

Chapitre I

La Bretagne Sud au sein du golfe de Gascogne

Le golfe de Gascogne

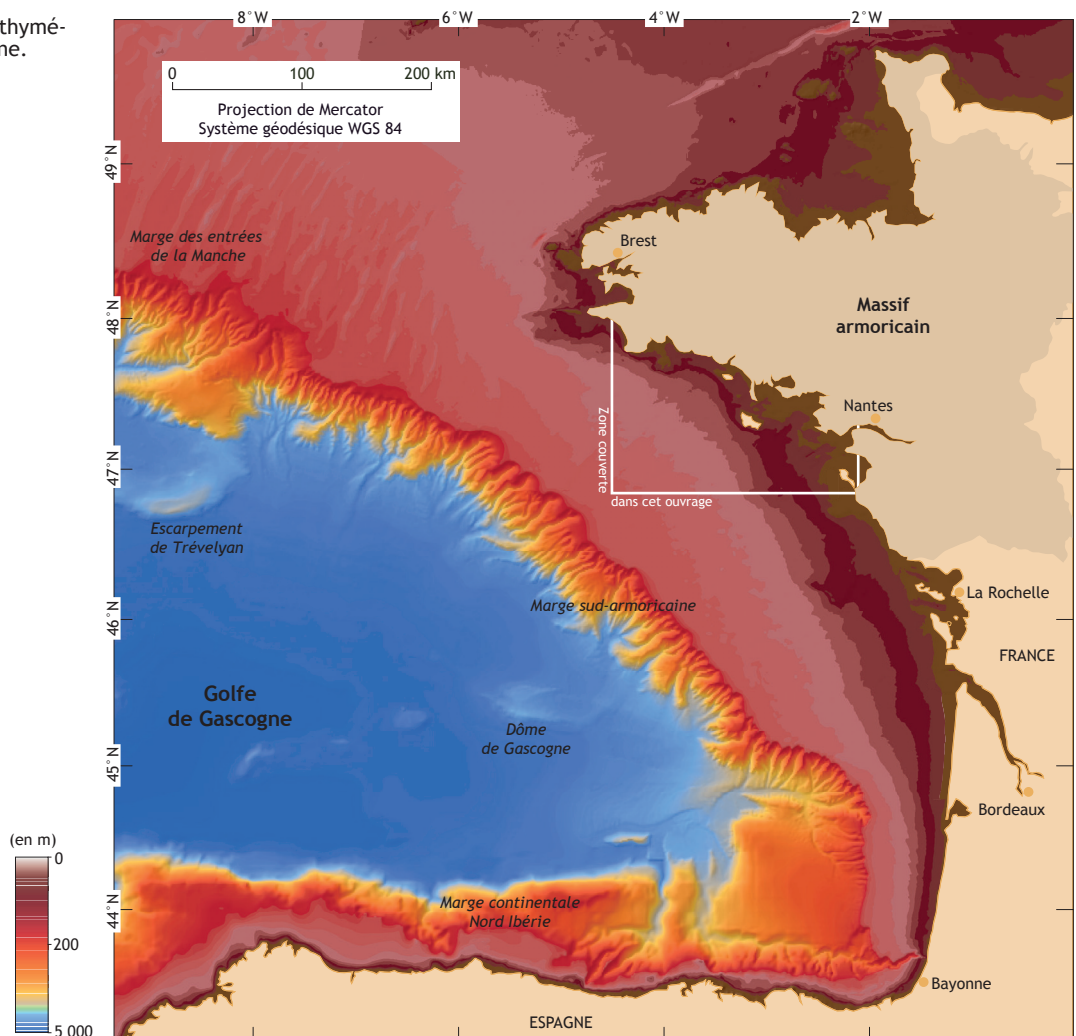
Le golfe de Gascogne correspond à un domaine océanique d'âge crétacé, limité au nord par la marge continentale Nord Gascogne et au sud par la marge continentale Nord Ibérie (figure 1.1) (Thinon *et al.*, 2001, 2002, 2003). La marge continentale Nord Gascogne se subdivise en deux segments morphologiques : la marge sud-armoricaine (orientée nord-ouest - sud-est) et la marge des entrées de la Manche (orientée ouest-nord-ouest - est-sud-est) (figure 1.1).

La morphologie actuelle du golfe de Gascogne est le résultat de deux phases tectoniques distinctes (figure 1.2). La première est une phase de *rifting* (distension crustale) et d'accrétion océanique contemporaine de l'ouverture de l'océan Atlantique (Debyser *et al.*, 1971 ; Montadert *et al.*, 1974, 1979 ; Derégnaucourt, 1981 ; Derégnaucourt et Boillot,

1982 ; Barbier *et al.*, 1986 ; Le Pichon et Barbier, 1987 ; Thinon, 1999), liée à la dislocation de la Pangée au Jurassique supérieur (Ziegler, 1987). La deuxième est une phase de compression liée à la convergence de l'Ibérie vers l'Europe. Cette dernière débute au Crétacé terminal et atteint son pic d'activité à l'Éocène (Boillot et d'Ozouville, 1970 ; Boillot *et al.*, 1973 ; Derégnaucourt et Boillot, 1982 ; Thinon *et al.*, 2001).

Appelée phase pyrénéenne (Mattauer *et al.*, 1967), elle induit la fermeture partielle du golfe de Gascogne, une importante déformation du socle et de la couverture sédimentaire de la marge Nord Ibérie et du domaine océanique : surrection de plusieurs reliefs sous-marins, en particulier l'escarpement de Trévélyan et le dôme de Gascogne (figure 1.1) (Malzac, 1970 ; Frappa *et al.*, 1970 ; Fidalgo-Gonzalez, 1995 ; Thinon, 1999 ; Paquet *et al.*, 2010).

Figure 1.1 - Morpho-bathymétrie du golfe de Gascogne.



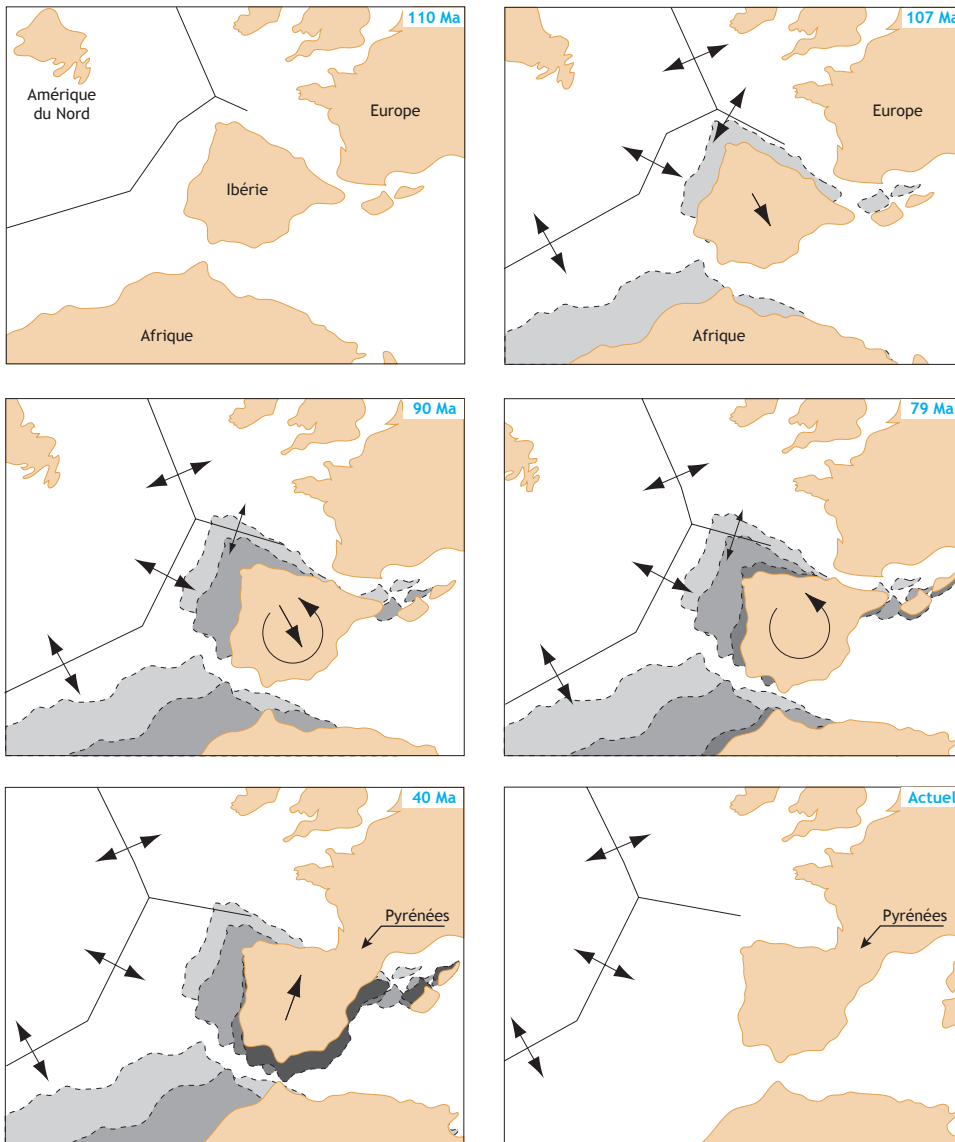
Si la marge Nord Gascogne a conservé sa structure depuis la phase de *rifting*, la phase pyrénéenne a cependant provoqué un soulèvement de la marge sud-armoricaine, du Massif armoricain (Bonnet, 1998, Bonnet *et al.*, 2000) et du Bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2000).

Les contraintes compressives engendrées par la mise en place de la zone de collision pyrénéenne entraînent une déformation irréversible de grande longueur d'onde et de faible amplitude, qui s'accompagne de profondes modifications topographiques, morphologiques, tectoniques et sédimentologiques sur le Massif armoricain, et plus largement sur l'ensemble du domaine ouest-européen (Boillot *et al.*, 1971 ; Bouysse et Horn, 1972 ; Vanney, 1977 ; Vignerresse, 1988 ; Ziegler, 1990 ; Bonnet, 1998 ; Wyns et Guillocheau, 1999 ; Thomas, 1999 ;

Guillocheau *et al.*, 1998, 2000 ; Brault, 2002 ; Lefort et Agarwal, 2002 ; Wyns *et al.*, 2002).

La morphologie des fonds du golfe de Gascogne met en valeur les éléments structuraux d'une marge passive (Boillot *et al.*, 1984). On y reconnaît donc de la côte vers le large (figure 1.1) :

- le plateau continental faiblement penté (0,1 à 0,5 %) entre 0 et 150 m de profondeur environ, d'une largeur décroissant de 150 km au nord à 5 km au sud ;
- le talus fortement incliné (10-12 %) formant la transition entre 150 et 4 000 m. Après une légère inflexion vers le sud-est à 45° de latitude nord, la pente armoricaine est plus régulière (Bouysse et Horn, 1972) ;
- la plaine abyssale en dessous de 4 000 m de profondeur.



Le plateau continental

La couverture post-paléozoïque

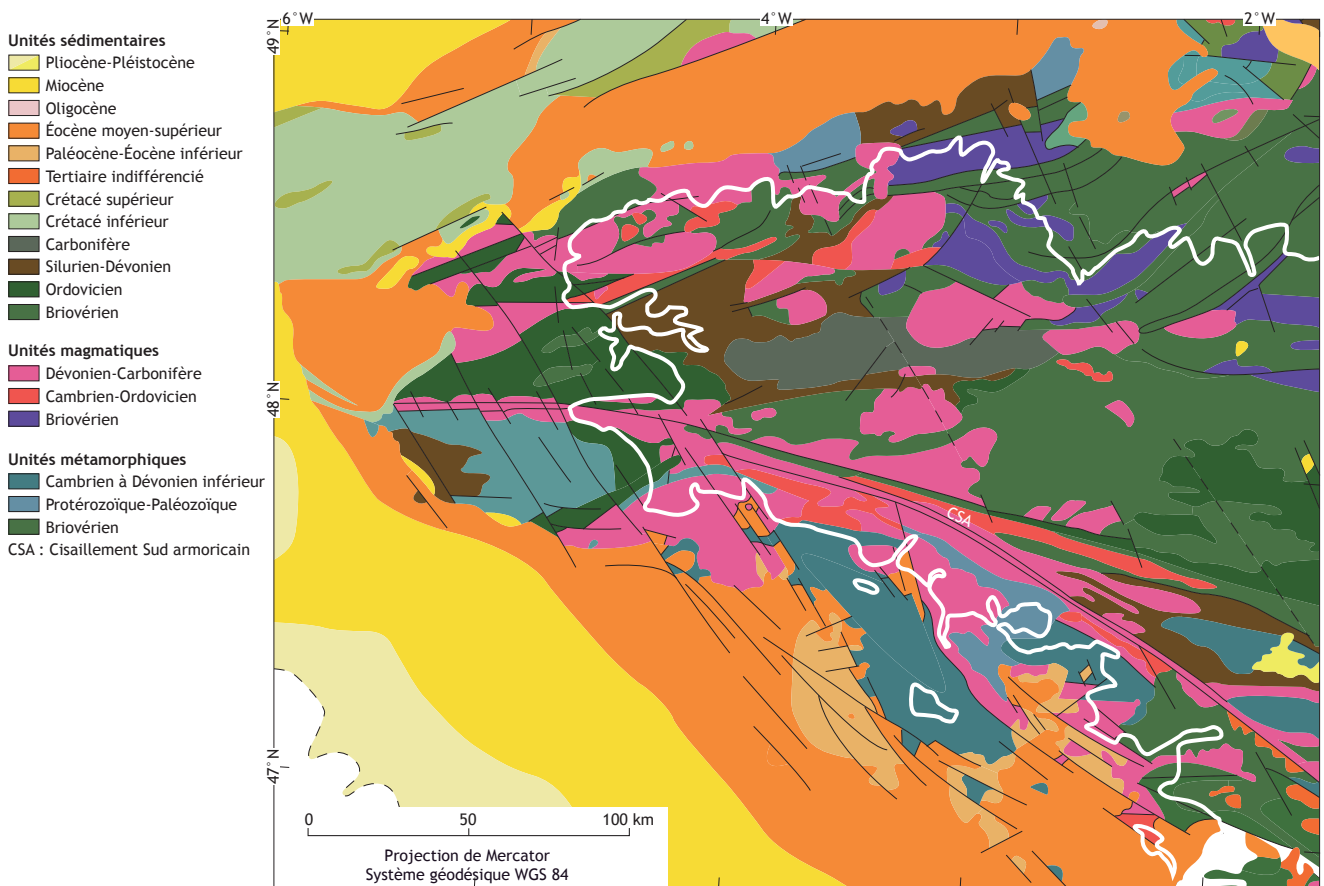
La couverture post-paléozoïque n'est connue qu'au travers des missions de sismique acoustique des années 1970-1980 et par un seul forage profond de reconnaissance pétrolière réalisé sur la bordure ouest de la marge sud-armoricaine (Stride *et al.*, 1969 ; Thomas, 1999 ; Lucas, 1995). Les dépôts mésozoïques les plus anciens, d'âge crétacé sont connus à l'affleurement au large de la baie d'Audierne (figure 1.3) (Bouysse et Horn, 1972) et par forage à la rupture du plateau continental. La couverture cénozoïque s'étend sur les dépôts mésozoïques sur toute la largeur de la marge (Guillocheau *et al.*, 2003). L'ensemble des dépôts est caractérisé par des faciès littoraux ou continentaux (Boillot *et al.*, 1971 ; Bouysse et Horn, 1972 ; Lucas, 1995 ; Guillocheau *et al.*, 2003). Il forme un prisme sédimentaire s'épaississant progressivement (de l'Yprésien au Pliocène) (Bouysse et Horn, 1972) vers le

large, pour atteindre 800 m d'épaisseur au niveau de la pente continentale (Sibuet, 1972).

Cette couverture sédimentaire, déformée à plusieurs reprises (Boillot *et al.*, 1971 ; Bouysse et Horn, 1972 ; Vanney, 1977 ; Guillocheau *et al.*, 2003) présente trois discordances principales :

- la première, datée du Crétacé supérieur, est mise en évidence au sud de la Vendée (Vanney, 1977) et s'amortit très rapidement vers l'ouest (Guillocheau *et al.*, 2003) ;
- la deuxième enregistrée à la limite Éocène inférieur/Éocène supérieur, et se poursuivant jusqu'à l'Oligocène, est à relier à la mise en place des Pyrénées et au champ de contraintes nord-sud contemporain (Bergerat, 1987 ; Guillocheau *et al.*, 2003) et/ou à l'inversion de la Manche à la limite Éocène/Oligocène (Ziegler, 1987, 1990) ;
- une troisième discordance postérieure au Miocène est enregistrée en réponse à un basculement de moyenne longueur d'onde vers le sud-ouest du Massif armoricain (Guillocheau *et al.*, 2003).

Figure 1.3 - Géologie du domaine ouest-armoricain, modifié d'après Thinon *et al.*, 2008.



Les dépôts marins actuels du plateau armoricain forment une discordance angulaire avec l'unité sous-jacente, illustrant le basculement plio-pléistocène de la marge vers le sud-ouest (Bouysse et Horn, 1972). Cela accentue la subsidence et la sédimentation du plateau externe qui se comble en préservant les incisions antérieures (Paquet *et al.*, 2010). Alors que les réseaux de vallées miocènes ne sont visibles qu'au-delà de 100 km des côtes, le réseau d'incisions quaternaires n'est, lui, plus apparent au-delà de 70 km des côtes actuelles (Menier, 2004 ; Menier *et al.*, 2006 ; Menier *et al.*, 2010) ; entre les deux, il n'y a pas d'éléments permettant de connecter ces réseaux. Paquet *et al.* (2010) signalent que même si le remplissage des vallées quaternaires est daté du Plio-Pléistocène, la surface d'incision ayant créé ces vallées pourrait être antérieure et relier ces deux réseaux.

Morphologie

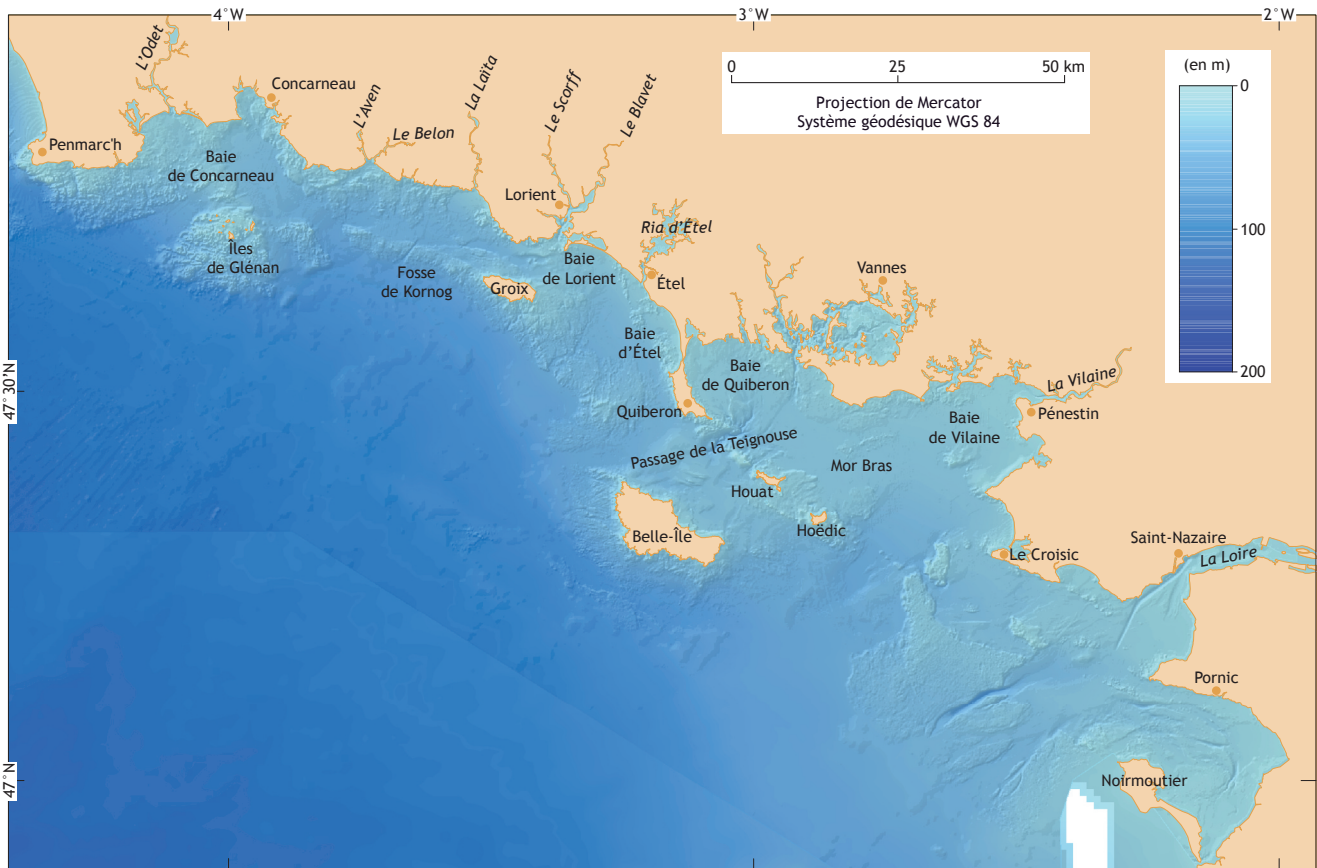
Trois grands ensembles caractérisent le plateau sud-armoricain (Vanney, 1977) (figure 1.4) :

– le premier ensemble est situé à moins de 50 m de profondeur, en amont des premières barrières morphologiques constituées par les hauts-fonds et les îles (Glénan, Groix, Belle-Île) (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Il correspond à la prolongation sous-marine des topographies terrestres (Bonnet, 1998) où il est encore possible d'observer des formes incisées non comblées (rivières d'Étel et du Blavet).

Cette bordure côtière d'une largeur de 5 à 14 km comprend deux régions distinctes :

- les baies, situées en amont des îles ou des hauts-fonds, dont la profondeur est inférieure à 25 m. Il s'agit des baies de Concarneau, Lorient, Quiberon et Vilaine. Elles subissent directement les influences estuariennes des principales rias sud bretonnes (Odet, Blavet, Étel et Vilaine) et se caractérisent par un colmatage progressif en sédiment fin sablo-vaseux, dont le taux de sédimentation peut atteindre annuellement 0,5 à 1 cm par an dans le Mor Bras (de la presqu'île de Quiberon à l'estuaire de la Vilaine) (Lemoine, 1989) ;

Figure 1.4 - Morpho-bathymétrie du plateau continental sud-armoricain (© MNT Shom-fremer).



- les îles et hauts-fonds (plateaux et basses) situés entre la côte et l'isobathe 50 m. Cet ensemble s'étend des îles de Glénan à la presqu'île de Quiberon, Houat, Hoëdic sur environ 75 km (Pinot, 1974). Ces hauts-fonds sont constitués de deux grands types de roches (les roches du socle cristallin et les formations tertiaires) ; ils contrôlent la morpho-bathymétrie de la bordure côtière sud bretonne. Ces îles et hauts-fonds sont alignés parallèlement au Cisaillement sud-armoricain de direction N120 (figure 1.3), ou plus oblique, de direction N30 et N60. Ils sont séparés les uns des autres et de la côte par des vallées fossiles plus ou moins larges dont les plus remarquables sont celles de la fosse de Kornog ou du passage de la Teignouse (Ferronière, 1922 ; Guilcher, 1948 ; Pinot, 1974 ; Vanney, 1977). Ces barrières jouent un rôle important dans la limitation des échanges entre la zone côtière et le domaine océanique franc (Jégou et Salomon, 1988).

- le deuxième ensemble est caractérisé par des profondeurs passant très rapidement des isobathes 30 à 110 m (Vanney, 1977) ;

- enfin, le troisième ensemble comprend la plate-forme externe, la pente et le glacis continental (zone de transition avec la plaine abyssale).

Couverture sédimentaire quaternaire

Les sources sédimentaires

Les principales sources d'apports continentaux sur le plateau sont les fleuves, l'atmosphère et les glaciers. En France cependant, les apports fluviaux sont bien supérieurs aux autres (Barthe, 1987). Les rivières et fleuves en Bretagne Sud drainent des reliefs peu accusés et sont de taille modeste, ils n'apportent pas une quantité très importante de sédiments en mer (Barthe, 1987).

Les sables

L'essentiel du matériel sableux et grossier est issu du remaniement *in situ* des dépôts produits lors des périodes glaciaires (bas niveau marin) (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Jouanneau *et al.*, 1999).

Les apports silico-clastiques actuels sur la plate-forme sont liés à l'érosion des côtes sableuses, surtout active en période hivernale (amaigrissement des cordons dunaires). Les apports sableux d'origine fluviale au plateau continental sont considérés comme négligeables, la charge en charriage étant actuellement piégée au sein des estuaires. Ainsi la Loire stocke dans son estuaire les matériaux apportés par les crues. Toutefois, elle ne rejette en mer que très peu de matériaux en suspension (Barthe, 1987).

Les particules fines

Les particules fines représentent la part quasi-exclusive des apports actuels au plateau continental du golfe de Gascogne.

Les fleuves représentent la source la plus importante de sédiments fins (Jouanneau *et al.*, 1999). La quantité de particules fines ainsi apportée par la Vilaine et la Loire sont respectivement de 0,1 et $0,6 \cdot 10^6$ t/an (Jouanneau *et al.*, 1999). Le transport se fait sous forme de matières en suspension et dissoutes. Les flux de matériel fin expulsé sont ensuite soumis à la décantation sur le plateau.

Des études isotopiques ont été réalisées afin de tracer les origines et trajets des sédiments fins (Jouanneau *et al.*, 1998). Les activités telles que la mytiliculture et la conchyliculture produisent aussi une quantité importante de bio-sédiments. La sédimentation fine peut également venir de phénomènes *in situ*, en effet en période estivale l'énergie solaire et la température des eaux de surface, associées à une faible turbidité, sont des conditions favorablement exploitées par les communautés phytoplanctoniques, produisant des *blooms* (surtout près des côtes et au droit des embouchures) (Beaufort et Heussner, 2001). À la mort de ces organismes, on observe la décantation de nouvelles particules fines d'origine biologique.

Enfin, une part des fines particules, rencontrées sur le plateau, est issue d'anciens estuaires et marais littoraux pléistocènes qui furent ennoyés et remaniés, notamment lors de la dernière transgression (Lesueur et Klingebiel, 1986).

Répartition des formations superficielles

La couverture sédimentaire meuble du plateau atteint au maximum 20 m de puissance au dessus de la pénélaine pléistocène correspondant au dernier cycle climatique du Weichsélien, soit 40 000 ans (Cirac *et al.*, 1997). Des cailloutis tapissent la surface basale au contact avec le substrat, et peuvent montrer une épaisseur importante près des côtes. La séquence de recouvrement du plateau débute par des sédiments roux grossiers à graveleux et ferruginisés à la base, puis des sables roux moyens à grossiers et bioclastiques, et se termine par une unité de sables gris, fins, plus ou moins envasés (Lesueur et Klingebiel, 1986). À ces trois ensembles, un dépôt de sédiments fins peut venir se superposer à la faveur de zones abritées du front thermo-halin, donnant lieu à la formation de vasières.

Le plateau continental peut être subdivisé en deux : le plateau interne, compris entre la côte et l'isobathe 120 m et le plateau externe situé au-delà de 120 m.

Castaing (1981) propose une répartition des sédiments du plateau interne en trois zones :

- une zone interne, située entre la côte et 30 à 50 m, où se dépose la grande majorité des sédiments actuels. Ils sont majoritairement constitués de sables fins et vases de fond de baie (figure 1.5) ;

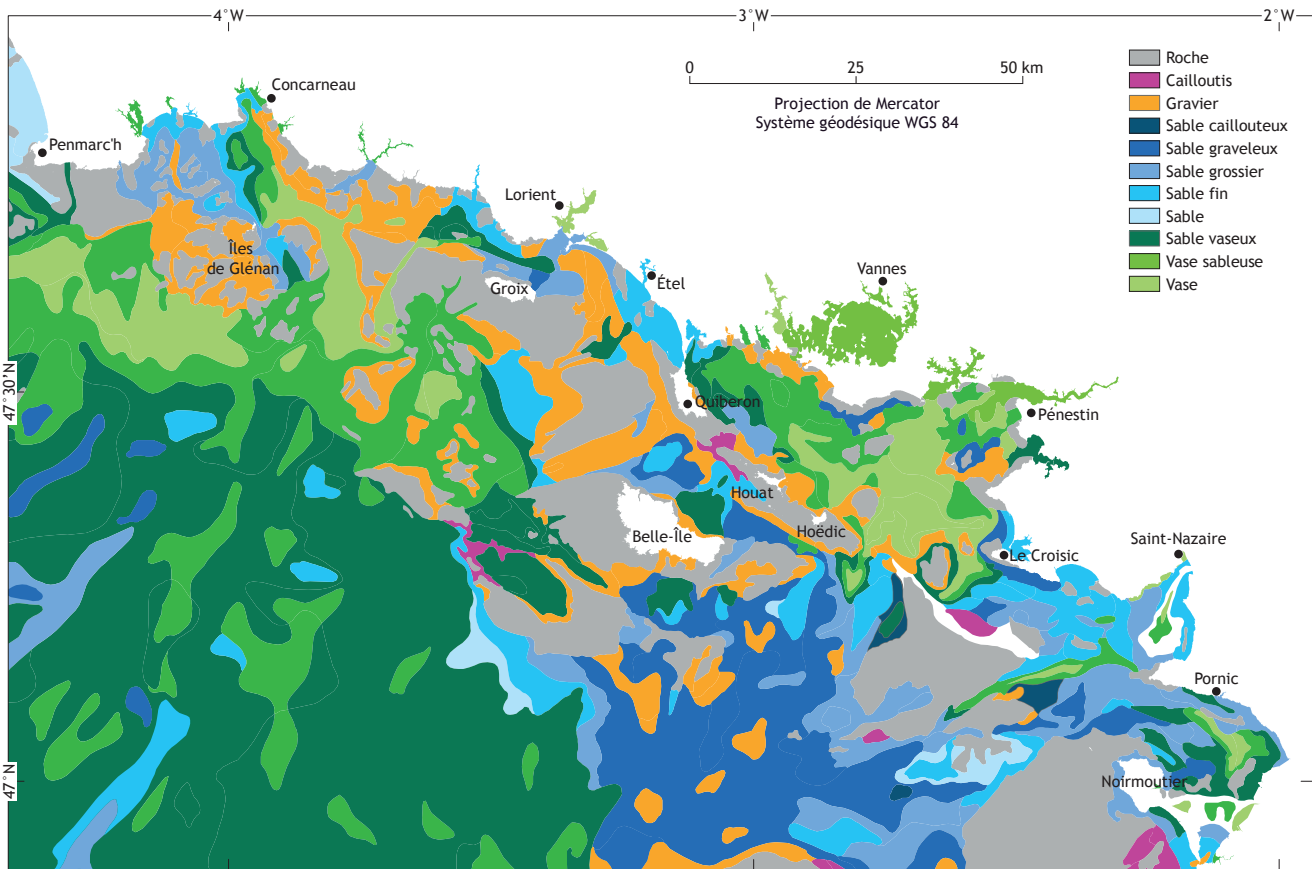
- une zone médiane, située à une profondeur comprise entre 30 et 75 m, est occupée par des faciès de graviers et de galets transportés par les fleuves lors des périodes de bas niveau au cours du Quaternaire ;

- une zone externe, située à une profondeur comprise entre 75 et 120 m, est essentiellement caractérisée par des vasières au nord et par des sables littoraux post-glaciaires au sud (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Lesueur *et al.*, 2001 ; Bourillet *et al.*, 2003).

La répartition des sables peut localement être perturbée par un substrat plus grossier, voire graveleux, occupant soit le fond de dépressions topographiques, soit certains reliefs (Pinot, 1974 ; Vanney, 1977 ; Castaing, 1981).

Depuis une quarantaine d'années, de nombreux prélèvements de surface ont permis d'approfondir la connaissance des fonds marins et des synthèses cartographiques ont pu être réalisées.

Figure 1.5 - Carte de répartition des sédiments superficiels (modifiée d'après Lesueur et Klingebiel, 1986).



Cependant, il faut reconnaître que, pour les secteurs plus côtiers (de 30 m à la côte), on ne dispose pas encore d'une base de données (imagerie acoustique et prélèvements sédimentaires) suffisamment fine et satisfaisante pour préciser la nature des fonds marins et discuter de leur évolution au cours des derniers siècles, décennies ou années.

Durant les périodes de bas niveau marin du dernier cycle glaciaire, le plateau interne a été le siège d'une sédimentation fluvio-lacustre, préservée dans l'axe des anciens cours des rivières et dans les dépressions topographiques du plateau. Ces formations sédimentaires ont été scellées ou remaniées lors de la transgression post-glaciaire. Ces événements d'origine climatique ont principalement été préservés sur le plateau continental interne.

Agents dynamiques

La houle

La houle combine le mouvement superficiel des vagues provoqué par le vent, au mouvement orbital de l'eau plus en profondeur. Quand la profondeur d'eau est trop faible, les orbites sont aplaties, cela induit un courant oscillatoire associé à la houle. L'interaction de ce courant avec le fond marin permet la remobilisation et le transport des sédiments (Barthe, 1987).

Le golfe de Gascogne est ouvert à l'ouest sur l'océan Atlantique. Ainsi, le plateau est-il soumis aux houles du large de secteur ouest-nord-ouest à ouest-sud-ouest. Le plateau continental du golfe de Gascogne est typiquement dominé par les houles et les tempêtes (Lesueur *et al.*, 1996). La houle significative a une amplitude de 2 m et une période de 8 s (Barthe et Castaing, 1989). Ces houles moyennes sont efficaces surtout près des côtes. Lors de tempêtes, en général de secteur ouest-sud-ouest en Bretagne Sud, les valeurs d'amplitude et de période de houle peuvent atteindre respectivement 9 à 15 m et 11 à 15 s.

Des auteurs ont évoqué l'influence des houles de tempête les plus importantes jusqu'au bord du talus (Lesueur et Klingebiel, 1986), mais le temps de transport

est alors limité à quelques heures au plus par an (Barthe et Castaing, 1989) et ne concerne que les particules fines des sédiments.

La marée

La plate-forme du golfe de Gascogne est le siège d'un régime de marée semi-diurne méso- à macrotidal (marnage de 4 à 5 m) (Lesueur *et al.*, 1996). L'onde de marée se propage en éventail dans le golfe, le courant de flot divergeant au niveau du parallèle 45°N. L'onde de marée s'amplifie à l'approche de la côte passant de 1 m au niveau du talus à 5 m sur le littoral.

Il semble tout de même que la dynamique tidale ait une compétence marginale pour la mobilisation des sédiments du plateau continental et qui, conjuguée à la houle, peut participer à l'hydrodynamisme de la zone et charrier le matériel remis en suspension par les houles (Castaing, 1981 ; Barthe, 1987 ; Cirac *et al.*, 2000).

Courants généraux

Les courants dus aux vents

Le vent met en mouvement les couches superficielles de l'eau. Par viscosité elles vont entraîner les couches d'eau plus profondes avec une vitesse décroissante. La rotation de la Terre induit une force (force de Coriolis), qui dévie les masses d'eau. À cause de cette force, la direction du mouvement de l'eau fait un angle de 45° avec celle du vent. Dans l'hémisphère nord le mouvement de l'eau est dévié vers la droite, comme la vitesse de l'eau diminue avec la profondeur, le mouvement résiduel forme une spirale, appelée « Spirale d'Ekman », dont l'épaisseur est d'une centaine de mètres (Barthe, 1987). Le déplacement résultant est perpendiculaire à la direction du vent (figure 1.6).

Les circulations océaniques produisent quant à elles une légère dérive vers le sud-est sur le plateau externe, mais les vitesses induites sur les fonds sont insuffisantes pour remanier les sédiments (Lesueur et Klingebiel, 1986). On distingue une zone où les masses d'eau de fond ont une dynamique quasi nulle (figure 1.7).

Front thermohalin

L'effet strictement dynamique des fleuves se limite à l'expulsion de leur panache d'eau douce à leur embouchure. Cette influence se dilue exponentiellement dans la masse océanique et disparaît totalement à moins de 50 km de la côte (Jouanneau *et al.*, 1999). Toutefois, il se produit des phénomènes hydrologiques saisonniers influençant la diffusion de ce panache turbide, et ainsi la répartition des aires de sédimentation fine sur le plateau.

Ainsi les eaux de la plate-forme ont une stratification thermique estivale (Castaing *et al.*, 1999). L'écoulement continental est alors de type hypopycnal (écoulement moins dense que l'eau qui l'entoure) et le front de salinité est disposé de manière analogue.

En période hivernale, un front thermohalin sub-vertical se met en place sous l'action des vents d'ouest, s'opposant en

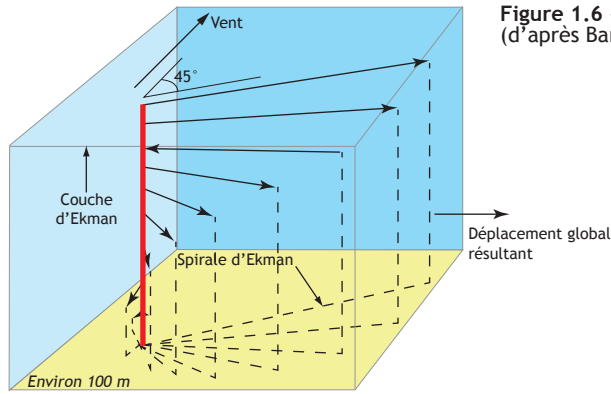


Figure 1.6 - Spirale d'Ekman (d'après Barthe, 1987).

grande partie à l'apport de fines terrigènes au domaine externe. Cet obstacle à la diffusion dans l'océan de particules fines, allié à des apports fluviaux majorés en hiver, est capital pour appréhender la formation de vasières sur le plateau continental du golfe de Gascogne. La position des vasières de la plate-forme correspond à celle du front physico-chimique (Castaing *et al.*, 1999).

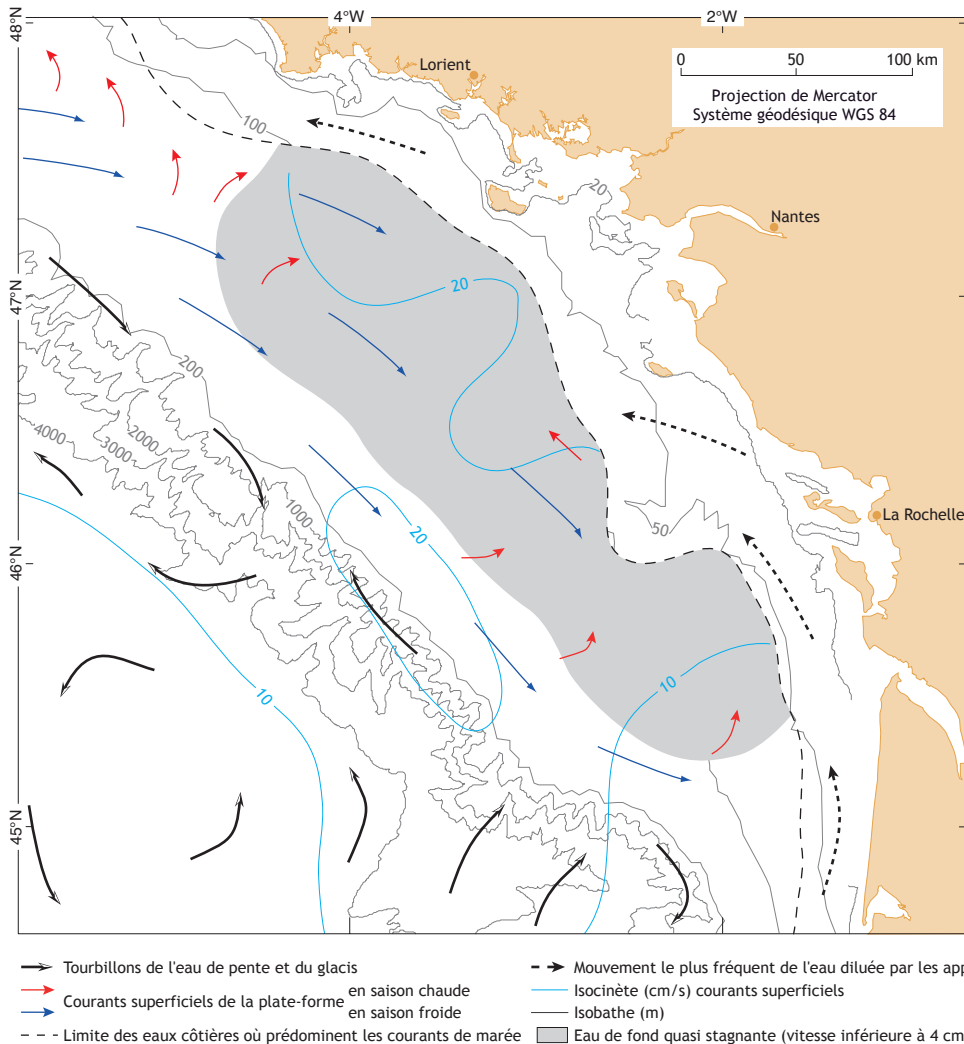


Figure 1.7 - Répartition des courants superficiels et profonds sur le plateau continental sud-armoricain (modifié d'après Vanney, 1977).

Chapitre II

Moyens de reconnaissance et travaux réalisés

L'étude des fonds marins côtiers s'appuie sur l'utilisation de différentes méthodes complémentaires :

- des méthodes indirectes utilisant l'acoustique (sonar à balayage latéral, sondeur multifaisceau, sismique réflexion) ;
- des méthodes directes de prélèvement d'échantillons (benne à sédiment, carotier).

Moyens utilisant l'acoustique

Le sonar à balayage latéral

Le sonar à balayage latéral se compose d'un « poisson » remorqué, qui envoie vers le fond un signal acoustique par l'intermédiaire de deux émetteurs (figure 2.1). Le signal réfléchi par le fond est capté par le poisson, qui le transmet par un câble électro-porteur aux enregistreurs numérique et graphique situés à bord du navire. Son principe repose sur la variation du coefficient de rétro-diffusion du fond. Le signal acoustique, de fréquence avoisinant 110 kHz, émis par les deux transducteurs logés dans le poisson, est renvoyé avec plus ou moins d'intensité selon les caractéristiques de nature et de forme du fond. Les enregistrements obtenus se présentent sous la forme d'images en nuances de gris.

Le sonar à balayage latéral a une capacité de représentation de larges étendues : environ 1 km²/h en moyenne à une vitesse de navigation de 5 nœuds. Il est adapté

à une cartographie géologique des fonds marins, à l'identification des limites de faciès (type de fond) et des micro-reliefs. Grâce à une portée latérale de 100 m, les enregistrements (sonogrammes) sont acquis à l'échelle 1/1 000, avec une résolution de l'ordre de 1 m².

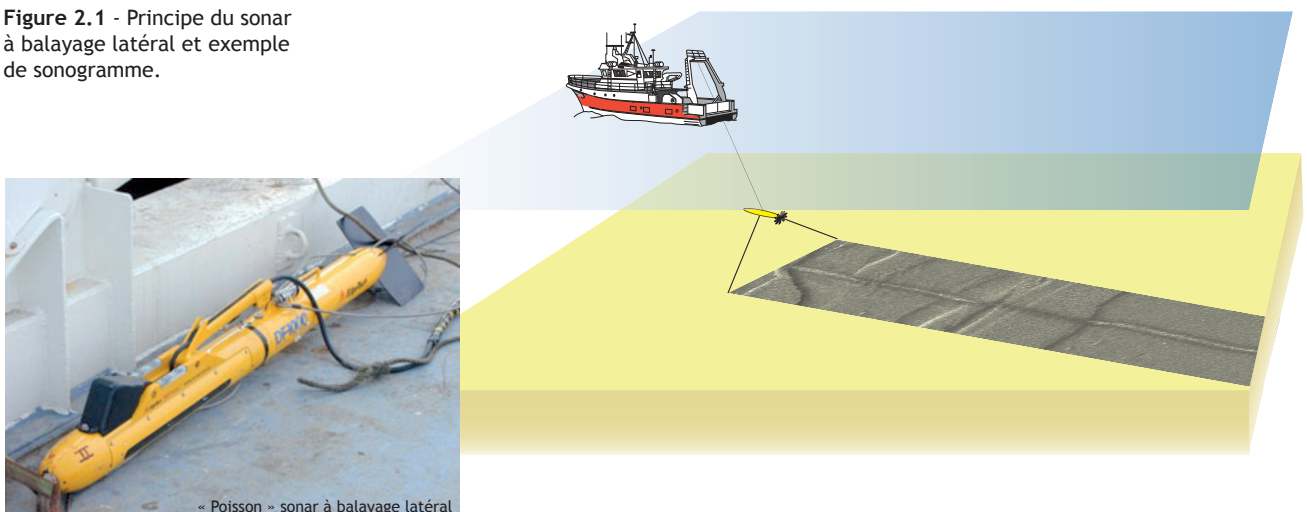
L'assemblage des informations obtenues conduit à la réalisation d'une mosaïque d'images acoustiques, préalable à l'élaboration d'une maquette des formations superficielles.

L'analyse des données issues du sonar à balayage latéral comporte deux étapes principales :

- l'identification des différents faciès acoustiques, en fonction de leur teinte de gris et de leur texture sur les sonogrammes ;
- l'analyse de la morphologie fine des fonds (figures sédimentaires, discontinuités) dans chaque unité en prêtant une attention particulière à leur forme et à leur orientation.

Toutefois, l'interprétation nécessite une calibration afin d'associer à chaque niveau de gris observé une nature de fond. Cette calibration est réalisée par des prélèvements de sédiments ou par des observations du fond en plongée. Le sonar à balayage latéral n'a, par contre, aucun pouvoir de pénétration et ne donne des informations que sur la surface du fond marin. Pour des raisons techniques, liées à la sécurité de la navigation des navires remorquant les engins, il ne peut être utilisé que lorsque la hauteur de la tranche d'eau est supérieure à 10 m.

Figure 2.1 - Principe du sonar à balayage latéral et exemple de sonogramme.



« Poisson » sonar à balayage latéral

Le sondeur multifaisceau

Le sondeur multifaisceau est complémentaire du sonar à balayage latéral pour la cartographie sous-marine. Il permet d'acquérir simultanément des données bathymétriques et une image acoustique du fond. Le système fonctionne selon la technique des faisceaux croisés.

Une impulsion acoustique est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (1 à 5°) et large transversalement (100 à 150°), alors que la réception du signal acoustique réfléchi se fait à l'aide de faisceaux assez larges longitudinalement (environ 20°) et étroits dans le plan transversal (figure 2.2).

Pour chaque faisceau, la zone du fond explorée (la « pastille insonifiée ») est la zone d'intersection entre le faisceau d'émission et le faisceau de réception. La profondeur est déduite du temps nécessaire à l'onde acoustique pour réaliser le trajet aller-retour entre le sondeur et le fond. Ces données sont ensuite corrigées de la marée pour être ramenées au niveau de référence hydrographique. Contrairement au sonar à balayage latéral, pour lequel la largeur « insonifiée » sur le fond est constante, celle du sondeur multifaisceau dépend de la profondeur d'eau ; elle correspond à environ six fois la profondeur.

Bien que ses enregistrements soient plus contrastés que les sonogrammes, ce type de sondeur dispense une moins bonne définition des caractéristiques morphologiques des fonds que le sonar à balayage latéral.

La sismique réflexion

La sismique réflexion permet de déterminer, dans un plan vertical, l'épaisseur et la structure des sédiments meubles ainsi que la morphologie du substratum rocheux sous-jacent.

L'appareillage mis en œuvre, remorqué immédiatement au-dessous de la surface, crée une onde acoustique qui se propage de manière identique à une onde lumineuse (figure 2.3). En arrivant sur le fond, une partie de l'onde est réfléchi, tandis qu'une autre pénètre dans les sédiments ; le phénomène de réflexion se produit à chaque variation de la vitesse de propagation dans les différents milieux sédimentaires.

Les résultats (sismogrammes) sont obtenus à bord du navire sur les enregistreurs graphique et numérique qui donnent une coupe-temps des formations géologiques rencontrées. L'épaisseur des niveaux est déterminée par la prise en compte d'une hypothèse de vitesse de propagation du son dans les sédiments meubles, en général de 1 600 m/s dans les unités superficielles en Bretagne Sud.

Différentes sources sismiques peuvent être utilisées en fonction de la profondeur de mise en œuvre ou de l'objet de l'étude. On trouve par ordre de résolution croissante :

- le canon à air (figure 2.4), qui, comparativement aux autres types de sources utilisées dans les études sud-armoricaines, est caractérisé par une résolution plus faible (de l'ordre de quelques mètres) mais un pouvoir de pénétration plus important (jusqu'à 200 m).

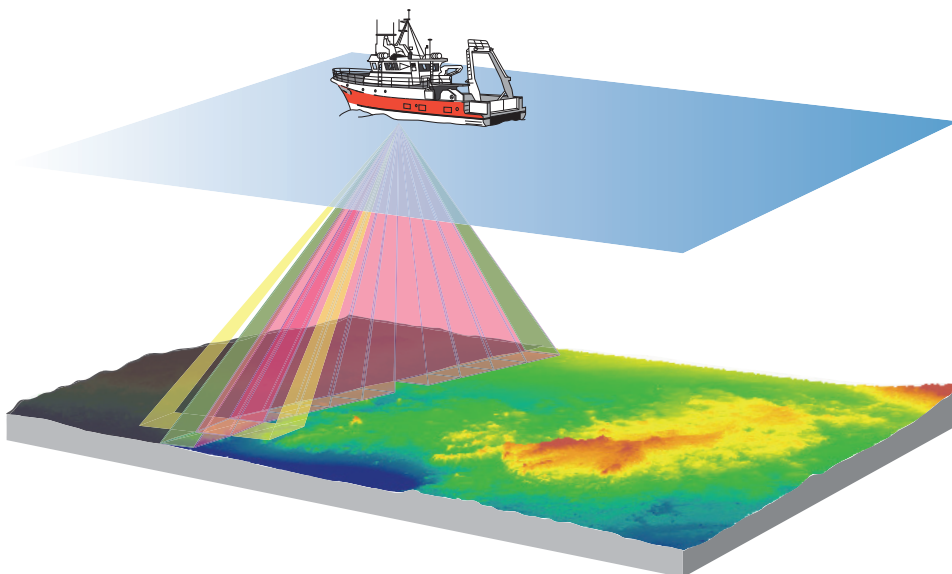
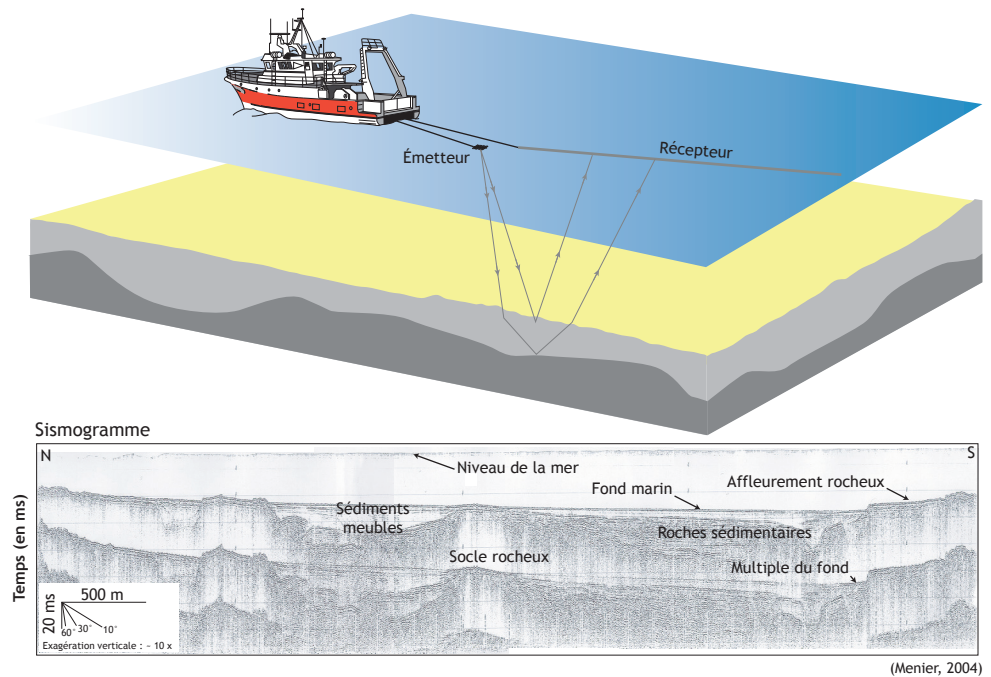


Figure 2.2 - Principe du sondeur multifaisceau.

Figure 2.3 - Principe de la sismique réflexion et exemple de sismogramme.



À bord du navire, un compresseur assure la montée en pression du canon. Le système électronique d'acquisition déclenche l'ouverture d'électrovannes créant une brusque détente de l'air comprimé à l'origine de l'onde acoustique. La réception est assurée par une « flûte sismique » (chaîne d'hydrophones également remorquée par le navire) ;

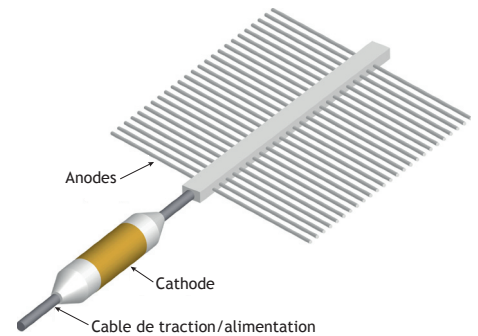


Figure 2.4 - Canon à air (cliché Observatoire océanologique de Villefranche-sur-mer).

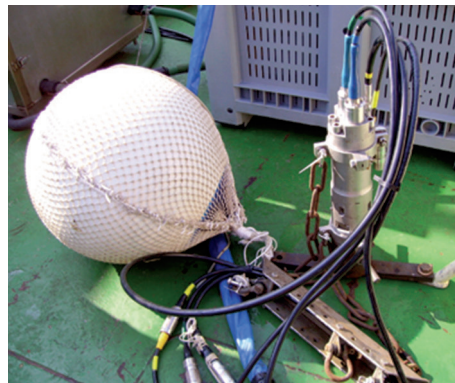


Figure 2.5 - Source Sparker.

– le système d'émission - réception Boomer (figure 2.6) a une résolution fine de l'ordre de la dizaine de centimètres mais une profondeur de pénétration faible ; ce système est particulièrement adapté aux études par petits fonds. De plus, l'originalité de ce système qui regroupe sur un radeau la source et le récepteur sismique, permet de le mettre en œuvre facilement à partir d'un navire apte à manœuvrer par très petits fonds.

– le Sparker (« étincelleur ») est le système qui a été principalement utilisé en Bretagne Sud. Cette source a une résolution de l'ordre du mètre et un pouvoir pénétrant de l'ordre de 100 à 150 mètres. Un condensateur électrique à bord facilite l'accumulation d'une charge électrique qui permet l'application d'une tension importante (de l'ordre de 20 000 V) entre la cathode et les anodes (brins). Le courant électrique entraîne une hydrolyse de l'eau, créant une bulle de gaz dont l'implosion engendre l'onde acoustique (figure 2.5) ;



Figure 2.6 - Réception Boomer (cliché INSU-CNRS).

Carottiers pour le prélèvement d'échantillons

Les carottiers pour sédiments meubles

Carottier gravitaire

Le carottier gravitaire de type Kullenberg est constitué d'un tube métallique surmonté d'un ensemble de masses (lest) pesant environ 800 kg (figure 2.7). La longueur du tube utilisé en général sur le plateau continental est de 3 m. Le dispositif est descendu et lorsque le poids pilote touche le fond, il permet au bras déclencheur de libérer le carottier qui s'enfonce par gravité.

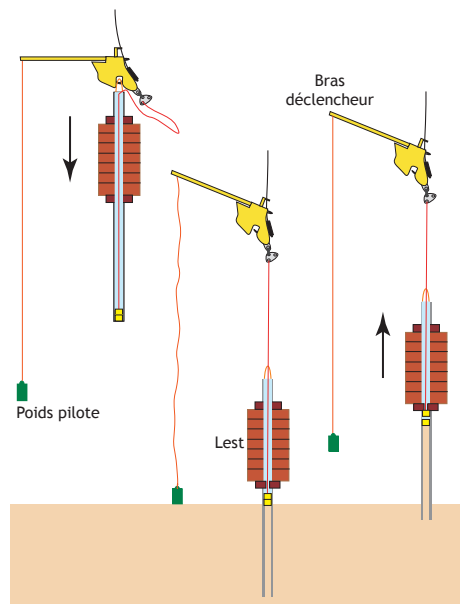
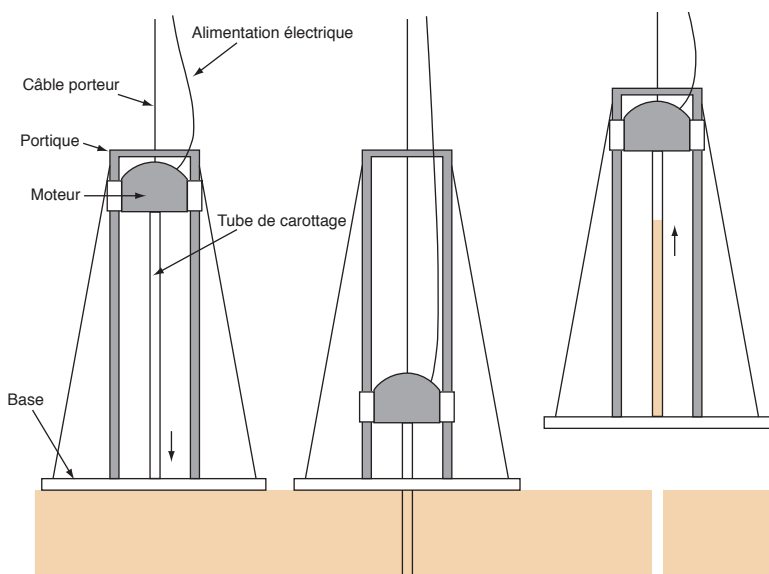


Figure 2.7 - Principe de fonctionnement du carottier gravitaire.

Le vibrocarottier

Le vibrocarottier utilise le principe de la vibration ou de la percussion, qui permet à un bloc-moteur de coulisser le long de mâts en enfonceant un tube en aluminium dont il est solidaire (figure 2.8). Les vibrations sont créées par un moteur électrique entraînant deux balourds excentrés et synchrones. La percussion est produite par un moteur à air comprimé. La longueur du tube est de 5 m, son diamètre de 75 mm, et l'ensemble a un poids d'environ 1,2 t.



Une gaine de plastique logée à l'intérieur du tube métallique permet de récupérer et de conserver intacts les échantillons.

Figure 2.8 - Principe de fonctionnement du vibrocarottier.

Le carottier pour affleurements rocheux

Le système, dit carottier « Cnexo-Ville », est constitué d'une masse métallique de forme fuselée, prolongée par un petit tube de 50 cm de longueur, qui récupère les échantillons de roche (figure 2.9). Ce carottier fonctionne par simple gravité ; il est largué en chute libre depuis le navire. Le prélèvement est alors réalisé par percussion sur la roche.

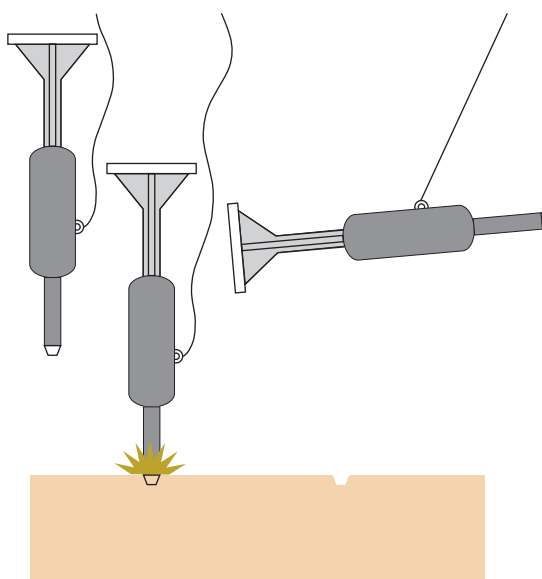


Figure 2.9 - Principe de fonctionnement du carottier pour affleurement rocheux.

Les travaux réalisés en mer

L'exploration du plateau continental sud-armoricain a été réalisée au cours de 26 missions depuis 1967 à bord de différents navires de recherche océanographique (tableau 2.1). Les travaux réalisés à partir des années 1990 ont été systématiquement positionnés à l'aide du système GPS (*Global Positioning System*), système de navigation par satellite autorisant une précision métrique. Les

travaux réalisés précédemment étaient soit positionnés grâce aux systèmes de radionavigation côtiers pour les petits navires de la flottille côtière (système Decca, précision de l'ordre de 100 à 200 m selon la zone géographique), soit grâce au positionnement par satellite qui donnait une précision de l'ordre de 400 m dès les années soixante-dix.

Au total, plus de 18 000 km de profils de sismique réflexion ont été réalisés ainsi que 156 carottages (figure 2.10).

Tableau 2.1 - Campagnes océanographiques (sismique réflexion et carottage) réalisées sur le plateau continental sud-armoricain.

Campagne	Année	Chef de mission	Organisme	Localisation	Routes parcourues (en km)	Navire	Outil
Sismique réflexion							
Geomarge	1967		BRGM	Marge sud-armoricaine	3 120	<i>Bir Hacheim</i>	Sparker
Lorient	1973	F. Lapierre	Cnexo	Lorient - Étel	261	<i>Petite Marie Française</i>	Sparker
Saint-Nazaire	1973	A.-P. Cressard	Cnexo	Large de la Loire	1 312	<i>Petite Marie Française</i>	Sparker
Saint-Nazaire	1974	A.-P. Cressard	Cnexo	Large de la Loire	400	<i>Petite Marie Française</i>	Sparker
Taillefer	1974	A.-P. Cressard	Cnexo	Quiberon - Belle-Île	113	<i>Petite Marie Française</i>	Sparker
Lorient	1975	A.-P. Cressard	Cnexo	Lorient - Étel	305	<i>Petite Marie Française</i>	Sparker
Morbihan	1988	C. Augris	Ifremer	Belle-Île - Houat	260	<i>Thalia</i>	Sondeur sédiment
GeoVil	1998	F. Guillocheau	Université Rennes 1	Baie de Vilaine	1 347	<i>Thalia</i>	Sparker
GeOdét	2000	D. Menier	Université Rennes 1	Baie de Concarneau	1 000	<i>Thalia</i>	Sparker
Bingolaine	2000	D. Menier	Université Bretagne Sud	Entrée de la Vilaine	80	<i>Sepiola</i>	Boomer
GeoBlavet	2001	D. Menier	Université Bretagne Sud	Lorient - Quiberon	1 000	<i>Thalia</i>	Sparker
GeoLoire	2003	P. Guennoc, J.-N. Proust	Université Rennes 1	Large de la Loire	1 833	<i>Thalia</i>	Sparker
GeoBrest	2004	J.-P. Rehault, P. Le Roy	Université Bretagne occidentale	Concarneau - Belle-Île	1 878	<i>Côte de la Manche</i>	Sparker
P.E.R.	2005	GSM et Lafarge		Baie d'Étel	156	<i>Vedette Astérie</i>	Sparker
GeoVend	2005	J.-N. Proust	Université Rennes 1	Vendée	4 319	<i>Côte de la Manche</i>	Sparker
GeoEtel	2007	D. Menier	Université Bretagne Sud	Lorient - Quiberon	1 224	<i>Côte de la Manche</i>	Sparker
GeoEtel	2008	D. Menier	Université Bretagne Sud	Plateau des Birvideaux - Fosse de Kornog	1 459	<i>Côte de la Manche</i>	Sparker
Haliotis	2009	C. Traini		Entrée de la Vilaine	165	<i>Haliotis</i>	Chirp
Carottage							
					Nombre de stations		
Vilaine	1963		BRGM	Baie de Vilaine	24	<i>Bélouga</i>	Kullenberg
Belouga	1965		BRGM	Baie de Concarneau	14	<i>Bélouga</i>	Kullenberg
Vilaine	1970		BRGM	Baie de Vilaine	5	<i>Centaure</i>	Vibrocarottier
Lorient	1975	A.-P. Cressard	Cnexo	Lorient - Étel	28	<i>L'Arguenon</i>	Vibrocarottier
Taillefer	1975	A.-P. Cressard	Cnexo	Quiberon - Belle-Île	4	<i>L'Arguenon</i>	Vibrocarottier
Saint-Nazaire	1975	A.-P. Cressard	Cnexo	Estuaire de la Loire	20	<i>L'Arguenon</i>	Vibrocarottier
Vibarmor	2003	P. Le Roy	Université Bretagne occidentale	Bretagne Sud	19	<i>Côtes de la Manche</i>	Vibrocarottier
Carosub	2004	B. Tessier	Université de Caen	Concarneau - Vilaine	42	<i>Thalia</i>	Vibrocarottier

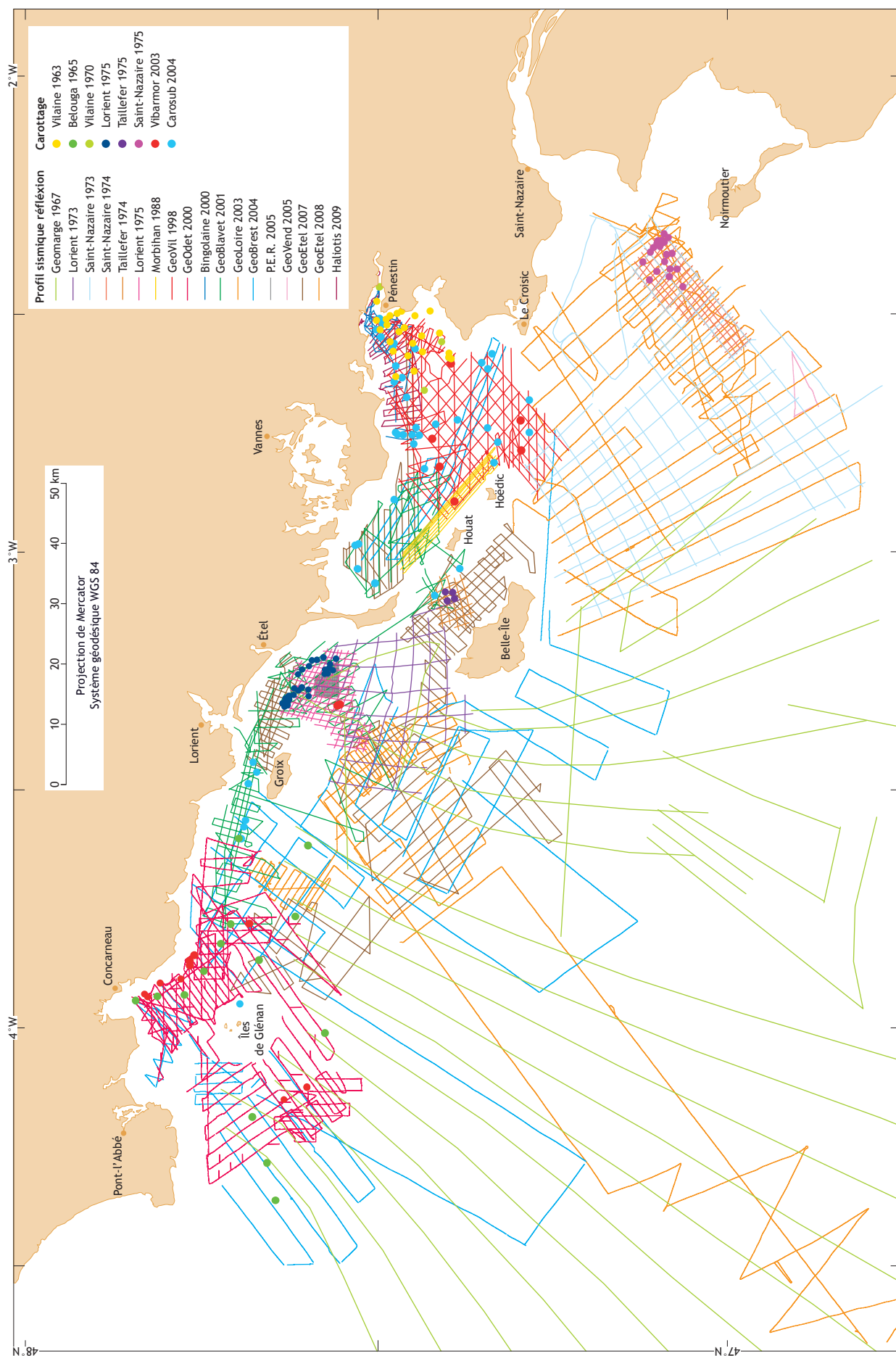


Figure 2.10 - Travaux de géologie réalisés sur le plateau continental sud-armoricain.