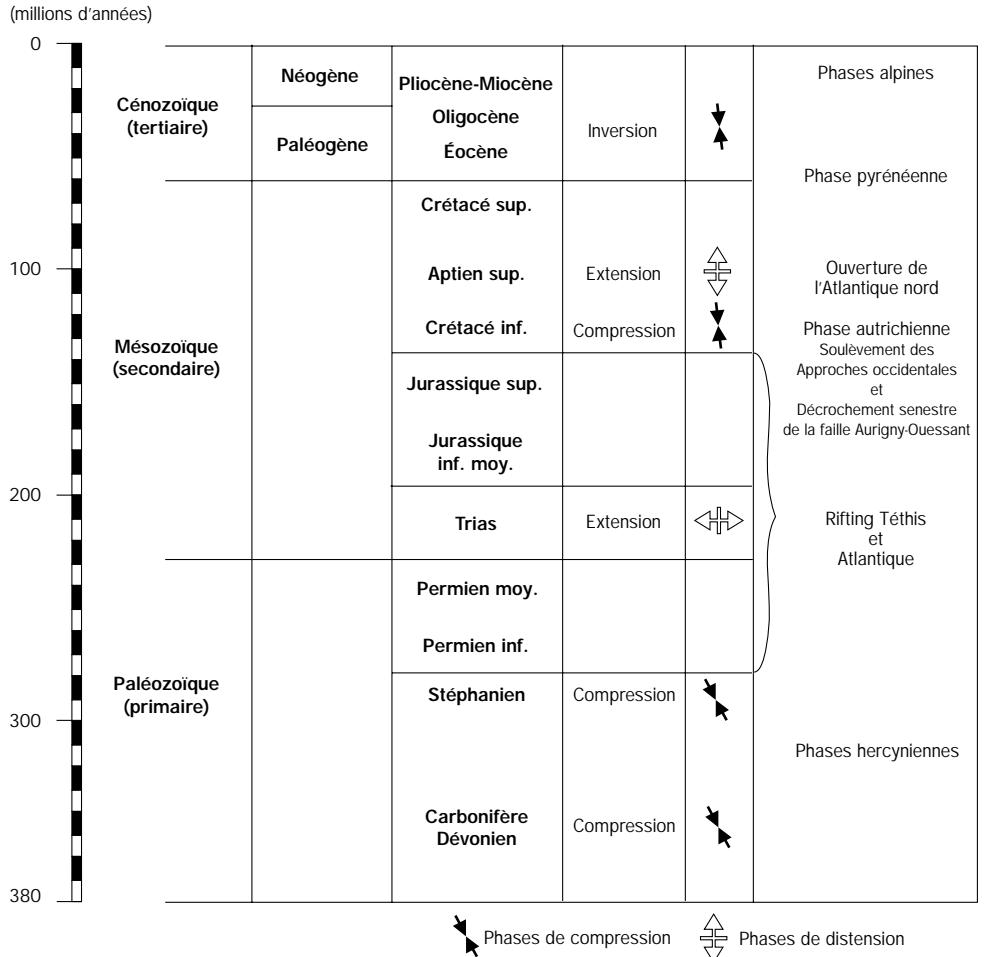
Les dimensions du golfe de Gascogne et la position relative des régions limitrophes n'ont pas été identiques au cours des différentes périodes géologiques. Bien que la connaissance des grands stades de l'évolution cinématique de l'Atlantique Nord soit nécessaire à une bonne compréhension de l'évolution du golfe et de ses abords, plus localement il nous faut considérer la cinématique de la plaque ibérique pour mieux comprendre les structures actuelles.

Dès 1958, Carey avait proposé d'expliquer l'ouverture du golfe ainsi que l'orogène pyrénéen par une rotation de l'Ibérie. En 1971, Le Pichon *et al.* proposent l'hypothèse du coulissage vers l'est de la plaque ibérique, avec ouverture du golfe de Gascogne mais sans compression du domaine pyrénéen, la faille nord-pyrénéenne et sa prolongation

vers l'ouest étant alors considérées comme la faille transformante de ce mouvement. On résolvait ainsi le problème de la forme en éventail du golfe, ouvert entre le Trias et le Crétacé (William & Mc Kenzie, 1971 ; Sibuet & Le Pichon, 1971).

L'avancement des travaux sur la cinématique permettait, au début des années quatre-vingt, de distinguer deux hypothèses prenant en compte le rifting dans le golfe de Gascogne. Ce phénomène d'amincissement crustal, d'abord continental, et qui accompagne le mouvement divergent des plaques, est suivi par l'accrétion océanique. C'est lors de cette seconde phase, et grâce au guide fourni par les anomalies magnétiques océaniques, que l'on a pu préciser la cinématique. Les mécanismes envisagés pour l'amincissement de la croûte

Principales phases de déformation et discordances en mer Celtique et en Manche (d'après Lericolais, 1997, corrigé d'après Evans, 1990).



continentale, avec à l'origine un étirement horizontal, sont l'étirement pur, une faille de détachement ou des phénomènes thermomécaniques.

Ces deux hypothèses peuvent se résumer ainsi (le lecteur non-spécialiste pourra se reporter au tableau sur lequel figurent entre autres les principales phases de déformation) :

- le mouvement initial est similaire au mouvement après l'anomalie MO (Aptien terminal - Albien supérieur), c'est-à-dire un mouvement vers le sud-est de la péninsule ibérique (Olivet *et al.*, 1984 ; fig. 3) ;

- le mouvement initial se décompose en deux phases (Malod & Mauffret, 1990). Dans un premier temps, l'Ibérie se déplace vers le sud-ouest avec, comme indication du mouvement, l'existence des accidents transversaux par rapport aux marges actuelles. Dans un second temps, le mouvement de l'Ibérie se modifie vers le sud-est.

En prenant en compte la largeur des domaines de marge avant distension, la chronologie des phases de distension ainsi que toute la cinématique des régions avoisinantes, ces derniers auteurs proposent deux phases principales : Jurassique supérieur et Crétacé inférieur. La phase la plus

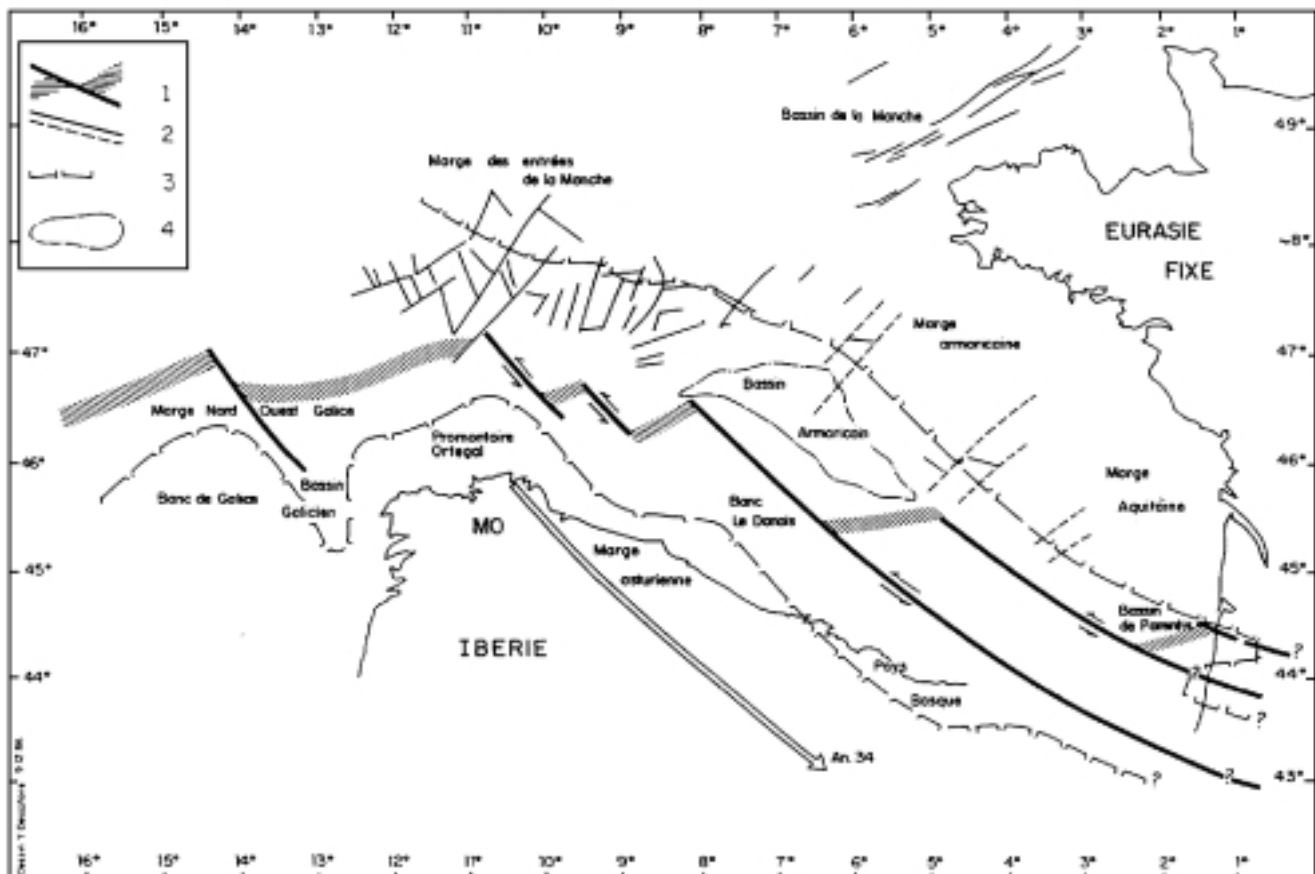
apparente est celle du Crétacé inférieur, caractérisée par le dépôt dans les grabens du rift d'une série Valanginien à Aptien surmontée par une série post-rift contemporaine de la mise en place de la croûte océanique dans le golfe.

La marge continentale passive du golfe de Gascogne ainsi formée par distension présente, d'une manière générale, des structures en blocs basculés caractéristiques de la déformation cassante de la partie supérieure de la croûte continentale. Si on se réfère aux travaux antérieurs visant à la compréhension de la tectonique de la marge nord-Gascogne, on se rend compte qu'un certain nombre de concepts ont été définitivement acceptés par l'ensemble des auteurs. Ces concepts reposent en grande partie sur l'interprétation de profils de sismique réflexion levés le long de la marge nord-Gascogne par, entre autres l'IFP, le CEPM et le CNEXO ; ils ont été établis par de Charpal *et al.* (1978), Guennoc (1978), Montadert *et al.* (1979), Le Pichon & Sibuet (1981) et Le Pichon *et al.* (1983). La marge nord-Gascogne comprend deux parties : la marge celtique et la marge armoricaine.

Figure 3  
Reconstitution du golfe de Gascogne à l'Aptien terminal-Albien supérieur (d'après Olivet *et al.*, 1984) :

- 1 : failles majeures en trait gras décalant la limite continent-océan hachurée ;
- 2 : failles observées ou supposées de la marge armoricaine ;
- 3 : bordure de la plate-forme continentale ;
- 4 : limites du Bassin armoricain.

Le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe entre les anomalies MO et M34 est représenté par une flèche.



La marge celtique (ou marge des Entrées de la Manche) a été plus particulièrement étudiée lors des phases de préparation et d'exploitation du leg DSDP 48 réalisé en 1976. D'une direction générale  $115^\circ$  N, elle est caractérisée par la présence d'une série de blocs basculés limités par des failles normales de direction comparable entre les longitudes  $9$  et  $10^\circ$  W ; entre les longitudes  $8$  et  $9^\circ$  W, les failles de direction  $85^\circ$  N limitent la bordure des escarpements de Meriadzek et de Trevelyan. Ces failles ont été réactivées lors de la compression pyrénéenne avec des rejeux verticaux atteignant jusqu'à  $1\,500$  m dans le canyon de Shamrock (Pastouret *et al.*, 1981). La pente est marquée par de nombreux canyons dont les directions ont été analysées dans le détail par Lallemand & Sibuet (1986).

La marge armoricaine, qui contraste avec la marge celtique et la marge de l'éperon de Goban (située au nord-ouest de la marge celtique), présente une pente continentale abrupte ; elle s'étend au sud jusqu'à la dépression du Cap-Ferret. Plus étroite que la marge celtique et pratiquement linéaire sur près de  $300$  km, elle suit une direction  $135^\circ$  N ; elle est interprétée comme une marge en cisaillement, en raison de son

parallélisme avec le domaine océanique adjacent (Le Pichon *et al.*, 1971). On n'y retrouve pas, de manière visible, la structure en blocs basculés ; ces derniers ont toutefois été observés dans la partie basse de la marge, enfouis sous les sédiments déposés après l'ouverture (Le Pichon & Barbier, 1987). Les canyons, dont la distribution n'obéit pas à des règles simples, se répartissent en deux familles : l'une correspond à la plus grande pente, et est donc d'origine gravitaire probable, l'autre,  $60^\circ$  N, est interprétée comme pouvant traduire une composante de cisaillement.





## Chapitre V

# Aspects stratigraphiques et structuraux



## Aspects stratigraphiques et structuraux

### Le plateau continental

#### Le plateau continental des Entrées de la Manche

Une des principales caractéristiques des Entrées (ou Approches) de la Manche est la présence d'un bassin, héritage structural lié aux diverses orogénèses varisques et alpines. L'axe principal de la structuration est 70° N (suture calédono-varisque) ; c'est également la direction des failles découpant le bloc nord-armoricain, dont la principale est la faille Aurigny-Ouessant.

La tectonique distensive liée à l'ouverture de l'Atlantique, laquelle débute au Jurassique inférieur avec généralisation au Crétacé, provoque dans le nord du bassin l'érosion des formations jurassiques ainsi que le rejeu senestre de la faille Aurigny-Ouessant avec basculement de blocs au Néocomien-Aptien (Evans, 1990). Au début du Tertiaire, une tectonique verticale avec basculement de panneaux amène à la formation de petits bassins. Par la suite, une subsidence importante de la marge jusqu'au Paléogène favorise le dépôt de 500 m de craie.

Durant l'orogénèse alpine, les phénomènes de compression amènent à la création d'une surface d'érosion dans la craie paléocène, la surrection de la Bretagne durant la phase pyrénéenne ainsi que l'apparition d'une surface d'érosion au toit du Miocène moyen. Durant la phase alpine, la compression en Manche, croissante vers l'ouest, provoque l'émersion du bassin des Approches occidentales.

Le Quaternaire supérieur est constitué par une succession de périodes froides et de réchauffements qui conditionnent la sédimentation. Les épandages d'origine glaciaire (blocs erratiques, sédiments glacio-marins composés d'une boue argilo-silteuse avec des passées sableuses) constituent un stock sédimentaire significatif des changements dans le régime de sédimentation.

Une des particularités du sud-est de la mer Celtique est la présence d'un très vaste champ de grands bancs sableux, probablement formés lors d'un des derniers bas niveaux quaternaires et qui s'ordonnent suivant un dispositif en relais très régulier,

dessinant un faisceau légèrement courbe, les extrémités tendant à s'orienter perpendiculairement au rebord du plateau. Les bancs cartographiés à ce jour sont, du sud-est au nord-ouest et pour la zone couverte par cette étude, ceux de Bir-Hakeim, Dompair, Kaiser i Hind, Parsons, Castor, Hermine. À l'est, au sud du banc du Castor, un champ de vagues sableuses peut être observé sur le haut-fond de La Chapelle ; elles résultent de la combinaison d'agents hydrodynamiques (marées, ondes internes, houles de tempêtes) localement renforcés par des facteurs morphologiques (formes du rebord de plateau, têtes de canyons).

#### Le plateau continental armoricain

Les profils sismiques réalisés depuis de nombreuses années et par différentes équipes sur le plateau continental armoricain montrent, d'une façon très schématique, que le socle armoricain aplani est recouvert par un prisme sédimentaire, peu tectonisé, d'épaisseur nulle près de la côte et qui se développe vers le sud-ouest jusqu'à une puissance de l'ordre de 1 500 à 2 000 mètres. Vers l'est, au large du Médoc, l'épaississement du prisme sédimentaire est plus considérable puisqu'au niveau du bassin de Parentis il atteint 5 000 m, mais on est alors dans un autre contexte géologique, celui du Bassin aquitain, dont il ne sera pas question ici.

La disposition d'ensemble des étages est telle que le plateau est caractérisé par un ensemble de bandes subparallèles à la côte et à la pente.

En bordure du rivage, les affleurements sous-marins se répartissent en deux groupes :

- de la côte vendéenne et jusqu'au haut-fond de Rochebonne (où le socle affleure en boutonnière), le soubassement est constitué par des terrains jurassiques et crétacés dans le prolongement des séries terrestres ;

- au-delà, vers l'ouest, le socle armoricain, qui forme le littoral, est plus ou moins recouvert par des formations éocènes qui peuvent parfois se situer près du rivage.

Vers le large, l'Éocène constitue une bande quasi continue de l'embouchure de la Gironde à la mer d'Iroise.

L'Éocène du sud du Massif armoricain est généralement dolomitisé. À partir de Rochebrune et vers le sud, sa nature originelle est conservée; il apparaît constitué par des calcaires plus ou moins grossiers, d'âge lutécien supérieur à bartonien, avec remaniement local de niveaux plus anciens. Les données sismiques montrent que l'Éocène a tendance à s'épaissir en direction du sud-ouest.

Plus au large, l'Éocène est recouvert en transgression par le Miocène qui forme une bande s'étendant de la côte landaise à la mer d'Iroise. L'Oligocène, représenté par des calcaires à asturies, se développe en profondeur vers le sud-ouest où il a été régulièrement recoupé par les forages pétroliers réalisés sur le plateau landais.

Le Miocène, formé par des calcaires, quartzeux près de la Gironde, passe à des faluns en bordure du continent et à des dépôts pélagiques crayeux vers le large.

Plus encore vers le large, vient le Plio-Quaternaire sablo-vaseux qui s'étend jusqu'au bord du talus.

Cette disposition en biseau des terrains cénozoïques est clairement due aux érosions plio-quaternaires qui, à plusieurs reprises, lors des épisodes de bas niveaux, ont découvert le plateau continental. Il est admis qu'au Würmien la baisse du niveau de la mer a été de l'ordre de 120 m par rapport au niveau actuel. Les retours de la mer se sont accompagnés du dépôt de formations variées, plus ou moins bien conservées d'un cycle à l'autre, de sorte que les recouvrements quaternaires sont assez largement développés sur le plateau.

Ainsi donc, le plateau continental offre une morphologie caractéristique, très plate, résultant de l'action combinée du remblayage des points bas, conséquence de l'action des courants littoraux, et des arasements liés aux allées et venues de la mer, elles-mêmes dépendantes des crises glaciaires quaternaires. Cette monotonie n'est rompue que par les vagues et bancs sableux signalés précédemment.

#### La marge continentale

Sur l'ensemble de la marge continentale, deux zones sont relativement mieux connues. Il s'agit de la région de la terrasse de Meriadzek et de la région située entre les canyons de Saint-Nazaire et des Sables-d'Olonne. La première, étudiée par les divers moyens de la géologie marine, est

presque devenue le « type » d'un talus de marge passive. La seconde a, entre autres, donné lieu à des levés sismiques détaillés ainsi qu'à quelques prélèvements. Les coupes sismiques retenues pour illustrer la structure de la pente continentale proviennent des travaux réalisés par les sociétés pétrolières; ces coupes sont relativement anciennes mais bien adaptées aux objectifs alors recherchés de mise en évidence des structures car elles sont perpendiculaires à la pente continentale. Par contre, les profils sismiques enregistrés durant les campagnes de cartographie systématique, réalisés parallèlement aux isobathes, se prêtent mal à l'interprétation du fait du fort gradient de pente et de la présence de profonds canyons.

#### La marge celtique

Les données stratigraphiques sur la marge celtique sont parcellaires; elles ont été recueillies par les méthodes classiques (dragages, forages, submersible). Parmi les nombreuses publications traitant du sujet, signalons les rapports DSDP relatifs aux legs 48 (Montadert *et al.*, 1979) et 80 (de Gracianski *et al.*, 1985), les thèses de Guennoc (1978), Deregnaucourt (1981), Gillot (1983), Vaillant (1988), ainsi que les publications issues des travaux du groupe Cymor 2. Les coupes sismiques interprétatives présentées sur la figure 4 et réalisées perpendiculairement à la marge sont extraites de la thèse de P. Vaillant.

- **Le Plio-Quaternaire** est généralement drapant et pélagique.
- **Le Miocène** est présent sur des replats à mi-pente sur les flancs de la terrasse de Meriadzek et à son pied. Plusieurs origines ont été envisagées pour ces formations isolées: placages résiduels non recouverts par les drapages ultérieurs, ou redécouverts à la suite du glissement de la couverture récente, panneaux glissés en provenance du plateau, Miocène du plateau abaissé par faille comme le suggère une observation faite au cours d'une plongée.

#### • Le Cénozoïque

Après le Crétacé supérieur, les conditions de sédimentation sont marquées par un important changement. En effet la plupart des faciès retrouvés dans les forages, comme les craies à nanofossiles ou les craies marneuses, correspondent à un environnement bathyal,

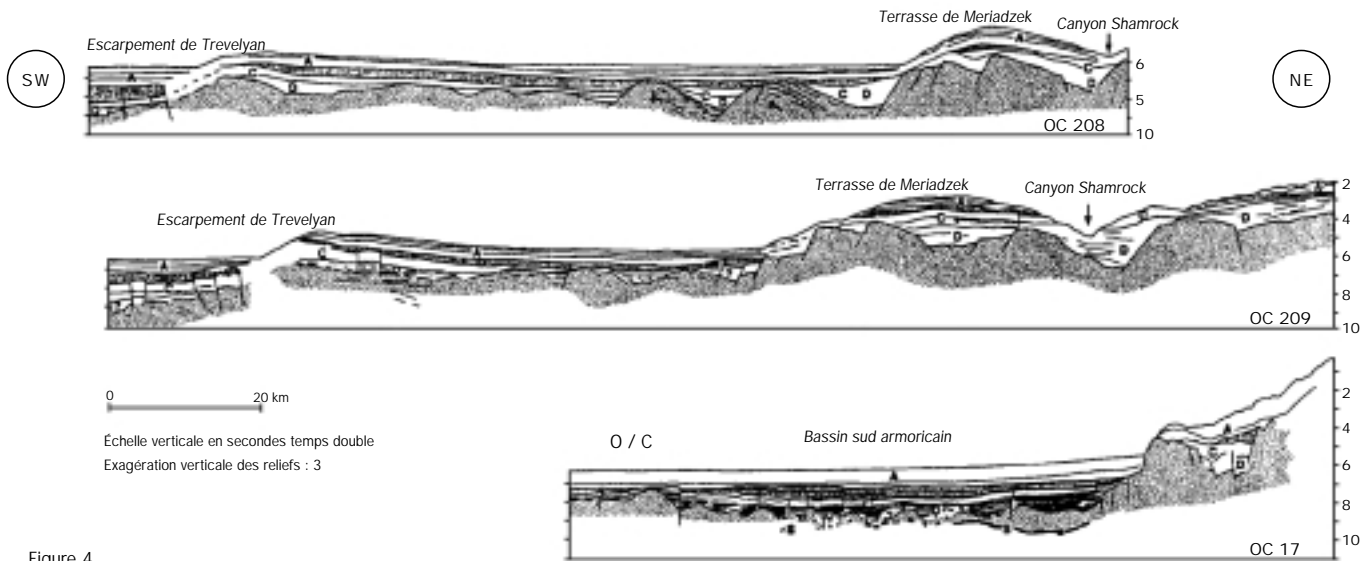


Figure 4  
Coupes sismiques interprétatives sur la marge celtique (d'après Vaillant, 1988).  
Séquence A : Oligo-Miocène à Pliocène supérieur puis à Quaternaire ;  
séquence B : Éocènes inférieur et moyen ; séquence C : Albien et Crétacé supérieur ; séquence D : Néocomien-Aptien (syn-rift).

ce qui semble indiquer qu'à partir du Paléocène le mécanisme principal qui marque l'évolution de la marge est l'affaissement de celle-ci (environ 20 m par million d'année). Toutefois, un certain nombre de hiatus mis en évidence dans les forages font entrevoir une histoire localement complexe, avec des modifications dans les caractéristiques hydrodynamiques des milieux de dépôt. Ces périodes de hiatus sont situées entre l'Éocène moyen et l'Éocène supérieur, à l'Oligocène et sans doute au Miocène inférieur et, enfin, au Pliocène.

#### • Le Mésozoïque

Le Crétacé supérieur (Cénomanien à Maestrichien)

Cette période est représentée par des séries condensées, voire absentes. D'une manière générale, cette période apparaît comme perturbée du point de vue de la sédimentation, ce qui pourrait s'expliquer par un rapide approfondissement des fonds marins et donc un relatif éloignement des côtes. L'absence de dépôts pourrait être liée à un blocage des apports sur le plateau continental (Auffret & Pastouret, 1979) ; il est à noter cependant que certains échantillons présentant le faciès urgonien montraient des indices d'émersion.

Le Crétacé inférieur

- L'Albien, sur Meriadzek, apparaît sous deux faciès : un calcaire blanc caractéristique de dépôts en milieu peu profond (périrécifal ou plate-forme interne) et des marnes vertes ou grises, déposées en environnement moyennement profond à profond.

- Le Barrémo-Aptien n'a été identifié que sur peu d'échantillons : calcaire marneux et marnes brunes (environnement relativement profond) du Barrémien au fond du canyon de Shamrock, intercalations de grès et de pélites, surmontées par des calcaires, puis des marnes glauconieuses à leur base dans le forage 549 du leg 80 (de Gracianski *et al.*, 1985 ; Gillot, 1983).

- L'Aptien prélevé au niveau de la marge des Entrées de la Manche (forage 400, Montadert *et al.*, 1978) présente le faciès caractéristique des schistes noirs (« black shales ») riches en matière organique, typique d'un environnement profond. Sur le sommet de la terrasse de Meriadzek (forage 401), l'Aptien n'est plus représenté que par une fine séquence de craies datées de l'Aptien supérieur. D'autres échantillons récoltés par dragages le long de l'escarpement de Meriadzek ont ramené des calcaires à rudistes ; des algues encroûtantes et orbitolines typiques d'un environnement récifal ont également été datés de l'Aptien inférieur (Auffret *et al.*, 1979).

- Les échantillons datés du Néocomien (c'est-à-dire avant l'ouverture du golfe de Gascogne) prélevés par dragages au fond du canyon de Shamrock consistent en des marnes et calcaires marneux à ammonites et bélemnites (travaux du groupe Cymor), alors que la série du même âge, échantillonnée sur le sommet de la terrasse de Meriadzek (forage 401), montre des calcaires à algues, échinodermes et coraux caractéristiques d'un milieu périrécifal (Auffret *et al.*, 1979).

**Le Jurassique**

L'échantillon le plus ancien a été recueilli par submersible le long de l'escarpement de Goban et daté de l'Hettangien. L'ensemble des autres échantillons se rapporte au Jurassique supérieur et a été prélevé à hauteur de la terrasse de Meriadzek et du canyon de Shamrock. La sédimentation à cette époque est essentiellement calcaire, avec un environnement profond à périrécifal. Sur le flanc sud de la terrasse, des dragages ont livré des calcaires à organismes pélagiques (calpionnelles) d'âge Portlandien (Pastouret & Auffret, 1976).

Cette relative complexité dans les dépôts traduit une morphologie variée, composée de zones de hauts-fonds et de bassins. Le caractère de zone haute se retrouve d'ailleurs au sud de l'éperon de Goban où du calcaire d'âge kimméridgien à portlandien, caractéristique d'un environnement lagunaire, a été trouvé sur le socle granitique (Auffret *et al.*, 1979).

**La marge armoricaine**

La marge armoricaine constitue une entité géologique correspondant à un arrière-pays de plate-forme hercynienne recouverte par une couverture sédimentaire peu importante. Elle s'étend entre la partie la plus méridionale du bassin de la Manche au nord et, le bassin de Parentis au sud ; ce dernier se prolonge, vers l'ouest, par la dépression du Cap-Ferret et la partie la plus septentrionale du plateau landais.

Le profil 12 réalisé par le CEM (comité d'études marines) met en évidence la relation entre les formations sédimentaires de la pente continentale et le glacis (fig. 5).

Sur la pente continentale s'observent les formations 1 et 2 interprétées comme correspondant respectivement au Quaternaire

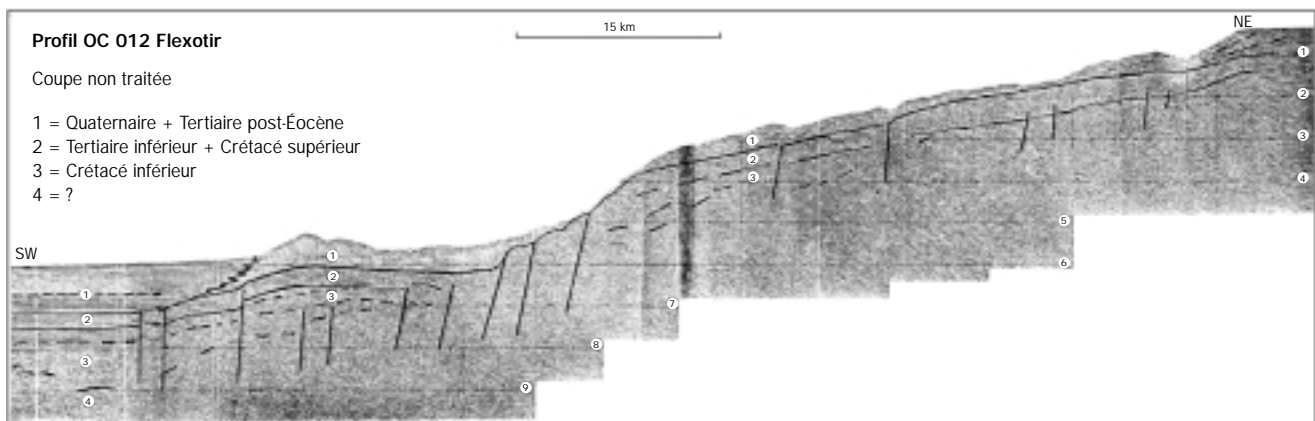
et Tertiaire supérieur post-Éocène, et au Tertiaire inférieur et Crétacé supérieur ; cette seconde formation s'épaissit vers le large. Plus bas dans la pente, les couches viennent à l'affleurement, probablement à la faveur d'un accident important.

La partie la plus basse de la pente montre un bloc effondré qui a permis de proposer une corrélation, malgré une lacune, avec les horizons observés dans la pente. Dans l'hypothèse proposée, l'accident observé en bas de pente serait d'âge tertiaire, probablement Éocène. D'autres accidents abaissent progressivement les formations 2 et 3 vers le large, lesquelles peuvent être suivies en direction du dôme Gascogne. La formation 1 passe latéralement aux formations litées du glacis continental.

La partie la plus méridionale de la marge armoricaine, localisée entre les latitudes 43°45'N et 45°05'N, appartient au même ensemble géologique que le Bassin aquitain. Du point de vue structural, cette marge comprend, du nord au sud, trois régions dont seules les deux premières sont pour tout ou partie contenues dans les limites de cette étude :

- la dépression du Cap-Ferret, avec comme limites le plateau marginal landais au sud et la pente continentale armoricaine orientée ouest nord-ouest - est sud-est et comportant de nombreux canyons au nord. La profondeur maximale atteinte au cours des levés est de 3 600 mètres ;
- le plateau marginal landais qui se développe en pente douce vers l'ouest, et limité au nord par la dépression du Cap-Ferret et au sud par le gouf de Capbreton ;
- le gouf de Capbreton qui sépare le plateau landais de la plate-forme cantabrique. Seule l'extrémité orientale du gouf est comprise dans les levés.

Figure 5  
Structure géologique de la marge continentale armoricaine au sud-ouest de Belle-Ile (d'après Montadert *et al.*, 1971).



La structure profonde de la marge continentale d'Aquitaine est essentiellement connue depuis les travaux de sismique lourde réalisés à partir de 1968 par l'IFP et CEM et les forages pétroliers effectués sur le plateau aquitain. Entre autres, la pente continentale sud-armoricaine, orientée ouest-est entre les longitudes 2°30' W et 3° W, était alors interprétée comme la continuité en mer de la flexure qui limite le bassin de Parentis vers le nord (fig. 6). Les travaux réalisés par la suite ont confirmé cette hypothèse, en mettant en évidence l'importance des mouvements verticaux dont la marge continentale du golfe de Gascogne a été le siège, et ce depuis au moins le Crétacé inférieur.

Le profil CEM 006 réalisé à l'extrémité sud-est de la marge armoricaine correspond à la limite nord du bassin de Parentis (fig. 7). Les sédiments du Tertiaire supérieur constituant le bas de marge passent aux sédiments lités et quasi horizontaux de la plaine abyssale, eux-mêmes datés du Tertiaire (post-Éocène).

Plus au nord, le profil CEM 017 montre un style tectonique différent des profils 012 et 006 (fig. 8). L'existence d'un horst limite vers le large un bassin sédimentaire dans lequel se sont déposés environ 3 000 m de sédiments, toutes formations confondues. Les formations supérieures sont datées du post-Éocène (formation 1) et du Tertiaire

Figure 6  
Coupe géologique schématique nord-sud du bassin de Parentis et du plateau continental aquitain entre deux sondages pétroliers (d'après Valéry *et al.*, 1971).

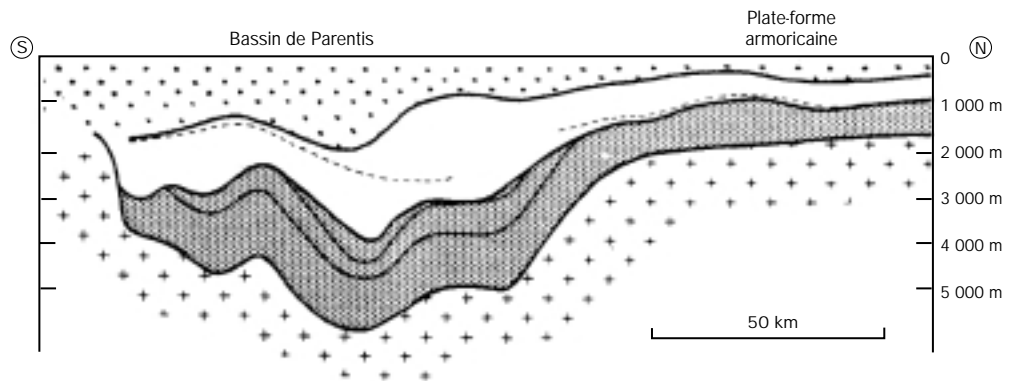
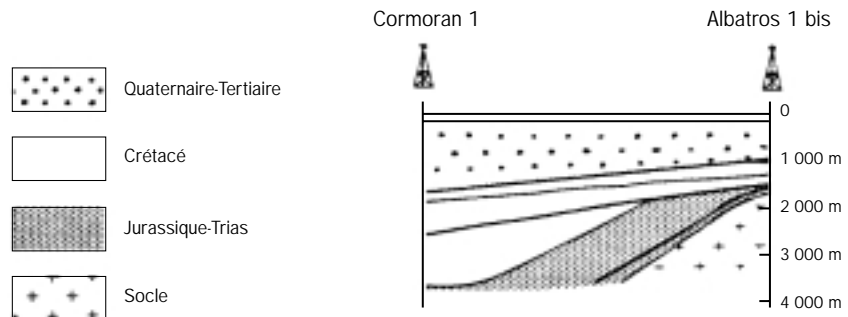
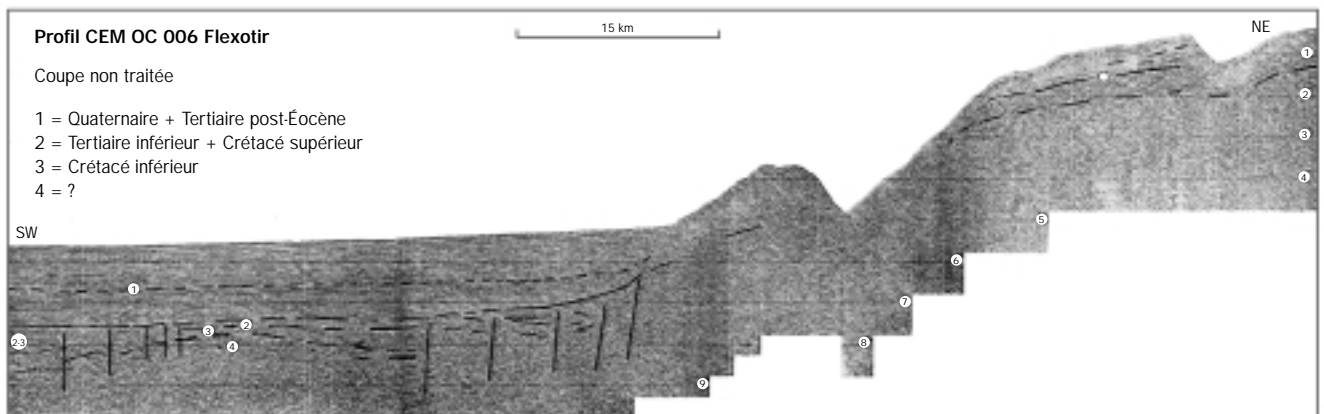
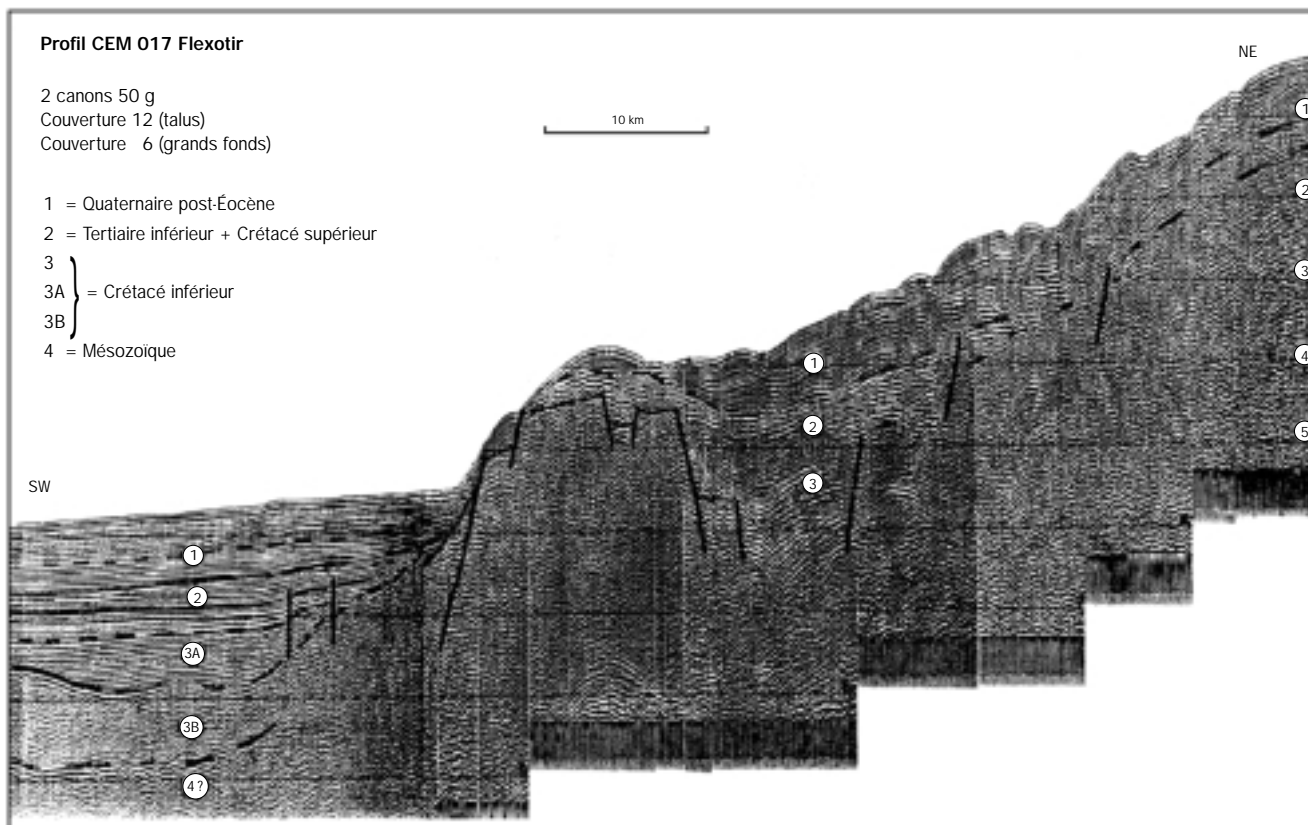


Figure 7  
Structure géologique de la partie sud-est de la marge continentale armoricaine (d'après Montadert *et al.*, 1971).





inférieur-Crétacé supérieur (formation 2). Les phénomènes de distension à l'origine de ce horst seraient en conséquence du Crétacé inférieur, hypothèse compatible avec ce qui est connu par ailleurs dans le Bassin aquitain. Dans la plaine abyssale, se développe un important bassin sédimentaire avec une épaisseur de 5 000 à 6 000 mètres.

#### La dépression du Cap-Ferret

Cette région est intéressante du point de vue de la compréhension de la structure d'une importante partie de la marge du golfe de Gascogne. En effet, la comparaison des résultats fournis par la sismique marine et de ceux de la géologie terrestre montre qu'il existe une liaison étroite entre les deux domaines.

La coupe schématique de la figure 6 rend compte de l'amincissement ou de la disparition de plusieurs ensembles stratigraphiques au nord d'un important trait tectonique, à savoir la zone faillée située au nord du bassin, laquelle a commencé à jouer au début du Crétacé. Ces accidents, qui se retrouvent vers l'ouest, se traduisent dans la direction de la pente qui correspond à la limite nord de la dépression du Cap-Ferret.

Les données de sismique pétrolière (profil 002, fig. 9) ainsi que celles de forages permettent d'affirmer que la dépression doit sa morphologie actuelle à des mouvements de distension qui ont eu lieu au Tertiaire. La création de ce graben est probablement liée à la formation du golfe de Gascogne.

#### Le plateau landais

Ce plateau est rattaché en continuité, et du point de vue structural, au domaine aquitain; la pente qui le relie au domaine continental correspond à un ensemble de sédiments d'âge tertiaire à récent (Cholet *et al.*, 1968).

La partie septentrionale du plateau landais, partiellement couverte par les levés, correspond à la zone de passage entre le plateau marginal proprement dit et le canyon du Cap-Ferret. La couverture, d'âge tertiaire, est affectée de phénomènes de distension, particulièrement visibles dans la dépression du Cap-Ferret. La relation distension-canyon laisse penser que les autres canyons qui entaillent la pente continentale, bien que leur importance soit limitée dans le secteur, sont en relation directe avec des structures semblables (Valéry *et al.*, 1971).

Figure 8  
Structure géologique de la partie nord de la marge continentale armoricaine (d'après Montadert *et al.*, 1971).



Par ailleurs, la partie septentrionale du plateau montre la présence d'horizons profonds, remontés à la faveur d'une tectonique plus ancienne.

#### Le bassin profond

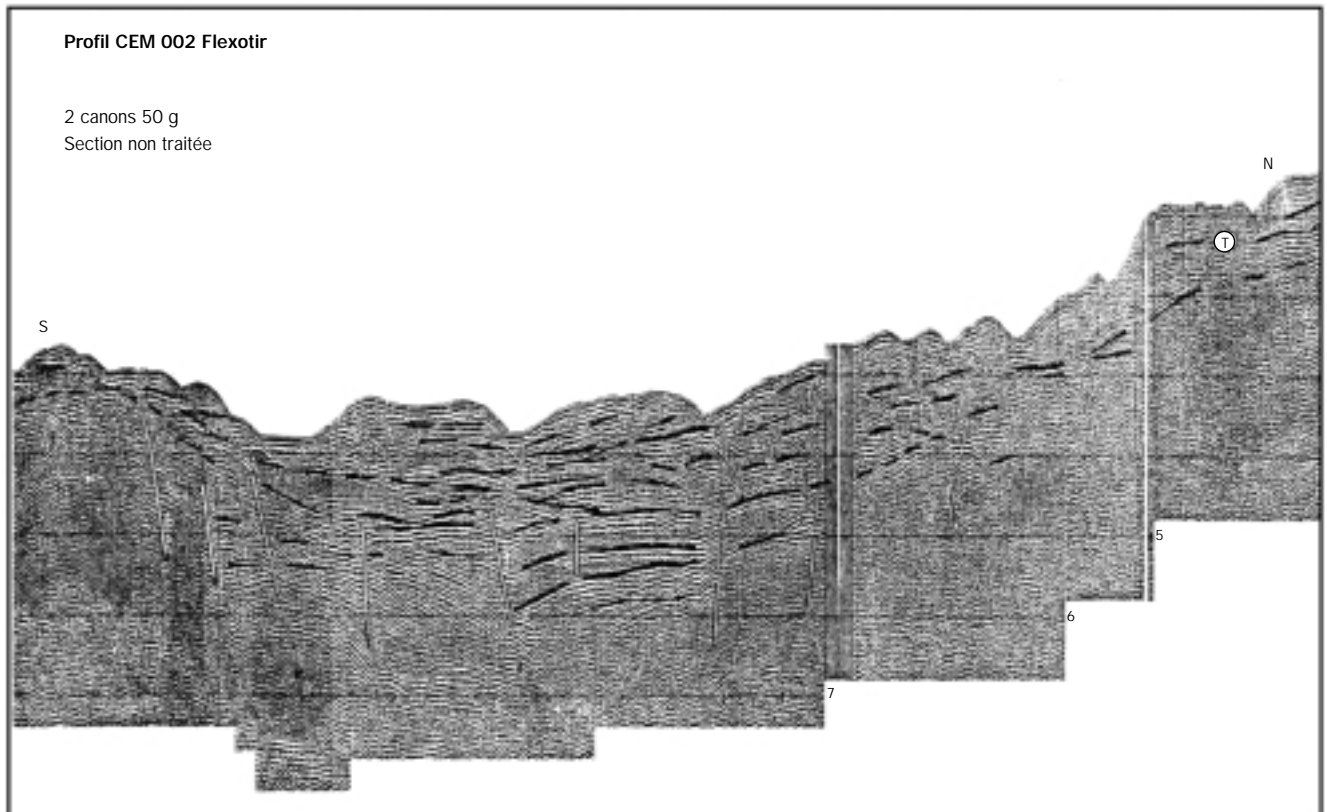
Au-delà de la pente, deux reliefs, déjà signalés précédemment, rompent la monotonie du piémont marginal : l'escarpement de Trevelyan, au sud de la terrasse de Meriadzek, et le dôme Gascogne. Les profils sismiques indiquent que ces reliefs jalonnent l'extension réelle de la marge continentale. La croûte océanique typique ne commence qu'au-delà de cette limite. En deçà, le soubassement est formé soit d'éléments normaux de la marge, simplement

enfouis sous le remplissage sédimentaire récent (c'est le cas sur la transversale Meriadzek-Trevelyan), soit d'un fond anormal intermédiaire entre l'océan et le continent, situation représentée dans le Bassin armoricain qui s'étend entre l'escarpement de Trevelyan et le dôme Gascogne.

L'escarpement et le dôme, même s'ils marquent nettement la topographie, ne sont pas assez accentués pour que des niveaux très anciens puissent affleurer (fig. 4).

En ce qui concerne la nature des sédiments superficiels, et plus particulièrement ceux de la zone localisée au sud de la marge celtique, citons les carottes effectuées durant les campagnes Géogas (1972) et Margas (1975) dans un environnement de turbidites à grains fins.

Figure 9  
Structure géologique nord-sud  
de la dépression du Cap-Ferret  
(d'après Valéry *et al.*, 1971).





## Chapitre VI

# Morphologie de la pente continentale et du glacis : apport des nouvelles données



## Morphologie de la pente continentale et du glacis : apport des nouvelles données

La pente continentale du golfe de Gascogne sépare deux régions approximativement plates et dont l'inclinaison varie de 0,5 à 3 m/km : la plate-forme continentale qui s'étage de la côte jusqu'à une profondeur de 200 m environ et le bassin profond qui commence vers 4 000 mètres. Entre les deux, la pente continentale représente une véritable marche d'escalier haute et étroite, avec des pentes moyennes de 50 à 90 mètres par kilomètre. Par cette zone privilégiée, des sédiments en provenance de l'érosion continentale ou du remaniement du plateau se déposent sur les interfluves ; d'autres transitent en direction des secteurs profonds *via* un réseau de canyons. Associés à l'héritage géologique, ces sédiments contribuent au façonnage des différents traits morphologiques du paysage sous-marin. La vision d'ensemble de ces canyons, éperons... montre une organisation en véritables bassins versants. Mais auparavant, et afin de faciliter le repérage des nombreux reliefs révélés, il y a lieu de préciser la toponymie générale.

### Toponymie

Le niveau de détail obtenu par les nouveaux levés ne permet pas de se satisfaire de la toponymie préexistante, d'autant que celle-ci est variable selon les auteurs. De manière à faire le point sur les connaissances en la matière et proposer une toponymie complétée, un recensement des noms existants dans la littérature scientifique et les cartes à diverses échelles éditées antérieurement a été réalisé.

#### Toponymie préexistante

L'organisation hydrographique internationale (OHI) recueille et valide les noms des reliefs sous-marins sur la base d'un ensemble de dénominations répondant à des critères bien arrêtés. D'une manière générale, les eaux peu profondes, plus fréquentées et mieux cartographiées, ont une toponymie relativement riche (détroit, banc, etc.) ; en revanche, seuls les reliefs remarquables des eaux plus profondes sont

désignés dès lors qu'ils ont été reconnus par les missions océanographiques. Ainsi, tous les bancs sableux des Entrées occidentales de la Manche portent un nom (Astrolabe, Castor, Découverte...), là où seulement quelques canyons de la marge continentale sont officiellement nommés (La Rochelle, Noirmoutier, Cap-Ferret). De nombreux auteurs (Shepard & Dill, 1966 ; Laughton *et al.*, 1975 ; Vanney, 1969, 1977 ; Pinot, 1974 ; Kenyon & Hunter, 1985 ; Bourillet & Loubrieu, 1995 ; Auffret *et al.*, 1996), à leur niveau, en ont validé d'autres au fur et à mesure des travaux de reconnaissance.

#### Nouvelles dénominations

La cartographie des formes du relief des zones profondes et celle de la pente continentale offrent un détail inédit de la morphologie. De nombreuses structures géologiques sont ainsi découvertes. L'effort d'exploration mené avec les moyens modernes que l'on connaît peut se mesurer en comparant, d'une part, la carte bathymétrique présentée figure 1 et les cartes bathymétriques au 1/250 000 présentées dans cette étude et, d'autre part, la carte des transits sédimentaires sur les plates-formes du nord-ouest de l'Europe réalisée (Evans *et al.*, 1996) dans le cadre du programme européen ENAM (fig. 10). Sur la carte ENAM, un objet géologique comme l'Éventail Profond Armoricaïn y était représenté, sans toutefois être nommé, par une surface d'environ 2 500 km<sup>2</sup>, alors que la surface explorée en juin 1997, soit environ 30 000 km<sup>2</sup>, est supérieure à la superficie de la Bretagne.

La pente septentrionale du golfe de Gascogne se divise en unités morphologiques comparables aux bassins versants terrestres. Un des objectifs recherchés par les nouvelles dénominations est d'obtenir une couverture des toponymes à peu près homogène pour chacune de ces unités. Les nouveautés procèdent en général de la même démarche que les noms existants :

- géographique : les canyons portent des noms de villes proches ou de fleuves côtiers dont ils pourraient être le prolongement ;

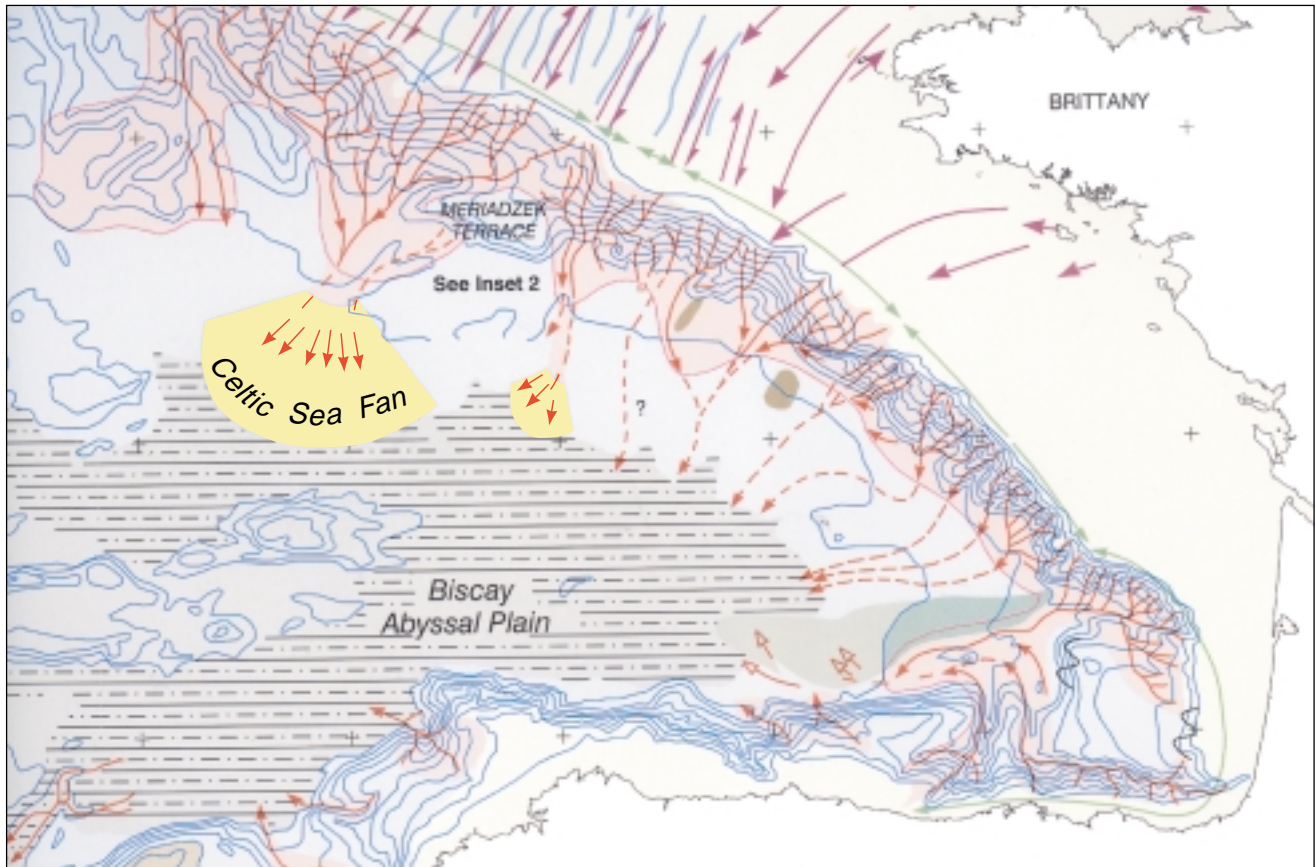


Figure 10  
Extrait de la carte ENAM  
avec l'état des connaissances  
sur les transferts sédimentaires  
(d'après Evans et al., 1996).

- génétique : les vallées, chenaux portent les noms des canyons dont ils sont la continuité. Les rides sédimentaires portent le nom du chenal associé; dans l'hémisphère nord, les sédiments transitant par un chenal, de par l'effet de la force de Coriolis, se déposent préférentiellement à l'ouest;

- coutumière : les premiers noms proviennent soit du monde celte, imaginaire (Roi Arthur) ou religieux (Meriadzek est un saint de Cornouaille), soit d'océanographes ou de marins ayant travaillé dans cette région.

L'ensemble de la toponymie, révisée et complétée, est présenté sur la figure 11; le nom des bassins versants est indiqué sur la figure 14.

#### Les différents traits morphologiques

Les deux formes principales de la pente continentale sont la pente elle-même et les canyons qui l'entaillent. À cela, il convient d'ajouter tout un ensemble de figures sédimentaires résultant de processus divers et variés (fig. 12). Parmi ces processus, cer-

tains remanient les sédiments en place, comme les glissements en masse; d'autres mobilisent des sédiments provisoirement déposés, comme les avalanches, les courants de turbidité; enfin, d'autres impliquent des sédiments d'origine plus lointaine, comme les délestages d'icebergs et les courants hyperpycnaux.

#### La pente

La pente continentale se situe du point de vue physiographique entre le rebord du plateau continental (ou accore) et le glacis.

Le rebord correspond à une brusque accélération de la pente de quelques dixièmes de degrés à plusieurs degrés. La profondeur de la rupture de pente varie en fonction de l'histoire géologique et passe de 160 m au sud à 180 m pour le haut-fond de La Chapelle, et à 220 m un peu plus au nord de ce haut-fond. Ainsi, au nord, le rebord subit les effets combinés d'un abaissement, par la subsidence de la marge et par l'érosion intense due aux courants, et d'un engraissement, moins important, par les apports sédimentaires en provenance de la Manche.



Nom	Localisation principale
- avalanche	- dunes du rebord du plateau continental
- éboulis	- tête et flanc de canyon, escarpement
- fluage	- tête et flanc de canyon, interfluve
- glissement en masse	- bas d'éperon
- glissement rotationnel	- flanc, tête de canyon
- coulée boueuse	- tête, flanc de canyon, vallée, chenal
- courant hyperpycnal	- pente continentale, glacis
- écoulement de turbidité	- pente continentale, glacis, système chenal-levée
- dépôts de courants	- plateau continental, glacis
- contourite	- pente continentale, glacis, système chenal-levée
- accumulation d'organismes pélagiques et de fines particules	- pente continentale, glacis
- débris de délestage d'iceberg	- pente continentale, glacis

Figure 12  
Processus sédimentaires pouvant prendre place sur une pente continentale (d'après Reading, 1978).



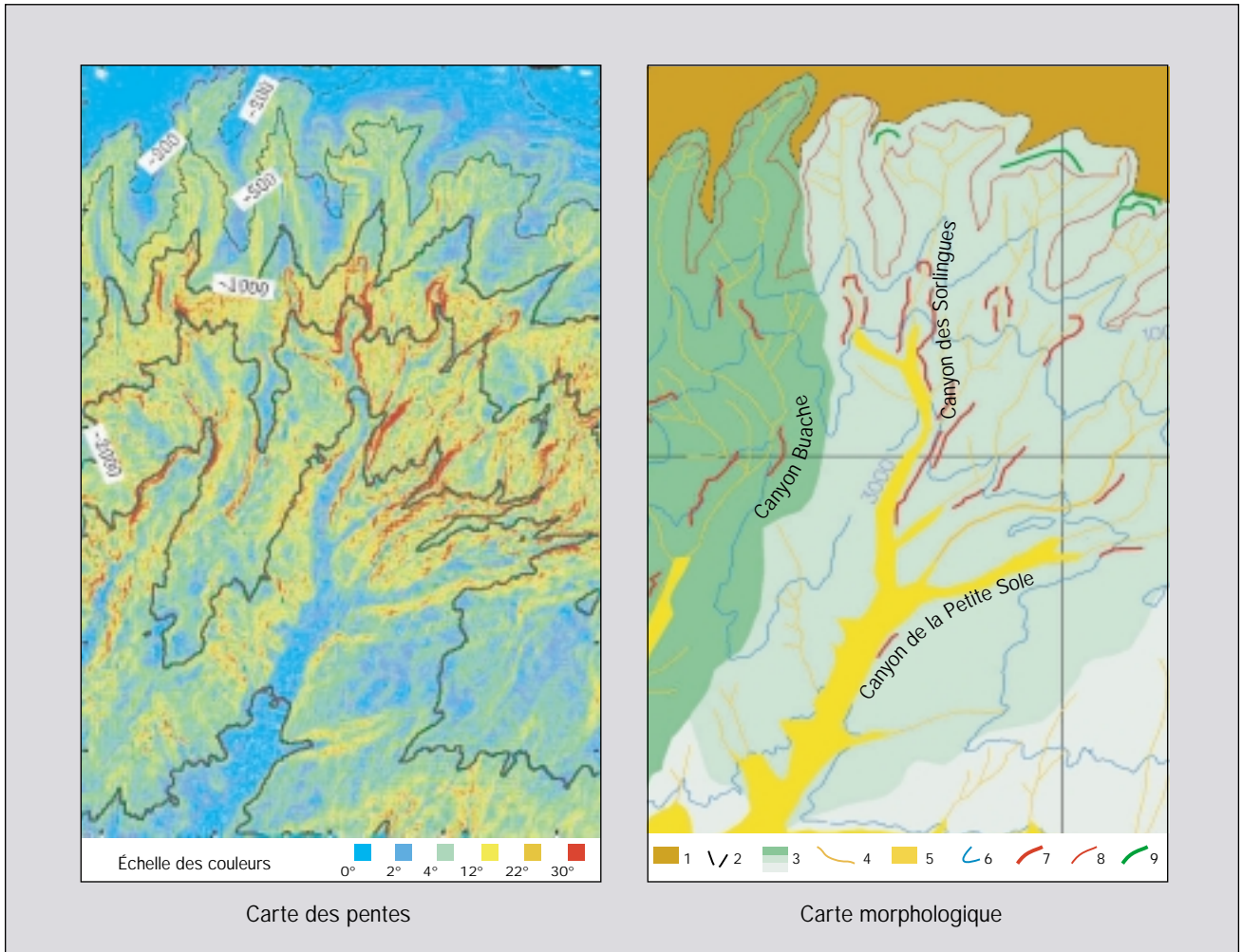


Figure 13  
Bassin versant de la Petite Sole :  
Carte des pentes et interprétation  
morphologique schématique.  
1 : plateau continental; 2 : limite du  
rebord du plateau continental (pente  
> 2 %); 3 : aire des sous-bassins  
versants; 4 : canyon; 5 : vallée  
sous-marine; 6 : courbe (isobathe)  
en mètres; 7 : escarpement avec  
pentes supérieures à 30°  
(d'après Bourillet *et al.*, 1998);  
8 : escarpement délimitant les  
canyons; 9 : niche d'arrachement  
en tête de canyon.

Son tracé est à tendance rectiligne (selon les directions de l'ouverture du golfe de Gascogne) entre le haut-fond de La Chapelle et l'éperon Bourcard, puis entre l'éperon Bourcard et l'éperon Conti. Il présente des indentations correspondant à autant de têtes de canyons. Plus au nord, entre les éperons Brénot et Berthois, la rupture de pente du bassin versant de la Petite Sole, plus profonde, se caractérise par un tracé en retrait et de profondes échancrures. Au sud, la bordure nord du bassin versant des Landes correspond à la continuation de la limite septentrionale des bassins comblés pendant le Tertiaire, comme celui de Parentis.

La limite inférieure avec le glacis n'est pas aussi nette; elle se situe par des fonds de 4 000 m et correspond schématiquement au passage d'une zone en érosion, la pente continentale, à une zone en accumulation, le glacis. Elle présente des rentrés au débouché des canyons et des vallées qui prolongent ceux-ci. Deux avancées majeures, correspondant à des hauts structuraux (l'escarpe-

ment de Trevelyan et le dôme Gascogne), accidentent localement le glacis.

La largeur de la pente continentale varie d'une centaine de kilomètres dans le bassin versant de la Petite Sole à 45 km dans le bassin versant de Rochebonne, pour des pentes moyennes respectives de 2° et 5°. En réalité, ces valeurs moyennes cachent de grandes variations comme le montre la carte des pentes (fig. 13) réalisée sur une partie du premier bassin versant (Bourillet *et al.*, 1998). De telles cartes de pentes permettent d'approcher de manière rigoureuse la distribution spatiale des affleurements plus résistants à l'érosion que d'autres et de progresser dans l'interprétation de la morphologie ainsi que dans l'établissement des relations morphologie-lithologie. De grandes dénivellations existent localement sous forme de falaises à mi-pente, comme le spectaculaire escarpement de Petrock qui s'étend de 7°45'W-47°33'N à 8°W-47°37'N, avec plus de 1 250 m, ou plus fréquemment au pied des terrasses et éperons (terrasse de Meriadzek,

éperon de Saint-Nazaire). Les interfluves et les éperons présentent un profil convexe avec le plus souvent un replat entre 2 000 m et 3 000 m, voire, plus rarement, deux replats comme c'est le cas pour l'éperon Gaillard séparant les canyons d'Yeu et des Sables-d'Olonne (fig. 14) et l'éperon Collette séparant les canyons des Sables-d'Olonne et de Rochebonne.

### Les canyons

Une des mises en évidence les plus frappantes de ces nouvelles synthèses cartographiques est celle du très grand nombre de canyons qui entaillent les 810 km de pente continentale : ils sont ainsi près de 80. Certains d'entre eux présentent une organisation comparable à celle des fleuves à terre.

#### Morphologie

La figure d'ensemble des coupes longitudinales réalisée à partir des données numériques permet de rendre compte de la grande diversité des formes et des longueurs (fig. 14) :

- les profils de forme concave comme ceux relevés pour les canyons d'Audierne et de Cap-Ferret ; ils sont considérés, à terre, comme des formes en équilibre ;
- les profils linéaires dans leur partie supérieure, puis concaves dans leur partie inférieure : c'est le cas des canyons de La Rochelle et de Saint-Nazaire ;
- les profils convexes dans leur partie supérieure, puis concaves dans leur partie inférieure, comme les canyons Shamrock (le plus long de tous avec une pente faible de 8°) et de Belle-Île (le plus court) ;
- les profils particuliers comme celui du canyon de Black Mud avec des pentes supérieures à 20° au niveau de l'escarpement de Petrock.

De manière générale, les canyons à profil concave présentent des cours plutôt rectilignes dans le sens de la plus grande pente, contrairement aux autres dont les cours trahissent l'influence de la tectonique ; ils sont alors soit obliques (canyon de Saint-Nazaire), soit contournés (canyon Shamrock).

Les canyons sont le résultat direct des jeux conjoints de la tectonique et de la sédimentation. La première aura une influence ponctuelle mais primordiale sur le tracé du canyon (bloc structural à contourner, rejet de faille à franchir) ou sur le profil d'équilibre. La seconde réglera « l'entretien » du canyon d'une manière plus continue : les

sédiments en transit dans le canyon proviennent d'un stock autochtone, mobilisé par la déstabilisation des flancs du canyon et l'érosion régressive de la tête qui fera remonter le canyon vers l'amont, et d'un stock supplémentaire extérieur, allochtone, apporté par l'hydrodynamisme marin et par les systèmes fluviaux lors des bas niveaux marins. Dans le dernier cas, il peut y avoir une connexion directe entre une tête de canyon et une vallée fluviale avec deux conséquences : l'incision franche du plateau continental sur plusieurs kilomètres au-delà de la limite du rebord du plateau, comme pour les canyons Shamrock et du Blavet, et une phase de rajeunissement du fond du canyon sous l'action abrasive quasi permanente des apports fluviaux (Farre *et al.*, 1983). Ces apports sédimentaires, s'ils peuvent être stockés momentanément dans les canyons et remobilisés ultérieurement par des glissements ou des courants de turbidité, contribueront plus tard au remplissage du bassin sédimentaire. Contrairement à la marge conjuguée de la côte est-américaine où une grande partie des apports terrigènes est piégée en haut de marge sur les interfluves ou dans les canyons, la pente continentale du golfe de Gascogne ne présente aucun canyon rempli ; les paléovallées fluviales du plateau sont entièrement comblées et certaines vallées localisées à la transition pente-glacis sont partiellement remplies. La quasi-totalité des sédiments atteint donc les zones de dépôts profonds.

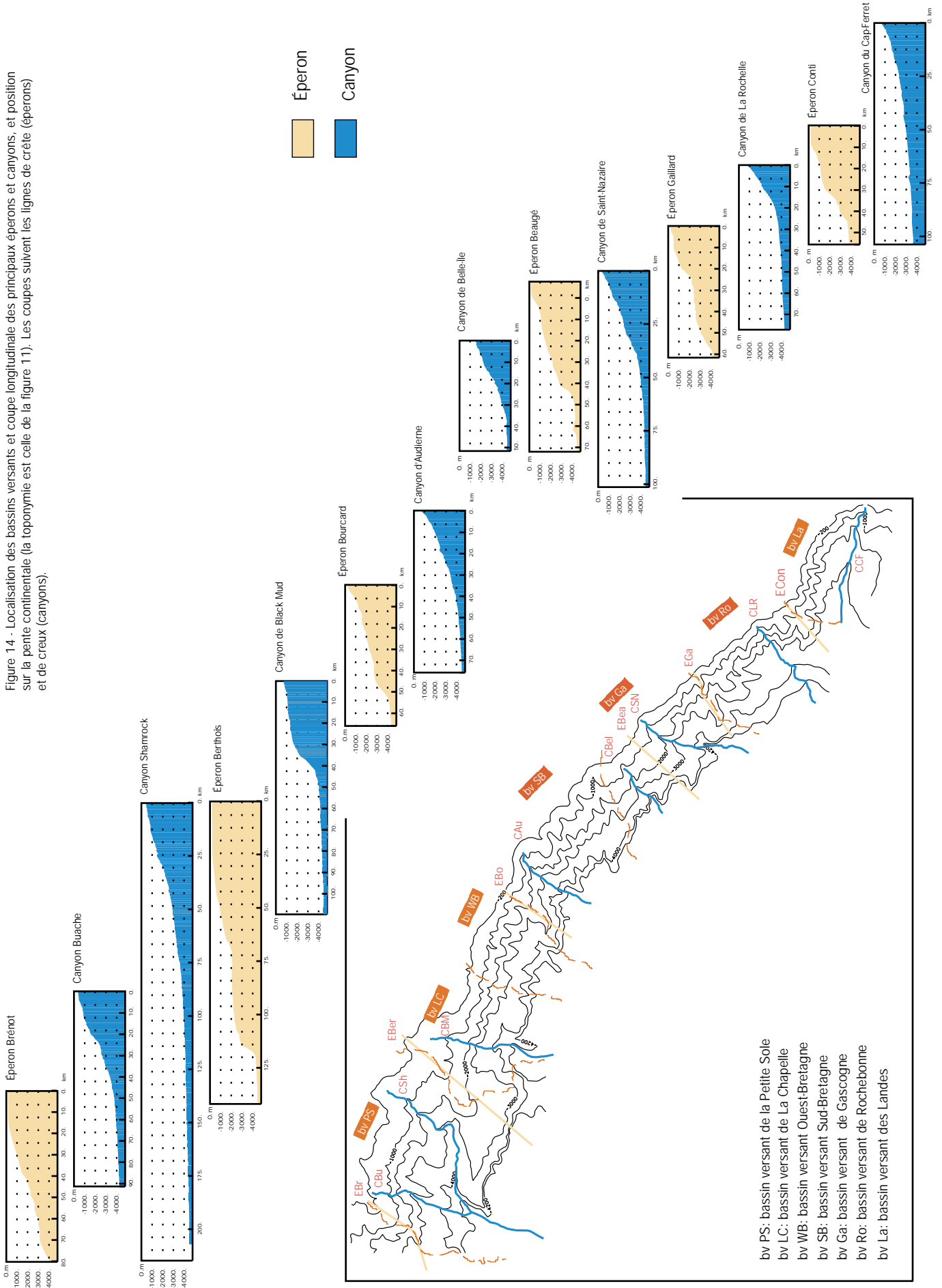
#### Organisation en réseaux

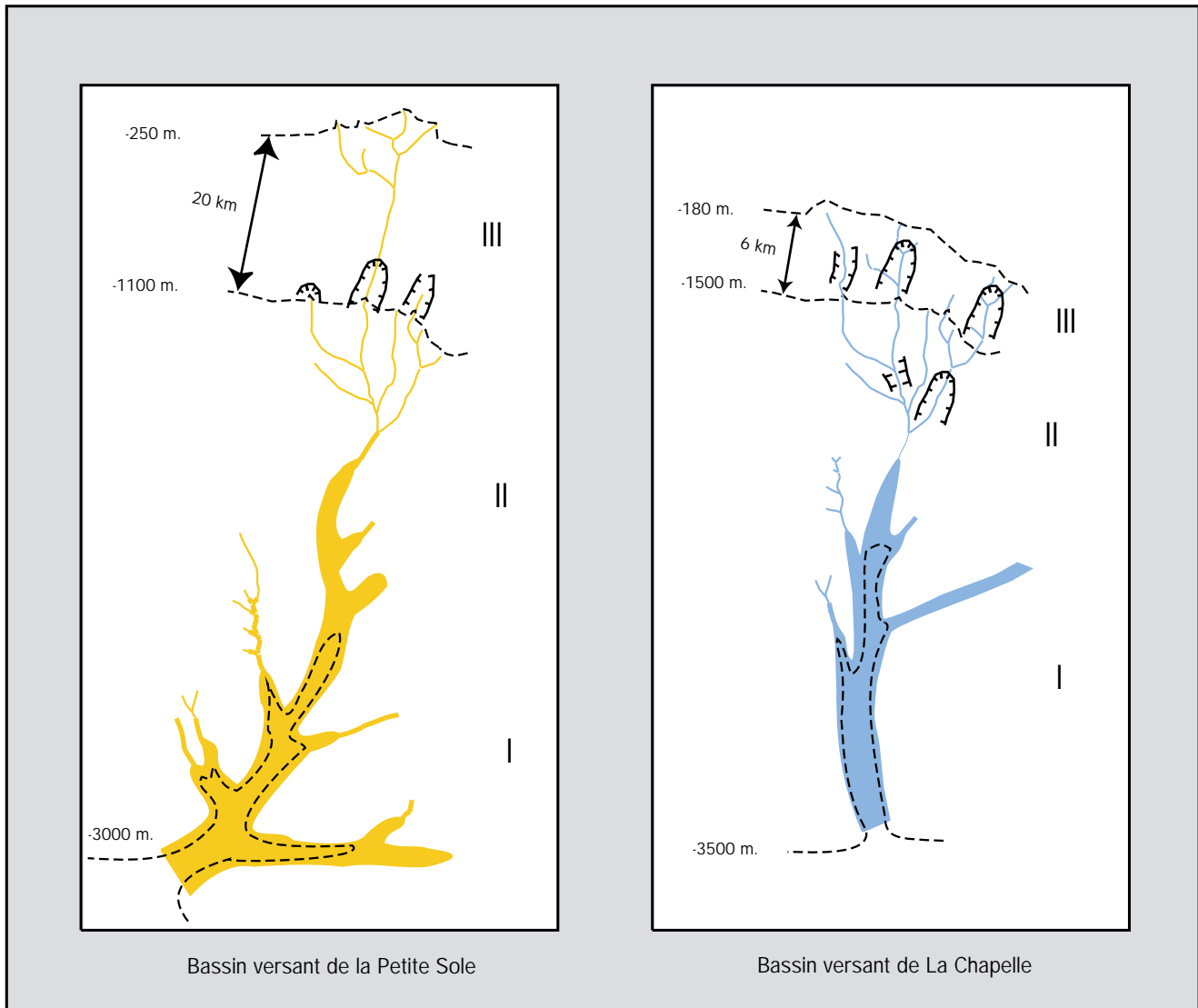
L'organisation spatiale des canyons s'apparente à celle des réseaux terrestres (Bourillet, 1997) et montre qu'elle a aussi une grande diversité :

- linéaire comme les canyons de Penmarc'h, du Guilvinec, des Sables-d'Olonne. En général dans le sens de la plus grande pente, ils suggèrent une dominance de la sédimentation sur la tectonique ;
- pennée dans le sens de la plus grande pente comme celui de Black Mud ou oblique comme ceux de Saint-Nazaire ou de L'Aiguillon ;
- dendritique comme les canyons de la Petite Sole, du Cap-Ferret. L'aire drainée par ces canyons et leurs affluents constitue un véritable bassin versant.

À cette organisation spatiale visible sur les cartes s'ajoute une organisation temporelle.

Figure 14 - Localisation des bassins versants et coupe longitudinale des principaux éperons et canyons, et position sur la pente continentale (la toponymie est celle de la figure 11). Les coupes suivent les lignes de crête (éperons) et de creux (canyons).





Trois générations de canyons peuvent alors se distinguer (fig. 15) :

- les vallées larges peu encaissées localisées le long d'accidents hérités de l'ouverture du golfe de Gascogne (type I) ;
- les canyons incisant fortement les formations calcaires (plus de 700 m de puissance) contournant les blocs (type II) et qui présentent pour certains une hiérarchie dendritique ;
- les canyons de haut de pente entaillant le prisme mio-pliocène selon la direction de plus grande pente ; ce sont les plus récents (type III).

Les types I et II se retrouvent tout le long de la marge continentale ; le type III s'étend sur 20 km au niveau du bassin versant de la Petite Sole, en comparaison avec les autres bassins où il est soit confondu avec le type II, soit condensé sur quelques kilomètres comme pour le bassin de La Chapelle.

**Les autres figures morphologiques et sédimentaires de la marge et du haut du glacis**

Les interfluves représentent les zones d'accumulation de sédiments sur la pente continentale. La terrasse de Meriadzek en est le plus bel exemple. Les sédiments peuvent être remodelés par les courants et constituer des contourites, des vagues sédimentaires comme sur l'éperon Brénou ou le plateau marginal landais. Les interfluves sont toutefois affectés sur leur bordure par les phénomènes gravitaires liés à la déstabilisation des flancs ou des pieds de pente. Les interfluves de moindre extension et plus pentus sont appelés éperons et peuvent passer à des arêtes lorsque l'érosion latérale atteint le sommet comme dans la partie septentrionale du bassin versant des Landes. Ces formes pourraient s'apparenter au paysage de roubine du sud de la France.

Figure 15  
Évolution spatiale du réseau de canyons : exemple des bassins versants de la Petite Sole et de La Chapelle (d'après Bourillet, 1997).

Les escarpements sont nombreux et correspondent aux limites de blocs structuraux constituant la marge ; les canyons les empruntent quand elles sont dans le sens de la plus grande pente, faiblement obliques par rapport à elles ; elles constituent alors les flancs abrupts des canyons. Cependant, certaines limites perpendiculaires à la direction générale de la marge marquent le relief ; c'est le cas de l'escarpement de Petrock, situé dans la pente au sud du haut-fond de La Chapelle et dont la dénivellation est visible tant sur le profil des éperons que sur ceux des canyons (voir en particulier le profil en long du canyon de Black Mud, fig. 14). Le basculement de ces blocs crée en aval des points bas favorables à l'implantation du tracé des canyons parallèlement à la marge. C'est ainsi que des géométries en « chandelier à bras multiples » se retrouvent dans le bassin versant de La Chapelle mais aussi ceux de Gascogne et de Rochebonne.

Les glissements sous-marins peuvent se produire même par très faible pente (à partir de 1°). Ces glissements, de types variés (fig. 12), existent à toutes les échelles, de quelques mètres cubes à quelques dizaines de milliers de mètres cubes, depuis le haut de la pente continentale jusqu'au glaciaire. Le plus important de ces glissements mis en évidence est celui de Mor-Bihan qui s'étend sur plus de 3 600 km<sup>2</sup> et reste accolé au pied de pente (fig. 11).

Les rides sédimentaires de forme allongée, pouvant atteindre la centaine de kilomètres en longueur et la centaine de mètres en hauteur, sont localisées en pied de pente au débouché des canyons et des vallées sous-marines. Elles sont constituées par l'accumulation des sédiments en suspension dans les courants en provenance de la partie amont de la pente. Dans l'hémisphère nord et sous l'action de la force de Coriolis, les rides sont plus développées sur la rive ouest des chenaux que sur la rive est (ride de Crozon, par exemple). La distance par rapport au pied de la pente augmentant, les courants perdent de leur puissance et les rides diminuent en hauteur ; on parle alors de système chenal-levées.

Ces dernières figures contribuent à l'alimentation des zones profondes de dépôt, mais restent de taille modeste comparées aux éventails profonds comme l'Éventail Profond Armoricaire.

### Organisation en bassins versants

Les canyons constituent un passage privilégié pour le transit des sédiments vers les centres de dépôt situés plus bas, non seulement pour les produits de la déstabilisation des flancs et têtes de canyons mais aussi pour les accumulations de la plate-forme continentale.

Les premiers découvreurs de la pente continentale du golfe de Gascogne (Day, 1959) pensaient que à de très rares exceptions près, les canyons étaient indépendants jusqu'à leur extrémité aval et donc qu'à chacun des canyons reconnus en haut de pente correspondait un dépôt profond.

Depuis, les nouveaux levés et l'évolution des connaissances montrent que les canyons s'organisent dans la pente en réseaux à géométries variées mais qu'ils convergent par province au niveau du glaciaire en formant de véritables bassins versants, comme celui de la Petite Sole qui se concentre dans la vallée sous-marine de Shamrock (fig. 16), elle-même alimentant l'Éventail Profond Celtique (Raoul, 1999). Il est donc logique de classer la marge en tronçons dont les canyons alimentent la même aire de dépôt. Lors des bas niveaux marins (par exemple -120 m, -110 m pour la dernière grande glaciation il y a 18 000 ans), les estuaires et les deltas des fleuves se trouvaient très près du rebord du plateau continental (Lericolais, 1997). Les apports du continent provenaient alors de bassins versants terrestres, souvent éloignés et aboutissaient dans certains cas directement dans les canyons. Les canyons autour de l'éperon Berthois étaient en relation avec le grand fleuve qui coulait à cette époque dans la Manche *via* un réseau de vallées dont les traces ont été retrouvées sur le rebord du plateau continental. Ce fleuve drainait les bassins versants de la Seine, de la Somme, de quelques fleuves côtiers du Royaume-Uni, mais aussi du cours amont de la Loire et, en fonction du degré d'ouverture du Pas-de-Calais, du Rhin et de la Tamise. À l'ouest de l'éperon Brénot, sur la marge, les canyons recevaient les sédiments en provenance de l'Irlande et de l'ouest du Royaume-Uni. Ainsi, des canyons géographiquement proches sur la pente sont soumis à des influences différentes : calotte glaciaire présente sur un bassin versant terrestre pour l'un, lessivage et érosion pour l'autre.





L'étude du fonctionnement des canyons de la marge doit donc tenir compte, en plus de la morphologie de la pente, de la logique des apports.

Ainsi, la marge septentrionale du golfe de Gascogne se découpe en huit bassins versants dont sept appartiennent à la ZEE française :

- le bassin versant de la Grande Sole alimente l'Éventail Profond Celtique avec des apports terrigènes d'origines irlandaise et britannique. Ce bassin versant est localisé totalement dans les ZEE irlandaise et anglaise ; il est limité au sud par l'éperon Brénot ;

- le bassin versant de la Petite Sole, au large de la Manche, alimente l'Éventail Profond Celtique par la connexion avec l'ancien fleuve Manche ; il est limité au sud par l'éperon Berthois ;

- les bassins versants de La Chapelle et Ouest-Bretagne, respectivement limités au sud par les éperons Delesse et Bourcard, alimentent l'Éventail Profond Armoricaire *via* deux systèmes de chenaux distincts, ceux de Black Mud et Guilcher, et celui des chenaux de Brest et de Crozon. Ces deux bassins versants ont été en relation avec le fleuve Manche ;

- le bassin versant Sud-Bretagne, limité au sud par l'éperon Folin, alimente un lobe marginal de l'Éventail Profond Armoricaire *via* des vallées identifiables dans la morphologie sur le rebord du plateau au droit des canyons de Penmarc'h, du Guilvinec, de l'Odet et du Blavet. Ces vallées sont probablement liées au basculement vers le sud du Massif armoricain ;

- le bassin versant de Gascogne et celui de Rochebonne, respectivement limités vers le sud par les éperons Gaillard et Conti, présentent de nombreuses similitudes. Ils sont situés au droit de deux grands fleuves, la Loire et la Garonne, dont les prolongations en mer s'arrêtent à proximité de la côte. Ces bassins versants possèdent des canyons obliques orientés vers le sud (canyons de Saint-Nazaire et de L'Aiguillon) et, surtout, n'alimentent pas de grands éventails profonds ;

- le bassin versant des Landes alimente, *via* la vallée sous-marine du Cap-Ferret, l'éventail du même nom avec un matériel terrigène en provenance des Pyrénées. D'autres bassins versants sur la marge de Galice contribuent également à l'alimentation de cet éventail.

### Les éventails détritiques profonds

Il a été considéré, jusqu'à un passé relativement récent, que la marge nord-Gascogne n'avait pas de glacis en pied de pente. Cela tenait aux limites de la qualité des levés. Comme le montrent clairement les cartes morphobathymétriques et les produits dérivés, il y a bien un glacis, constitué par la juxtaposition d'éventails sous-marins en faible pente. Il convient d'ailleurs de préciser que c'est surtout l'imagerie acoustique qui a permis cette mise en évidence, de par la capacité du sondeur multifaisceaux équipant *L'Atalante* à résoudre la géométrie de surface de tels systèmes grâce à la réflectivité des fonds.

Les quelques carottages effectués dans ces éventails ont confirmé la nature turbiditique des dépôts, qui semblent être apparus au Miocène. Plus précisément, et par analogie avec ce qui a été observé plus à l'ouest sur l'Éventail Profond Celtique (Droz *et al.*, 1999), on peut avancer l'hypothèse que la sédimentation turbiditique a débuté dès le Miocène inférieur, après les événements compressifs pyrénéens qui ont structuré la marge à l'Éocène supérieur. Bien que relativement discrets du point de vue de la morphologie, ces éventails sont très étendus, de sorte que la plaine abyssale *stricto sensu* du golfe de Gascogne est peu représentée dans la limite des levés. Ils sont alimentés à leur partie supérieure par un système de chenaux dont les plus importants peuvent atteindre une largeur de plus de 2 km et une profondeur voisine de 50 mètres. Ces chenaux sont en connexion avec les réseaux des canyons de la pente. Par principe, la plaine abyssale débute au-delà des éventails, là où la sédimentation est essentiellement due à la décantation. Quelques « fenêtres » de plaine abyssale peuvent cependant être observées au pied de reliefs entre deux éventails voisins.

Un des éventails détritiques les plus spectaculaires de ce glacis est l'Éventail Profond Armoricaire (fig. 17) qui a fait l'objet d'une interprétation de détail (Le Suavé *et al.*, 1999 ; Coutelle & Houlgatte, 1999). La carte interprétative des structures morphosédimentaires et des échofaciès par sismique haute résolution montre qu'ils s'organisent en ce qu'il est convenu d'appeler des « lobes » adjacents et/ou successifs qui ne montrent ici que leurs parties proximale et médiane, mais qui s'étendent probablement

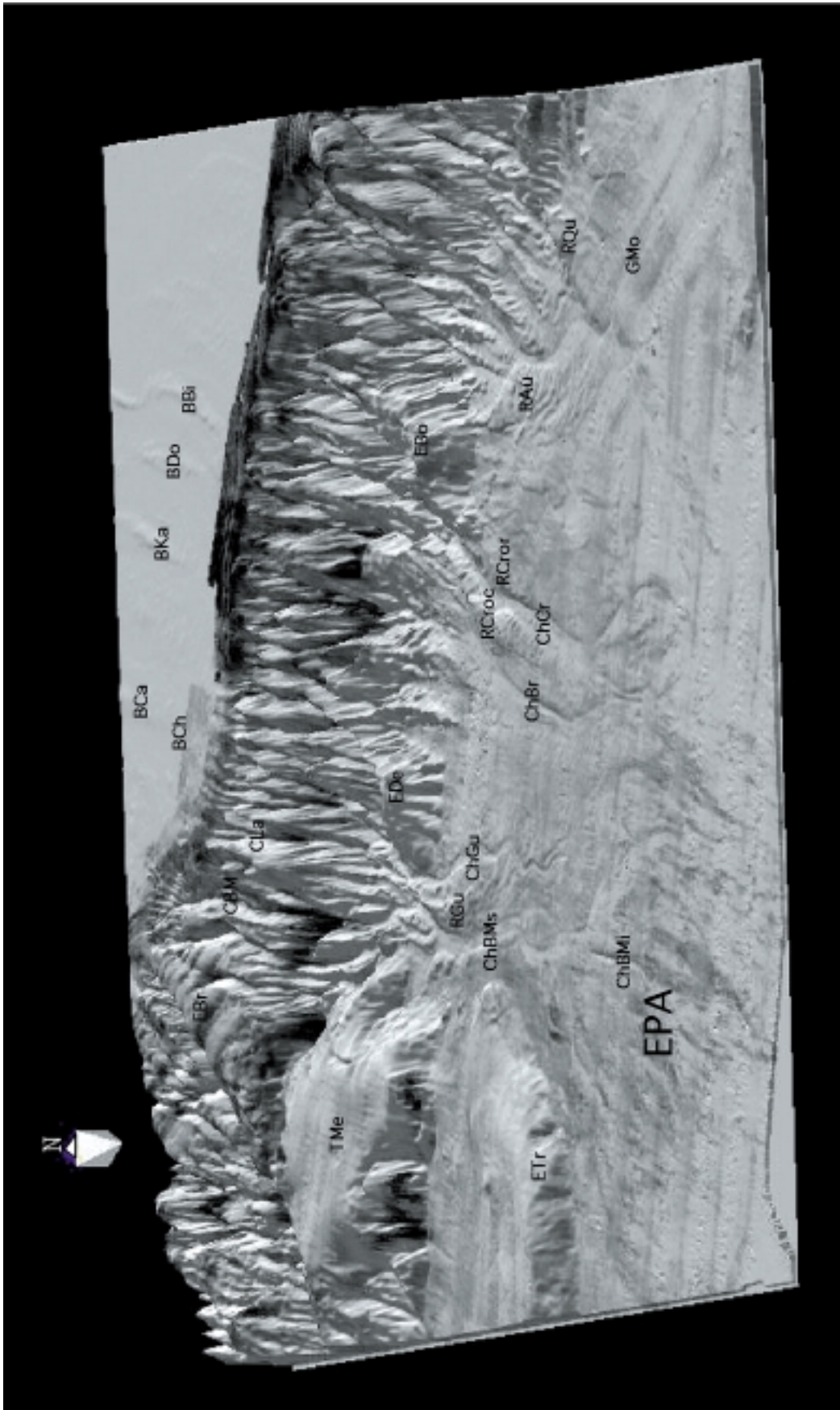


Figure 17 - Éventails détritiques profonds (EPA : Éventail Profond Armoricaïn) et autres structures sédimentaires. La toponymie est celle de la figure 11 (d'après Le Suavé et al., 1999).

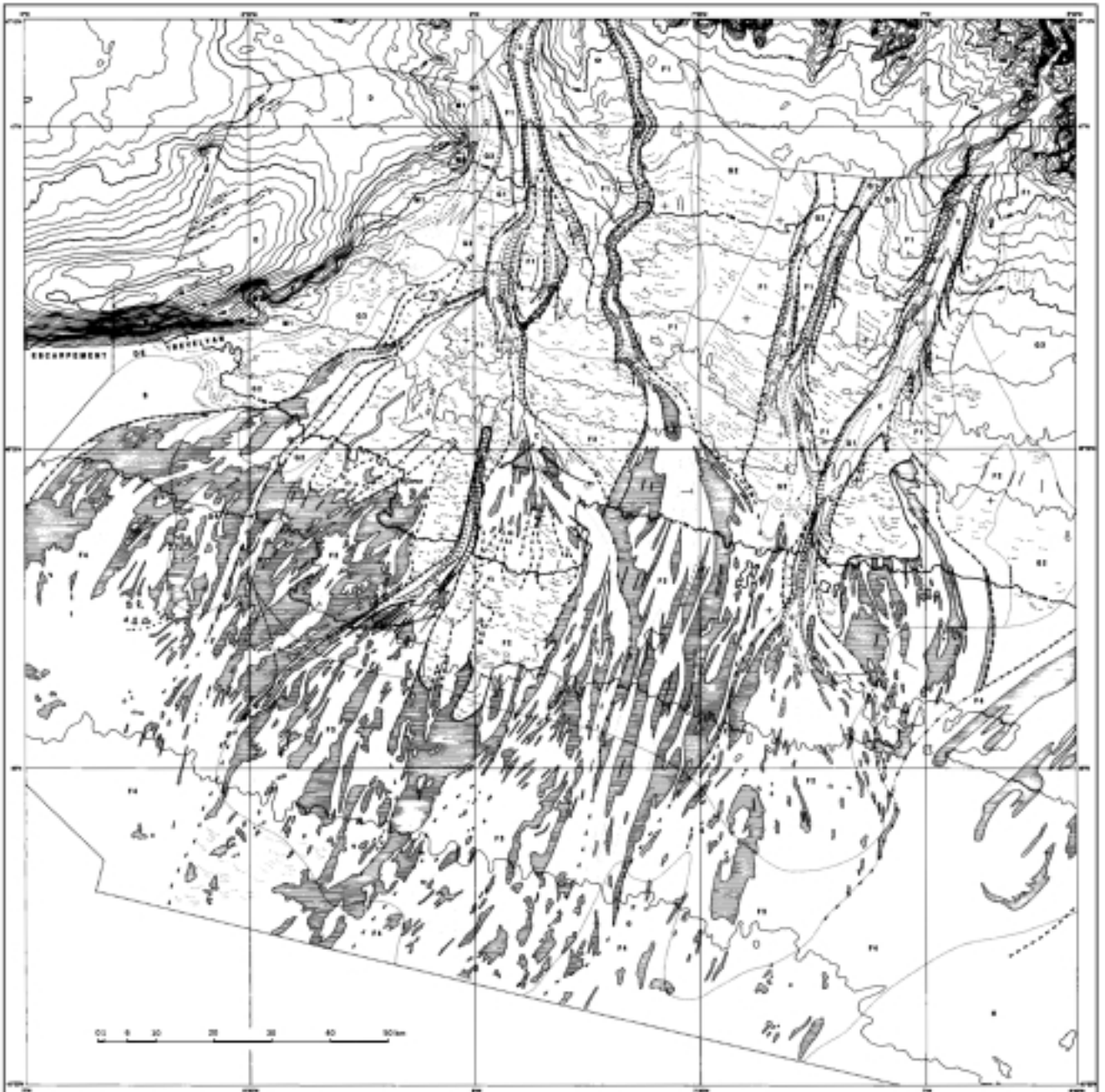


jusqu'au pied de la marge nord ibérique (fig. 18). Les parties distales se trouvant à l'extérieur, ces lobes se présentent donc par là même plutôt sous forme de dispositifs élémentaires affectant la forme de « pincesaux » juxtaposés. Chaque pinceau comprend un chenal où domine l'érosion et un éventail élémentaire où domine la sédimentation.

La plupart des chenaux plus ou moins rectilignes présentent des versants nets et plats qui tronquent nettement les couches sédimentaires dans lesquelles ils sont incisés. On ne note généralement pas la présence de bourrelets sédimentaires latéraux pouvant être interprétés en terme de levées. Il s'agirait donc plutôt de chenaux d'origine

érosive, creusant leur voie dans un matériel précédemment déposé. Ce matériel apparaît formé de couches litées, plus ou moins discontinues, dont la structure est parfois effacée par des glissements ultérieurs. Cette remobilisation semble également attestée par l'aspect de la surface de ces zones, systématiquement accidentée de bourrelets arqués à la convexité orientée vers le bas de la pente. La surface de ces sédiments est interprétée comme correspondant à un ancien glacis, formé de matériel relativement cohésif, assez pentu, et en voie de reprise par la dynamique actuelle, soit par mobilisation d'ensemble, soit par érosion franche.

Figure 18  
L'Éventail Profond Armoricain et ses satellites dans leur environnement morphobathymétrique : carte interprétative de la répartition des échofaciés 3,5 kHz (F1, F2, G1, etc.) et des données d'imagerie acoustique (les zones de forte réflectivité sont hachurées). Bathymétrie d'après A. Normand & J.P. Mazé (cette étude). D'après Le Suavé et al. (1999).



Le fond des chenaux, plat, est occupé par des dépôts où la pénétration acoustique est faible, ce qui indique leur possible nature sableuse, par analogie avec ce qui a été observé par ailleurs sur l'Éventail Profond Celtique et en Méditerranée occidentale sur le système turbiditique distal du Var. Toutefois, la rareté de données de terrain ne permet pas de relier de manière catégorique les faciès acoustiques aux faciès lithologiques.

Dans l'intervalle de profondeurs comprises entre 4 700 m et 4 750 m, les chenaux disparaissent progressivement, laissant la place à une disposition en éventail des dépôts, ouverts en angle aigu vers la partie la plus

distale du système et dont le fond présente l'apparence, caractéristique en imagerie, d'une juxtaposition de bandes allongées plus ou moins continues, plus ou moins anastomosées, avec un fort contraste de rétrodiffusion. Telle quelle, cette disposition évoque bien les réseaux de chenaux des cônes de déjection fluviatiles, avec leurs chenaux et leurs espaces interchenaux, temporairement épargnés par les eaux. L'examen de la figure 11 ainsi que celui de la carte de réflectivité au 1/500 000 montrent bien que ces appareils se recourent, s'oblitérent ou se côtoient selon qu'ils sont actifs ou non.

## Conclusion

Depuis plus de 25 ans, le golfe de Gascogne a fait l'objet de nombreuses études structurales et sédimentologiques menées par plusieurs équipes. Ces travaux ont permis, entre autres, d'avancer un certain nombre d'hypothèses sur l'ouverture du golfe et de préciser, plus ou moins complètement selon les zones, la structure et la lithostratigraphie de la marge. L'évolution récente des techniques d'exploration permet aujourd'hui de disposer sur la partie nord du golfe de Gascogne d'un cadre cartographique à une échelle détaillée, non seulement fournissant les éléments d'intégration des travaux réalisés par diverses disciplines mais aussi ouvrant la porte à de nouvelles études et applications.

La vision de la partie nord du golfe, telle que révélée par les nouvelles synthèses et produits dérivés présentés dans cette étude, peut sembler complexe au premier regard. En fait, il nous faut remonter avant l'ouverture du golfe (à laquelle est associée la structuration en blocs basculés admise par la grande majorité des auteurs) et considérer la variabilité de la lithologie, telle que révélée par les coupes sismiques et les corrélations avec les forages, pour comprendre la situation actuelle. Il apparaît alors avec évidence que celle-ci est l'héritage d'un ensemble de processus géologiques : sédimentation diversifiée tant des points de vue temporel que spatial, rifting continental puis océanique, structuration et segmentation de la marge sous forme de blocs basculés, mise en place progressive d'un ensemble de thalwegs, action de divers processus d'érosion et de dépôts. En particulier, on s'aperçoit que le tracé des très nombreux canyons qui incisent la marge, ainsi que les particularités qu'ils peuvent présenter, ne sont pas le fait du hasard : la préservation partielle, sous forme d'éperons, de blocs de marge basculés, le pendage des couches, la dureté des terrains rencontrés sont autant de paramètres qui conditionnent le tracé des canyons ainsi que leur profil en long.

Les sédiments qui transitent le long de ces canyons, que ce soient les matériaux remaniés du plateau continental ou les sédiments de la pente entraînés par les courants de turbidité, se déposent dans le bassin profond sous forme d'éventails détritiques dont certains contribuent de manière significative

au remplissage de ce bassin. Cette importante dynamique sédimentaire, très mal connue jusqu'à présent, et dont les rides localisées en pied de pente au débouché de certains canyons sont une autre forme de manifestation, constitue un large champ de recherche.

Les travaux anciens, qu'ils soient effectués dans un cadre purement scientifique ou motivés par la recherche pétrolière, étaient focalisés sur un certain nombre de zones préférentielles. La mise à disposition d'une cartographie détaillée et les études sur la morphologie en cours ou à venir devraient, en associant l'approche morphologique aux approches lithologique et structurale, fournir les éléments préliminaires à l'établissement d'une véritable carte géologique du secteur.

Dans le domaine de la pêche, et bien que l'échelle à laquelle les synthèses cartographiques ont été réalisées ne soit pas bien adaptée, on peut affirmer que l'intérêt d'une telle cartographie est bien présent. En particulier, en ce qui concerne la pêche dite profonde, pratiquée à ce jour jusque vers 1 200 m, l'accès à une bathymétrie de détail avec la délimitation des zones de travail devrait, pour partie, permettre de mieux circonscrire l'exploitation.

## Remerciements

---

La réalisation de tels projets de synthèse, étalée sur de nombreuses années, est le résultat du travail de nombreuses équipes. Les remerciements des auteurs iront non seulement aux commandants, officiers et équipages du N/O *L'Atalante*, mais également aux chefs de mission et équipes embarqués qui sont à l'origine des données utilisées ici et sans lesquels cet aboutissement n'aurait pas été possible. Une mention toute particulière est à réserver aux personnels qui ont su développer une compétence reconnue en matière de développement de logiciels d'acquisition et de traitement de données de sondeurs multifaisceaux, dont l'équipe cartographie-traitement de données du département Géosciences marines de l'Ifremer-Brest.

## Références bibliographiques

- Auffret G.A., Pastouret L., 1979. Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscaye from textural, mineralogical and coarse fraction studies. *In: Montadert L., Roberts D.G., et al. Init. Rep. DSDP, Washington, 48, 791-829.*
- Auffret G.A., Pastouret L., Cassat G., de Charpal O., Cravatte J., Guennoc P., 1979. Dredged rocks from the Armorican and Celtic margins. *In: Montadert L., Roberts D.G., et al. Init. Rep. DSDP, Washington (US Government Printing Office), 48, 995-1008.*
- Auffret G.A., 1983. Dynamique sédimentaire de la marge continentale celtique, évolution cénozoïque, spécificité du Pleistocène supérieur et de l'Holocène. Thèse doctorat ès Sciences, université de Bordeaux I, 385 p.
- Auffret G.A., Pujol C., Baltzer A., Bourillet J.F., Müller C., Tisot J.P., 1996. Quaternary sedimentary regime on the Berthois Spur (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters, 16, 2, 67-85.*
- Avedik F., 1975. The seismic structure of the Western Approaches and the South Armorican Margin Continental Shelf and its geological interpretation. *In: Petroleum and the continental shelf of North-West Europe. Applied Sciences Publishers, London, 29-43.*
- Avedik F., Howard D., 1979. Preliminary results of a seismic refraction study in the Meriadzec-Trevelyan area, Bay of Biscaye. *In: Montadert L., Roberts D.G. et al. Init. Rep. DSDP, Washington, 48, 1015-1023.*
- Berthois L., Brénot R., 1964. Bathymétrie du golfe de Gascogne et de la côte du Portugal. *Cons. Int. Explor. Mer, P.V. de la 5<sup>e</sup> réunion, septembre-octobre 1964, 77.*
- Berthois L., Brénot J.R., 1966. Cartes bathymétriques du talus et du plateau continental (11 feuilles). Éd. par Berthois, avec le concours du CNRS.
- Berthois L., 1974. Carte bathymétrique du golfe de Gascogne, échelle 1/500 000. Éd. Cnexo, diffusée par le BRGM, n° 57.
- Bourillet J.F., Marsset T., Guillocheau F., Lericolais G., Guennoc P., Auffret J.P., Berné S., 1993. Stratigraphie et géomorphologie des marges armoricaines et des Approches occidentales de la Manche. Journées spécialisées de la Société géologique de France, Géosciences marines, Bilan scientifique et prospectives pour la fin du siècle, 16-17 décembre 1993, Paris. Résumé dans le livre Programme et résumés, 51.
- Bourillet J.F., Loubrieu B., 1995. Carte bathymorphologique de la marge des Entrées de la Manche. Échelle 1/250 000. Éd. Ifremer.
- Bourillet J.F., 1997. Shelf-paleovalleys and canyons networks: the Western Approaches Margin. *In: ENAM Meeting, 30 oct.-1 nov. 1997, Kinsale.*
- Bourillet J.F., Peyre S., Marsset T., Lericolais G., Berné S., Henriot J.P., Reynaud J.Y., Tessier B., 1998. Incised paleovalleys and canyons networks: the Western Approaches Margin. *In: STRATCON, IAS-SEPM, 12-15 sept. 1998, Sicily.*
- Bourillet J.F., Raoul C., Le Suavé R., 1999. Géomorphologie de la marge Atlantique nord-est. 7<sup>e</sup> Congrès des Sédimentologues Français, Nancy, 15-11 novembre 1999, 33, 39-40.
- Carey W.S., 1958. The orocline concept in geotectonics. *Pap. Proc. Roy. Soc. Tasmania, Hobart, 89, 255-288.*
- Cholet J., Damotte B., Grau G., Debyser J., Montadert L., 1968. Recherches préliminaires sur la structure géologique de la marge continentale du golfe de Gascogne. Commentaires sur quelques profils de sismique réflexion « Flexotir ». *Revue IFP, vol. XXIII, n° 0, 1029-1045.*
- Coutelle A., Houlgatte E., 1999. La sédimentation ancienne et actuelle sur la marge nord-Gascogne. *Contrat Ifremer n° 98 2 410085, inédit.*

- Day A.A., 1959. The continental margin between Brittany and Ireland. *Deep-Sea Research*, 5, 3, 240-265.
- Dechorpall O., Guénnoc P., Montadert L., Roberts D.G., 1978. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscaye. *Nature*, 275, 5682.
- De Gracianski P.C., 1985. Init. Rep. DSDP, Washington (US Government Printing Office), 80.
- Deregnacourt D., 1981. Contribution à l'étude géologique du golfe de Gascogne. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, université Paris VI.
- Evans C.D.R., 1990. The geology of the Western English Channel and its Western Approaches. United Kingdom Offshore Regional Reports, No. 9, HMSO, London, 93 p.
- Evans D., Sanders C. and team, 1996. Physiography, pathways and processes on the European continental margin. Éd. British Geological Survey, MAST II ENAM - European North Atlantic Margins. Contrat CT 93-0064.
- Farre J.A., Mc Gregor B.A., Ryan W.B.F., Robb J., 1983. Breaching the shelf-break: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. *SEPM Special publication*, 33, 25-39.
- Gillot E., 1983. La marge celtique au Crétacé d'après la campagne 80 du DSDP-IPOD 1 (Atlantique N-E). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, université de Dijon.
- Guénnoc P., 1978. Structure et évolution géologique de la pente continentale d'un secteur de l'Atlantique nord-est : de la terrasse de Meriadzek à l'éperon de Goban. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, université de Bretagne occidentale.
- Kenyon N.H., Hunter P.M., 1985. A long-range side-scan sonar survey of the Meriadzek Terrace, Bay of Biscay. *Institute of Oceanographic Sciences*, 210.
- Lallemand S., Sibuet J.C., 1986. Tectonic implications of canyon directions over the northeast continental margin. *Tectonophysics*, 5, 7, 1125-1143.
- Laughton A.S., Roberts D.G., Graves R., 1975. Bathymetry of the Northern Atlantic: mid-Atlantic ridge to Southwest Europe. Sheet 3, No C6568. *Deep-Sea Research*, 22, 791-810.
- Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J.C., 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. *In: Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Publ. IFP, éd. Technip, Paris, VI, 11, 1-44.
- Le Pichon X., Sibuet J.C., 1981. Passive margins: A model of formation. *J. Geophys. Res.*, 2, VI-II, 1-44.
- Le Pichon X., Angelier J., Sibuet J.C., 1983. Subsidence and stretching. *In: Studies in continental marine geology*. AAPG, 34, 731-741.
- Le Pichon X., Barbier F., 1987. Passive margin formation by low angle faulting within the upper crust: the northern Bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 133-150.
- Lericolais G., 1997. Évolution plio-quaternaire du fleuve Manche : stratigraphie et géomorphologie d'une plate-forme continentale en régime périglaciaire. Thèse, université de Bordeaux I, 265 p.
- Le Suavé R., Coutelle A., Normand A., Mazé J.P., Le Drézen E., Houllgatte E., 1999. Synthèse bathymétrique et imagerie acoustique de la zone économique exclusive française du golfe de Gascogne. Séance spécialisée de la Société géologique de France. Villefranche, 15-17 novembre 1999.
- Malod J.A., Mauffret A., 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Montadert L., Delmotte B., Delteil J.P., Valéry P., Winnock E., 1971. Structure géologique de la marge continentale septentrionale du golfe de Gascogne (Bretagne et Entrées de la Manche). *In: Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Publ. IFP, éd. Technip, Paris, 1, III, 2, 1-22.

- Montadert L., Roberts D., de Charpal O., Guénnoc P., 1979. Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. *Init. Rep. DSDP*, Washington, 48, 1025-1060.
- Olivet J.L., Bonnin J., Beuzart P., Auzende J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique nord et central. *Rapport Sci. Techn.*, éd. Cnexo, 54, 108 p.
- Olivet J.L., Malod J.A., Beuzart P., 1995. Contexte cinématique. Apport des données marines. *In: Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*. Éd. BRGM-ITGE, Orléans et Madrid, 1, 81-134.
- Pastouret L., Auffret G.A., 1976. Observations sur les microfaciès des roches sédimentaires prélevées sur la marge armoricaine. *Revue IFP*, 31, 401-423.
- Pastouret L., Auffret G.A., Auzende J.M., Beuzart P., Dubois P., Séguret M., Sigal J., Vanney J.R., 1981. La marge continentale armoricaine, résultats d'observations en submersible et de dragages dans le canyon de Shamrock. *C.R. Acad. Sc.*, 292, 741-748.
- Pastouret L., Beuzart P., Monti S., 1982. Présentation de cartes bathymétriques de la marge armoricaine et celte, Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. France*, 24, 407-411.
- Pinot J.P., 1974. Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Île et l'escarpement continental. *Étude géomorphologique*. Université de Bretagne occidentale.
- Raoul C., 1999. Géomorphologie de la marge Atlantique. Ifremer, rapport de stage de l'ENSG Nancy, DRO/GM/99-20, 61 p.
- Reading H.G., 1978. *Sedimentary environments and facies*. 2<sup>nd</sup> ed., Blackwell Scientific Publications, 614.
- Shepard F.P., Dill R.F., 1966. Submarine canyons and other sea valleys. *Rand McNally & Company*, Chicago, 381.
- Sibuet J.C., Le Pichon X., 1971. Structure gravimétrique du golfe de Gascogne et le fossé marginal nord-espagnol. *In: Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Éd. Technip. Paris, VI 9-1 à VI 9-18.
- Sibuet J.C., 1987. Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges continentales passives. Thèse de doctorat ès Sciences, Brest.
- Sibuet J.C., Monti S., Pautot G., 1994. New bathymetric map of the Bay of Biscaye. *C.R. Acad. Sc.*, 318, II, 615-625.
- Thinon I., 1999. La structure profonde de la marge nord-Gascogne et du Bassin armoricain. Thèse, UBO.
- Unterseh S., 1999. Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. Thèse de doctorat d'université, Institut national polytechnique de Lorraine, ENSG Nancy.
- Vaillant P., 1988. L'extrémité occidentale de la marge nord-Gascogne : contexte stratigraphique et cinématique. Implications géodynamiques. Thèse de doctorat, Brest.
- Vanney J.R., 1969. Le précontinent du centre du golfe de Gascogne, recherches géomorphologiques. Mémoire, École pratique des hautes études, laboratoire Géomorphologie, 16, 365 p.
- Vanney J.R., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. Publications de La Sorbonne, SEDES, 473 p.
- Valéry P., Delteil J.R., Cottencon A., Montadert L., Damotte B., Fail J.P., 1971. La marge continentale d'Aquitaine. *In: Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Publ. IFP, éd. Technip, Paris, T 1, IV.8.
- William C.A., Mc Kenzie D., 1971. The evolution of the northeast Atlantic. *Nature*, 232, 168-173.

Réalisation, mise en page : XLC (02 98 30 50 07)

Achevé d'imprimer sur les presses de Cloître Imprimeurs

ISBN 2-84433-021-5

Dépôt légal 3<sup>e</sup> trimestre 2000

© 2000, Ifremer. Tous droits de reproduction, même partielle,  
par quelque procédé que ce soit, sont réservés pour tous pays.