



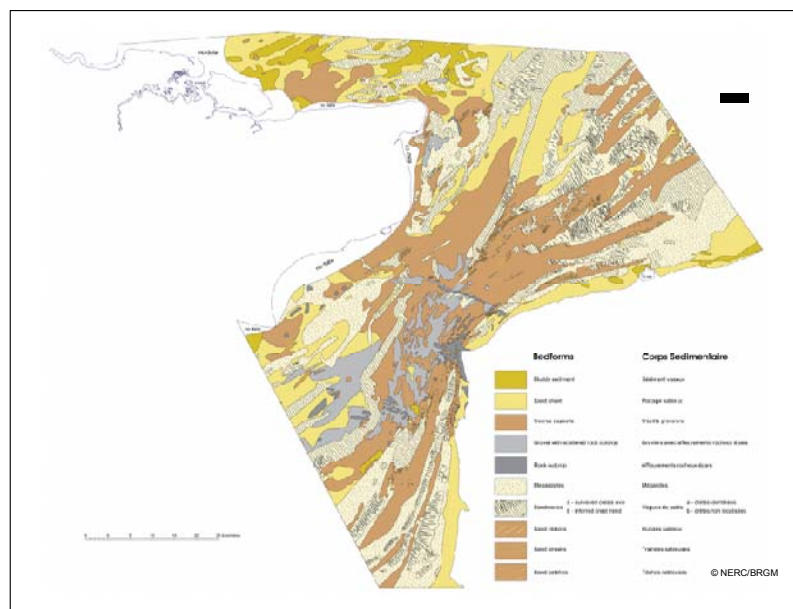
British Geological Survey
NATURAL ENVIRONMENT RESEARCH COUNCIL



GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland

GEOSYNTH: Synthèse géologique et sédimentologique du Pas de Calais et de ses environs

Coastal Geology and Global Change Programme
Commissoned Report CR/02/078



BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

COMMISSIONED REPORT CR/02/078

GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland

GEOSYNTH: Synthèse géologique et sédimentologique du Pas de Calais et de ses environs

:Key words

Dover Strait, Pas de Calais, English Channel, La Manche, CD-ROM, Marine Geology, Coastal Geology

JAMES, J.W.C., GUENNOG, P., HARRISON M., LE BOT, S., PHILPOTT, S., VINCHON, C., BEE, E., SIMIEN, F., JANJOU, D., GARLAN, T., TRENTESAUX, A., MAHIEUX, G., BRIET, D., AUGRIS, C.

Front cover

Bedforms / Corps sédimentaire

Bibliographical reference

JAMES, J.W.C., GUENNOG, P., HARRISON, M., LE BOT, S., PHILPOTT, S., VINCHON, C., BEE, E., SIMIEN, F., JANJOU, D., GARLAN, T., TRENTESAUX, A., MAHIEUX, G., BRIET, D., AUGRIS, C. 2002
GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland:
GEOSYNTH: Synthèse géologique et sédimentologique du Pas de Calais et de ses environs. *British Geological Survey Commissioned Report*, CR/02/078. CD-ROM 36pp.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

The full range of Survey publications is available from the BGS Sales Desks at Nottingham and Edinburgh; see contact details below or shop online at www.thebgs.co.uk

The London Information Office maintains a reference collection of BGS publications including maps for consultation.

The Survey publishes an annual catalogue of its maps and other publications; this catalogue is available from any of the BGS Sales Desks.

The British Geological Survey carries out the geological survey of Great Britain and Northern Ireland (the latter as an agency service for the government of Northern Ireland), and of the surrounding continental shelf, as well as its basic research projects. It also undertakes programmes of British technical aid in geology in developing countries as arranged by the Department for International Development and other agencies.

The British Geological Survey is a component body of the Natural Environment Research Council.

Keyworth, Nottingham NG12 5GG

☎ 0115-936 3241 Fax 0115-936 3488
e-mail: sales@bgs.ac.uk
www.bgs.ac.uk
Shop online at: www.thebgs.co.uk

Murchison House, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA

☎ 0131-667 1000 Fax 0131-668 2683
e-mail: scotsales@bgs.ac.uk

London Information Office at the Natural History Museum (Earth Galleries), Exhibition Road, South Kensington, London SW7 2DE

☎ 020-7589 4090 Fax 020-7584 8270
☎ 020-7942 5344/45 email: bgs london@bgs.ac.uk

Forde House, Park Five Business Centre, Harrier Way, Sowton, Exeter, Devon EX2 7HU

☎ 01392-445271 Fax 01392-445371

Geological Survey of Northern Ireland, 20 College Gardens, Belfast BT9 6BS

☎ 028-9066 6595 Fax 028-9066 2835

Maclea Building, Crowmarsh Gifford, Wallingford, Oxfordshire OX10 8BB

☎ 01491-838800 Fax 01491-692345

Parent Body

Natural Environment Research Council, Polaris House, North Star Avenue, Swindon, Wiltshire SN2 1EU

☎ 01793-411500 Fax 01793-411501
www.nerc.ac.uk

Foreword

The GEOSYNTH project provides, through the medium of a CD-ROM, a bi-lingual synthesis in GIS and multimedia format of the geology and sedimentology of the Dover Strait and its coastal limits. This report only exhibits the form of the maps and accompanying text from the extensive dataset held in the CD-ROM.

Environmental pressures from factors such as sea level rise, climate change, marine aggregate extraction, fisheries and tourism, both now and in the future require an understanding of the of the geology and sediments of the Dover Strait and its coastal hinterland.

Significant geological data exist from scientific research, regional, environmental and resource surveys and engineering work within the project area. Collating, interpreting and synthesising available geological data into an integrated themed format has been the principal aim of the GEOSYNTH project.

The area covered by the project includes the coasts of Kent and Nord – Pas de Calais and the offshore area between these two regions including the Dover Strait and the Thames Estuary.

The principal contributors and authors of the project are:-

BGS: Ceri James, Matthew Harrison, Sally Philpott and Emma Bee

BRGM: Pol Guennoc, Charlotte Vinchon, Frédéric Simien and Dominique Janjou

SHOM: Thierry Garlan

Unversité de Lille: Alain Trentesaux, Sophie Le Bot

Unversité d'Amiens: Geoffroy Mahieux, Damien Briet

IFREMER: Claude Augris

The Multimedia presentation within the CD-ROM was developed by Movida Production, Orleans.

The project was partly funded with a grant from the European Regional Development Fund (InterregIIa).

Avant-Propos

Le projet GEOSYNTH fournit par l'intermédiaire du CD-ROM dans un cadre SIG et multimedia, une synthèse bilingue de la géologie et de la sédimentologie du détroit du Pas de Calais et de ses environs. Ce rapport contient seulement les cartes et les textes d'accompagnement, de l'ensemble des lots de données contenues dans le CD-Rom.

Les pressions environnementales et divers facteurs à la fois présent et futur tels que la remontée du niveau marin, les changements climatiques, l'exploitation de granulats en mer, la pêche et le tourisme, nécessitent une compréhension de la géologie et des sédiments du détroit du Pas de Calais et de ses environs.

De nombreuses données géologiques existaient, résultant de travaux de recherche scientifique, de campagnes environnementales, ou de recherche de matériaux, ou bien de travaux de génie civil dans l'emprise géographique du projet. Collecter, interpréter et synthétiser les diverses données géologiques disponibles sous une forme intégrée a été le principal objectif du projet GEOSYNTH.

La région couverte par le projet comprend les côtes du Kent et du Nord – Pas de Calais, ainsi que le domaine sous-marin situés entre ces deux régions en incluant l'estuaire de la Tamise.

Pour mettre en œuvre et coordonner le projet, un partenariat transmanche a été établi entre les deux services géologiques nationaux, le British Geological Survey (BGS) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en association avec le Kent County Council et le conseil régional Nord – Pas de Calais. Les collaborateurs de ce projet comprennent le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), IFREMER, l'Université Lille 1, et l'Université of Picardie. Le projet a aussi bénéficié d'échanges avec le Service Géologique Belge et le RCMG de Gand, Belgique

Les principaux contributeurs et auteur de ce projet sont:-

BGS: Ceri James, Matthew Harrison, Sally Philpott, Emma Bee

BRGM: Pol Guennoc, Charlotte Vinchon, Frédéric Simien, Dominique Janjou

SHOM: Thierry Garlan

Université de Lille: Alain Trentesaux, Sophie Le Bot

Université d'Amiens: Geoffroy Mahieux, Damien Briet

IFREMER: Claude Augris

La présentation Multimedia du CD-ROM a été développée par Movidia Production, Orléans.

Le projet a été partiellement financé par des crédits du Fonds Européen de Développement Régional (InterregIIa).

Acknowledgements / Remerciements

A considerable amount of cartographic, computing and support work was undertaken throughout the organisations involved in the project. Of the many individuals and organisations who contributed to the project we would particularly like to thank the following:

BGS: Margaret Slater, Steve Hurst, Gareth Jenkins, Tony Crosby, Debbie Daley, Roger Parnaby, Tony Myers, Kathy Arbon.

BRGM: Claudine Kluyver, Frédéric Chêne, Pascal Puvilland

SHOM: Patrick Guyomard, Axel Ehrhold, Yves Pastol, Marie-Thérèse Dorval

Université de Lille 1 : Dorothee Manteau, Vincent Hanquiez, Jean Carpentier.

Philippe Clabaut

R.C.M.G.: Jean-Pierre Henriet, Vera Van Lanckner

Kent County Council: Clive Gilbert and Marie Capucine-Declémy

The United Kingdom Hydrographic Office for use of bedform data (Licence number HO 359/020222/16)

Le service Hydrographique du Royaume Uni pour l'utilisation des données du bedform (Licence numéro HO 359/020222/16)

EDF GET ARTOIS for use of underwater video from project IFA200.

EDF GET ARTOIS pour l'utilisation de la vidéo-sous-marine du projet IFA2000

Contents

Foreword	i
Avant-Propos	ii
Acknowledgements / Remerciements	iii
Contents	iii
CD-ROM	vi
Cédérom	viii
Copyright	ix
1e Introduction	1
2e Bathymetry of the Straits of Dover	2
3e Bedforms within the Straits of Dover	2
4e Sea Bed Sediments	3
5e Littoral and Offshore Sediment Transport	4
5.1 Hydrodynamical indicators:.....	4

5.2	Morphological indicators:	5
5.3	Numerical modelling	5
5.4	Residual sediment transport pathways in the Dover Strait	5
6e	Coastal Evolution	6
7e	Seismicity	6
8e	History of Channel Tunnel Geological Investigations	7
9e	Holocene Evolution	8
10e	Pleistocene History	9
11e	Geological History of the Straits of Dover	10
11.1	Origin of major structures	10
11.2	History of sediment deposition	11
1f	Introduction	13
2f	Morphologie des fonds du Pas de Calais	14
3f	Les corps sédimentaires	15
4f	La nature des sédiments	16
5f	Le transit sédimentaire	17
5.1f	Les indicateurs courantologiques	17
5.2f	Les indicateurs morphologiques	17
5.3f	La modélisation numérique	18
5.4f	Les transits sédimentaires résultants dans le détroit du Pas de Calais :	18
6f	L'évolution du trait de côte	18
7f	Sismicité du Pas-de-Calais	19
8f	Le Tunnel sous La Manche Historique des Recherches	19
9f	Les sédiments holocènes	21
10f	Histoire Pleistocene	22
11f	Histoire La Géologie	23
11.1f	Origine des principales structures géologiques	23
11.2f	Histoire de la sédimentation	24
	References / Bibliographie	25

List of Figures

1. Example of page view from Multimedia presentation	vi
2. Exemple de présentation d'une page multimedia	viii
3. Bathymetry/ Bathymétrie	26
4. Bedforms/ Corps sédimentaires	27
5. Sea bed sediments/ Nature de fond	28
6. Sediment transport / Dynamique sédimentaire	29
7. Coastal evolution/ Evolution du trait de côte	30
8. Seismicity / sismicité	31
9. Holocene sediments/ Holocène deposits	32
10. Pleistocene sediments/ Pléistocène deposits	33
11. Solid Geology/ Géologie	34
12. Sample stations/ Echantillons	35
13. Seismic track lines/ Profils Géophysiques	36

CD-ROM

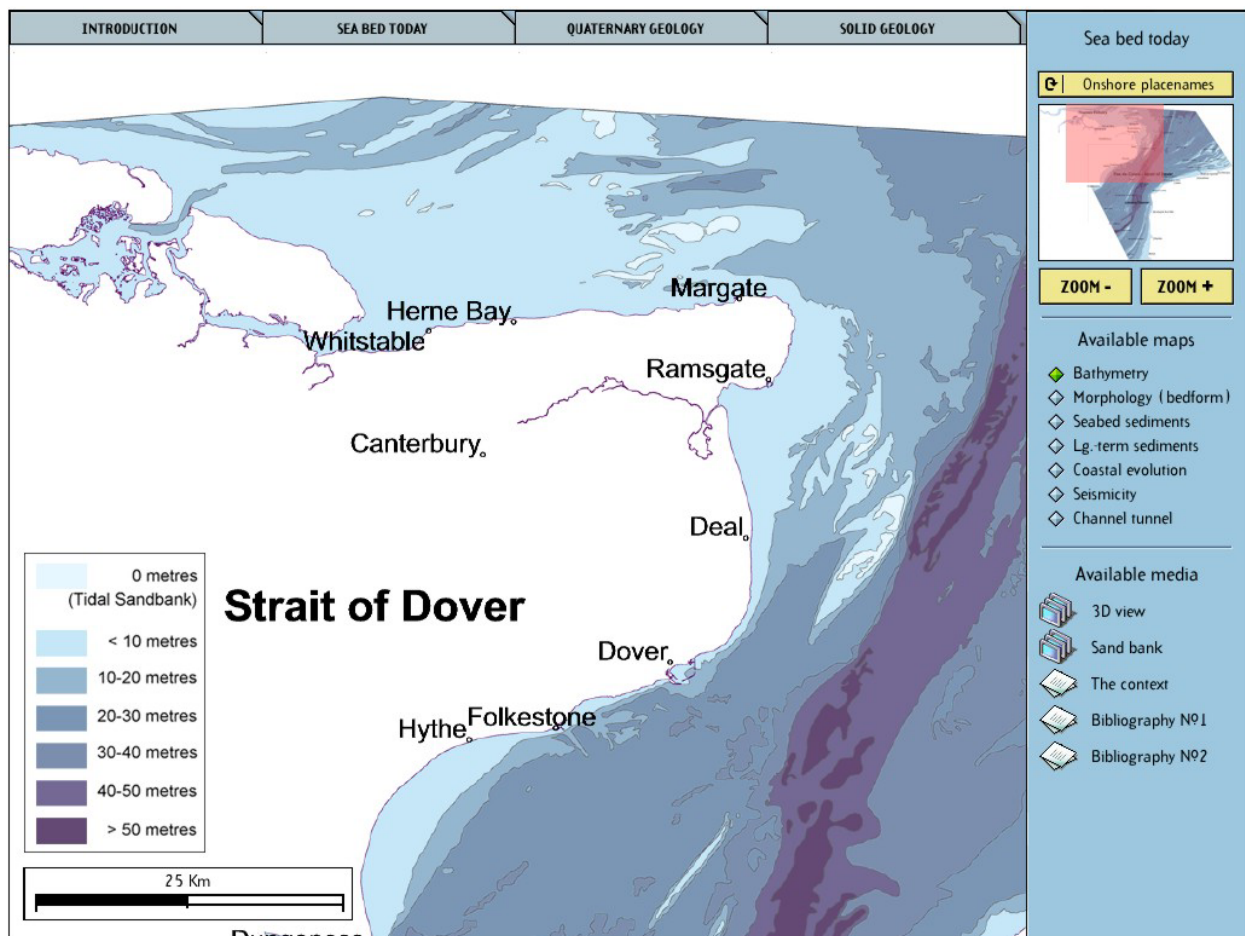


Figure 1 Example of page view from Multimedia presentation

The CD-ROM, which accompanies this report, is the principal product of the GEOSYNTH project.

The data contained in the CD-ROM is available within two formats. The first is a Multimedia presentation, which has been designed in conjunction with MOVIDA Productions, Orleans, France. It is a simple interface through which the full data available on the CD can be browsed. Secondly, the map data is available for GIS queries through a free ArcExplorer program, included with the CD, or an ArcView project that has been created to show the available data.

Data in the multimedia presentation is divided into 3 chapters: Sea Bed Today, Quaternary Geology and Solid Geology. These Chapters can be accessed through the Tabs at the top of the page.

Each chapter contains maps, images and text relating to the subject. Maps are viewed through the Main Viewer, with legend information in a small viewer bottom left- some of these are context sensitive. Maps can be navigated using the Navigation Window top right. There are Zoom buttons and the extent of the whole image being viewed can be seen with the red overlay in the navigation window. When the map is zoomed in, the user can Drag this red overlay to Move around the map in the main viewer.

Maps can be selected by clicking the radio buttons in the right hand panel. Placenames, both off and onshore can be viewed by Clicking in the Placenames button top right. As each map is displayed the various extra resources relating to this map are changed in the right-hand lower panel called Available Media. These consist of images with descriptive captions, cross-sections and links to text documents that describe or complement the map data.

To view the text documents the Multimedia presentation links to Adobe Acrobat free viewer. You must install Adobe Acrobat to read the text. A copy can be found on this CD. If you already have a copy installed but can't see the documents please try re-installing Adobe Acrobat in the first instance.

If you try viewing the multimedia presentation on a computer with a screen resolution of 800 x 600 it will not function correctly. Please increase your screen resolution to at least 1024 x 768 pixels.

Cédérom

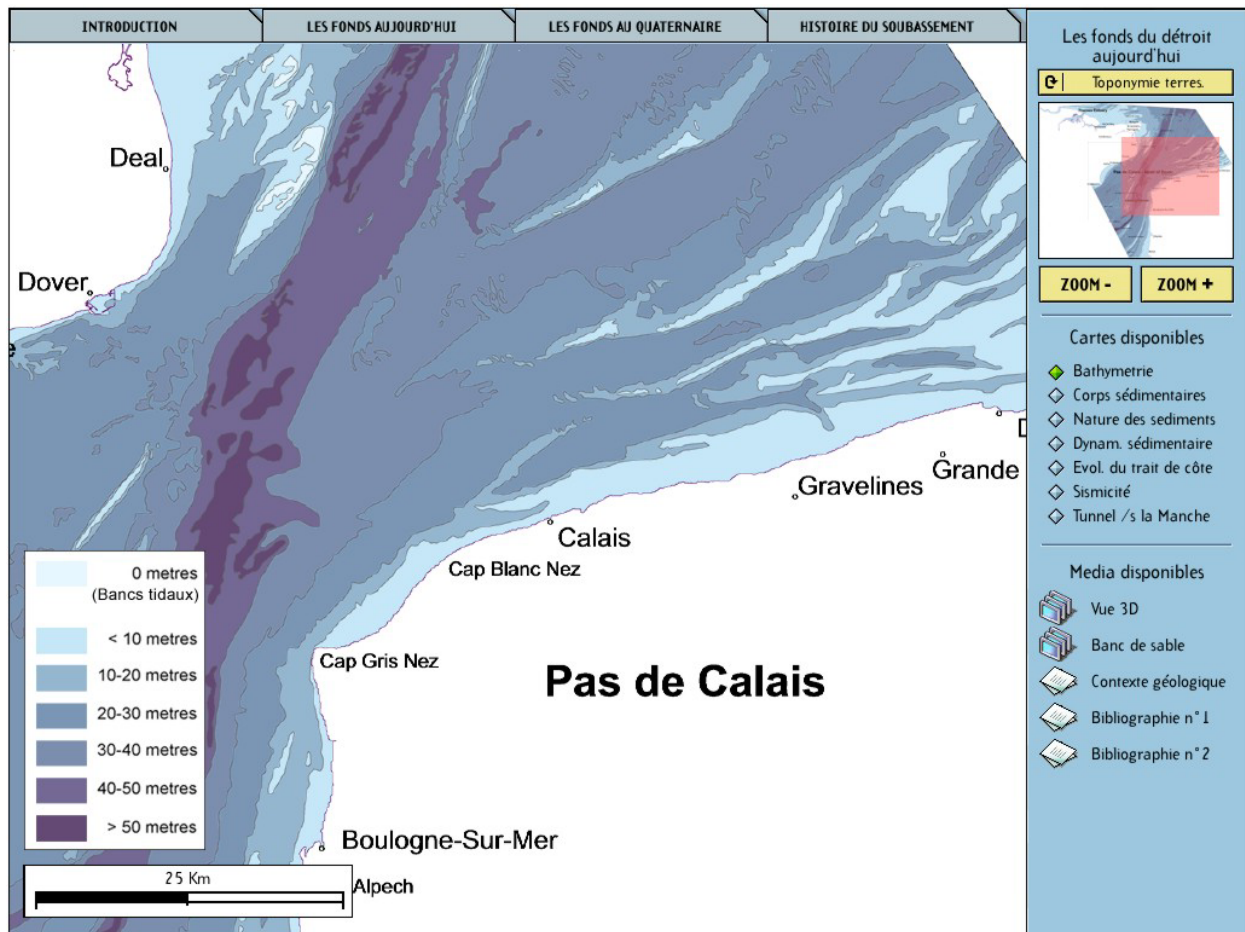


Figure 2 Exemple de présentation d'une page multimédia

L'outil multimedia - réalisation MOVIDA Productions- est une interface à travers laquelle on peut accéder à toutes les diverses données de ce cédérom. Les données cartographiques sont aussi disponibles sous forme de SIG à travers l'application gratuite ArcExplorer ou bien avec ArcView, programme avec lequel les données ont été structurées.

Dans la partie multimédia, les données sont divisées en trois chapitres: les fonds aujourd'hui, les fonds au Quaternaire, l'histoire du substratum. Ces Chapitres peuvent être atteints par les onglets, en haut de la page.

Chaque chapitre contient des cartes, des images et du texte en relation avec le sujet. Les Cartes sont vues à travers la Fenêtre principale, avec la légende en bas à gauche et certaines d'entre elles sont sensibles au passage de la souris. Il est possible de se déplacer sur les cartes à l'aide de la fenêtre de navigation en haut à droite. Il y a des boutons de Zoom et l'étendue de la zone observée dans la fenêtre de navigation est matérialisée par un carré rouge. Il est aussi possible de déplacer ce carré rouge pour changer de zone d'observation.

Les cartes sont choisies en cliquant sur les boutons à droite de l'écran. Les noms de lieux, à la fois à terre et en mer peuvent être visualisés en cliquant sur le bouton Localités en haut à droite.

A chaque visualisation d'une nouvelle carte, les divers informations supplémentaires sont modifiée dans le panneau en bas à droite (média disponibles). Il s'agit d'illustrations assorties de légende, de coupes et de liens aux textes descriptifs du contexte général des cartes

L'outil multimedia est lié au logiciel gratuit Adobe Acrobat qui permet de lire les textes. Si vous ne le possédez pas, vous devez l'installer pour pouvoir les lire. Une copie de ce logiciel est disponible sur ce CD. Si vous avez déjà une copie et que vous ne pouvez pas lire les documents, veuillez tout d'abord réinstaller Adobe Acrobat.

La résolution d'écran de 800 x 600 pixels est insuffisante. Si nécessaire, veuillez augmenter votre résolution d'écran au minimum à 1024 x 768.

Copyright

All work on this CD-ROM is held under copyright of BGS and BRGM as representatives of all the contributors.

The copyright of the British Geological Survey materials contained on this CD ROM is vested in the Natural Environment Research Council [NERC] of the United Kingdom. Use of NERC data is restricted under the Copyright Designs and Patents Act 1988 and by the international conventions. The materials produced under BRGM copyright are governed by the 1954 Law on Intellectual Property and by the international conventions.

However, permission is granted for use of these data on the CD ROM for research purposes. No part of these data may be commercially sold, used to provide a value added commercial product nor form part of a commercial data package without the prior written permission of the copyright holder(s).

Those wishing to obtain and use source digital geological map datasets must make independent requests to:

- the Intellectual Property Rights Section, at the British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG [+44 (0) 115 936 3331], e-mail jalex@bgs.ac.uk), quoting the IPR section's reference number IPR/26-22 or at

- BRGM, Diffusion des Produits Numériques, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris, [tel (0)1 47 07 91 96, fax (0)1 43 36 76 55, infoterregu@brgm.fr, référence Geosynth 2002.

The CD-ROM is included within the following report, GEOSYNTH: A synthesis of the geology and sediments of the Dover Strait and its hinterland: British Geological Survey Commissioned Report CR/02/078

© NERC-BRGM. 2002 All rights reserved.

Tous les travaux réalisés dans ce cédérom sont sous le copyright conjoint du BGS et du BRGM représentant l'ensemble des contributeurs

Les réalisations sous copyright du British Geological Survey de ce cédérom appartiennent au Natural Environment Research Council [NERC] du Royaume Uni. L'utilisation des données du NERC est soumise au Copyright Designs and Patents Act 1988 et aux Conventions internationales. Les réalisations sous copyright du BRGM de ce cédérom sont régies par la loi de 1954 sur la propriété intellectuelle et par les conventions internationales.

Cependant, une permission est allouée pour une utilisation à des fins de recherche. Aucune partie de ces données ne peut être commercialisée, ni utilisée pour procurer une valeur ajoutée à un

produit commercial ni former une partie de données commercialisées sans un accord écrit des propriétaires du copyright.

Les personnes désirant obtenir les données numériques des cartes géologiques doivent effectuer une demande à:

- BRGM, Diffusion des Produits Numériques, Maison de la Géologie, 77, rue Claude Bernard, 75005 Paris, [tel (0)1 47 07 91 96, fax (0)1 43 36 76 55, infoterregu@brgm.fr, référence Geosynth 2002, ou à

- Intellectual Property Rights Section, British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, Nottingham, NG12 5GG [+44 (0) 115 936 3331], e-mail jalex@bgs.ac.uk), en indiquant le numéro de référence IPR/26-22

Ce cédérom fait partie du rapport intitulé GEOSYNTH: Synthèse géologique et sédimentologique du Pas de Calais et de ses environs, British Geological Survey Commissioned Report CR/02/078.

© NERC-BRGM 2002. Tous droits réservés.

1e Introduction

The GEOSYNTH project provides a synthesis in GIS and multimedia format of the geology and sedimentology of the Dover Strait and its coastal limits

Current and future pressures and demands, both commercial and environmental, highlight the need for comprehensive, relevant and accessible data and interpretations of the geology of the Dover Strait. The commercial priorities include transportation, energy resources, marine aggregate extraction, fisheries and tourism. The environmental pressures include sea level rise, climate change, coastal defence and flooding, beach nourishment, coastal and marine biodiversity.

Significant geological data exist from scientific research, regional, environmental and resource surveys and engineering work to satisfy some of these needs. Collating, interpreting and synthesising available geological data into an integrated format across the Transmanche region has been the principal aim of the GEOSYNTH project.

To implement and co-ordinate the project a Transmanche partnership was set up between the two national geological survey organisations, the British Geological Survey (BGS) and Bureau des Ressources Géologiques et Minière (BRGM) in association with Kent County Council and the Nord – Pas de Calais Conseil Régional. Collaborators in the project include the Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine (SHOM), Institut Français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER), University of Lille 1, and the University of Picardie. It has benefited from contacts with the Belgian Geological Survey and the Renard Center of Marine Geology (RCMG) in Gent, Belgium.

The area covered by the project includes the coasts of Kent and Nord – Pas de Calais and the offshore area between these two regions including the Dover Strait and the Thames Estuary.

The principal themes for which data has been interpreted and synthesised include:

- Bathymetry (Figure 3)
- Bedforms (Figure 4)
- Sea bed sediments (Figure 5)
- Littoral and offshore sediment transport (Figure 6)
- Coastal evolution (Figure 7)
- Seismicity (Figure 8)
- Aspects of the geology of the Channel Tunnel
- Holocene sediments (Figure 9)
- Pleistocene sediments (Figure 10)
- Solid Geology (Figure 11)
- Sample stations. (Figure 12)
- Geophysical survey track lines (Figure 13)

These are illustrated graphically in the CD-ROM as raster images within two applications.

- a multimedia tool which allows panning and zooming with links to text documents and photographs to illustrate the area.
- an application using ESRI Arc Explorer software allowing the user to overlay themes and perform simple GIS query operations.

2e Bathymetry of the Straits of Dover

The Dover Strait forms the narrow link, which joins the English Channel to the North Sea, and also lies on the boundary between the English landmass and the European continent. At its narrowest, the strait is 33km wide (Figure 3).

A major morphological feature of the Strait is the Lobourg Channel, which is a central depression about 6km wide. The trend of the channel axis is to the north north east (NNE) and cuts into the sea bed below the 15m bathymetric contour. The maximum depths within the Strait are found to the east of Le Colbart bank, where the depth is between 60 and 66m and to the north east of the Varne bank where depths reach 68m.

Sand banks are major features of the Dover Strait, ranging in width from 1 to several kilometres wide and up to 60km in length. An example of such a bank is the Bassure de Baas. These banks are generally asymmetrical in cross section, with their steep slope orientated towards the coast. This is particularly true for West-Dyck, Out-Ruytingen, Sandettié, Smal, Bassure de Baas and Vergoyer banks. On both sides of the Strait, the banks fan out towards the North Sea and the English Channel. In shallower coastal waters, the sand banks often overlap each other forming a complicated interconnected network. Examples of this are the banks of Flanders on the Belgian side of Calais.

The larger sand banks within the Straits of Dover tend to skirt the Lobourg Channel, which has the Vergoyer flanking its eastern side and Les Ridens, Bassurelle and Bullock Bank on its western side. In the northern part of the Dover Strait, South Galiper bank borders the western part of the Lobourg Channel whereas the rectilinear form of South Falls borders the channel to the east. Although other rectilinear, straight banks, such as Le Colbart (The Ridge) and the Varne are present on the English side of the Strait there are no equivalent banks on the French side.

Within the Strait the banks generally lie on a relatively flat surface which slopes very gently from the coast. However, in some areas which are characterised by cliffed coastlines, and where the central channel approaches the coastal zone, slopes can exceed 2° . With the exceptions of Berck and north east of Margate, lower coasts with dunes extend into the marine environment with an average slope of 0.2° , with the sea bed reaching a depth of 10m some 5 or more miles (8km) from the coastline.

The Lobourg Channel passes near to the French coastline at Cap Gris-Nez and then trends north towards the English coastline east of Goodwin Sands. In this area, where the two coastlines are at their closest, the seabed slopes are relatively steep. Sand banks are more numerous to the north of Cap Gris-Nez and Dover with groups of banks formed in the Thames Estuary and Flanders east of Calais. Single, lone banks are found in the more open sea areas. The highest banks can be up to 25 metres high and can form dangerous obstructions for navigators.

3e Bedforms within the Straits of Dover

The sea bed morphology within the Geosynth area is extremely variable due to the geological features and the distribution of sea bed sediments influenced by the tidal current pattern. Three

major features can be distinguished: a lower rocky unit of various morphologies, an intermediary flat pavement of coarse lag deposits and an upper unit comprising sandy bedforms (Figure 4).

There are outcrops of rock, which display varying morphologies, between Cap Blanc-Nez, Cap d'Alprech and Dungeness and also offshore in Pegwell Bay. In front of the Cap d'Alprech and between Boulogne-sur-mer and Cap Gris-Nez the steep rocky *coastal talus* becomes a plateau. In front of Cap Gris-Nez the rock outcrops as *crests* from 2 to 8m high. These correspond to hard beds left as a result of differential erosion of the softer layers. Facing Cap Blanc-Nez, the Quénocs and Rouge Riden rocks, with reliefs of 5 to 8m high, extend offshore as a large rock *escarpment* reaching 15m in the middle of the Strait. Offshore the rock outcrops are limited in size and are present as *scattered outcrops*, generally within a gravelly substrate.

The middle unit comprises a coarse lag deposit pavement, of thickness less than 1m and a generally flat topography, and covers the major part of the sea bed within this area.

The upper unit is composed of numerous sandy bedforms that cover the middle coarse lag deposit pavement from place to place. These bodies constitute the most noticeable morphological features within the Geosynth area. These are essentially, in descending size order, *sand banks*, *sand waves*, *megaripples*, *sand ribbons*, *sand streams* and *sand patches*. Although each form displays a distinct morphology (see map legend), most of these bedforms can coexist.

Within and surrounding the Dover Strait sand banks with lengths of 3 to 75km, widths of several hundreds of metres to 6km, and heights of 10 to 30m high are observed. They are essentially located along the French coast off the western (Vergoyer, Bassure de Baas and Battur) and northern coastlines. 15 sand banks lie within the northern coastal zone belonging to the group of the Flemish Banks which propagate eastward on the Belgium platform. Close to the English coastline are the Thames Banks, the Goodwin Sands and the Margate Sands. Within the Strait of Dover the major banks present are the Varne, the Colbart, Bullock Bank, Sandettie and the North and South Falls. Extensive sand wave fields have been observed W-SW and N-NW of the Geosynth area, and along the Belgian-French boundary between some offshore sand banks. Sand waves from 1.5 to 4m high also festoon the sand banks except for the Dunkerque sand banks where the small water depths (of only a few meters) allow the formation of only the smallest of features (megaripples). Huge fields of megaripples cover the sea floor all along the English coast. They are also observed on sand wave and sand bank surfaces. Ribbons and streams are abundant close to the Calais-Dover Strait and the North Foreland headland. They can be covered with megaripples and sand waves.

The formation of the different sedimentary features depends on current strength and sand availability (Belderson et al., 1982). With increasing currents, the following series of bedforms is observed: megaripples, sand waves, sand banks, sand ribbons and finally sand streams. If the sand supply decreases, sand banks will be cannibalised to form sand ribbons and sand streams, sand patches replace fields of megaripples and the other types of bedforms will appear less frequently.

4e Sea Bed Sediments

Within the Dover Strait the sea bed is essentially covered with Quaternary sediments that can generally be divided into 2 broad types: coarse lag deposits and sandy accumulations. In some places, however, the sea bed comprises muddy sediments or rocky outcrops (Figure 5).

The coarse lag deposit comprises sandy gravels to pebbles and boulders, including rocky elements and broken shell fragments (10-40% of content). The rocky elements (such as flints, sandstones and limestones) result from the erosion of underlying or neighbouring Jurassic and Cretaceous formations (Veenstra, 1969) deposited during the first stages of the Holocene transgression when currents were stronger. Some elements, that result from ice rafting processes

which occurred during glacial periods in the Pleistocene, can reach 1 to 2m in dimension. In the present day, and under the tidal-current regime, the coarse lag deposit is not mobile and is formed by the winnowing away of the finer grained material. This deposit is generally less than 0.5m thick but occurs over much of the area. In some areas it is interspersed with areas of bare rock.

In most cases the sandier material overlays the lag deposit. The sand was brought by the discharge of the Rhin-Meuse system and the Thames during the last glacial period (Houbolt, 1968). At present times, the sandy material is usually contained within the bedforms and is generally mobile under the present current regime. The sediment associated with the banks comprises sand to slightly gravelly sand and tends to be medium grained (0.2 to 0.5 mm) and very well to moderately well sorted, whereas the sediment associated with the smallest bedforms (sand waves, megaripples and ribbons) tends to be coarser grained (sand to gravelly sand) and poorly sorted.

Muddy sediments are rare and generally comprise patches of muddy sandy gravel, gravelly muddy sand, sandy mud or muddy sand in nearshore areas of thin lag deposits. Examples of these are present either side of Dungeness, within the Thames Estuary, at the Aa mouth, in front of the Calais and Dunkerque harbours and close to the French/Belgium border.

The rocky outcrops correspond essentially to sandstone layers from the Upper Jurassic in front of Cape Gris-Nez and of chalk from the Cretaceous in front of Cap Blanc-Nez and in Pegwell Bay.

In the English sector and to the south-southwest of the Straits of Dover the sea bed sediments mainly comprise sand and gravelly sand, with limited areas of sandy gravel. However, to the east-northeast of the Strait the sea bed sediments become coarser with larger areas of sandy gravel and gravel, indicating stronger tidal currents in this area. Strong tidal currents also keep the narrowest part of the Straits of Dover devoid of mobile sand. Within this area, the lag sediment cover is discontinuous and small outcrops of bed rock, formed of hard limestone and sandstone bands, stand out on the sea bed scattered within the gravelly substrate. More extensive outcrops of bed rock are observed between Sangatte and Boulogne-sur-Mer. The outcrops are particularly frequent in the Cap d'Alprech-Cap Gris-Nez area, where they tend to be smooth surfaced and overlain locally by long, narrow sand ribbons.

Accumulations of sandier material form a series of major linear tidal sand banks which are located to the southwest and east of the Strait of Dover, and off the North Foreland headland. Coarse sediments are often found between these banks.

5e Littoral and Offshore Sediment Transport

Sea bed mobility results from complex interactions between superficial sediments and near bottom water mass movements. The determination of residual sedimentary transport (at a decennial scale and more) is based on the analysis of hydrodynamic, morphological and sedimentological indicators, as well as on the calculation by numerical modelling (Figure 6).

5.1 HYDRODYNAMICAL INDICATORS:

In the Dover Strait, tide is the principal agent responsible for sediment transport. Currents induced by winds, storms and waves are an important influence on short-term sediment transport (hourly to weekly scale) but, in the longer-term, the principal hydrodynamic indicator is the direction of the strongest current measured during a mean spring tide, direction generally corresponding, at sea bed, to that of residual sediment transport. Compilation of current measurements (SHOM, 1968) has enabled characteristics of the mean spring tide currents in the

Dover Strait to be determined. Compared to tidal currents which dominate the offshore sediment transport regime, wave action, at the littoral talus level, becomes more dominant nearer the coast.

5.2 MORPHOLOGICAL INDICATORS:

Formation and evolution of bedforms is governed by the residual sediment transport characteristics. The different types of bedforms, which are widespread in the Dover Strait (see Bedforms map), can be considered as the morphological indicator of residual sediment transport pathways:

Transport direction can be determined from longitudinal bedforms (sand ribbons, sand streams) which lie parallel to the currents that formed them.

Asymmetrical bedform polarity is considered to be one of the best indicators of residual sediment transport direction: the direction of transport is orientated from the gentle side toward the steep side of the feature.

Sand waves crests are the most useful indicators among the features transverse to the maximum current flow compared to megaripples which only indicate the instantaneous sediment transport direction. The gravelly windows, observed at the foot of some of the larger sand waves can also be taken as a good indicator of sediment transport direction : the transport is realised from the sand wave towards the gravelly window.

Sand banks with an oblique orientation to that of the maximum current flow can also indicate residual sediment transport direction that operates from the gentle side toward the steep side of sand banks. The morphology of their margins also indicates residual sediment transport direction: transport is directed from the large, rounded extremity towards the narrow, fringed end (for example, Bassure de Baas, Western Dyck, Sandettié).

These different indicators have allowed the establishment of a residual sediment transport scheme for the southern North Sea (Kenyon and others, 1981).

5.3 NUMERICAL MODELLING

Numerical models allow the characterisation and quantification of residual sediment transport. The study from Grochowski and others (1993), that covers the whole Dover Strait, indicates the orientation and the intensity of sediment transport during a mean tide. These calculations are obtained by combining the instantaneous velocity output of a hydrodynamic numerical model with a sediment transport equation.

5.4 RESIDUAL SEDIMENT TRANSPORT PATHWAYS IN THE DOVER STRAIT

In the large central part of the Geosynth area, sediment transport generally occurs from the North Sea toward the Channel. This is due to the influence of the ebb dominated currents that flow toward the south-west. Along the French and English coasts transport in the opposite direction is observed due to the influence of the flood dominated currents, which are orientated towards the north-east, and the waves.

Local sediment transport pathways with opposite direction have been identified : for example, at the extremity of South Falls (Le Bot, 2001), on the steep side of the Out Ruytingen and the Vergoyer sand banks, and on the stoss side of the Ridens de la Rade and Ridens de Calais (Augris and others, 1990). Others local patterns are located at the convergence of the Sandettié's, Fairy's and Out Ruytingen's margins (this study) and surrounding The Varne and The Ridge (Grochowski et al., 1993). These cells of transport could be due to the presence of sandbanks inducing local perturbations of the currents.

In the Dover Strait, due to narrowing of the basin, increased currents are observed, resulting in a corresponding increase in sand transport. Due to this, sand is no longer being deposited in the Strait, leaving only the coarse lag deposit pavement and the scattered rocky outcrops and escarpments. The northern extremities of the Vergoyer and Bassure de Baas sand banks (located in the south of the Strait), and the southwestern extremities of the South Falls and Sandettie sand banks (located in the northeast of the Strait) are being eroded due to the short supply of sand which is stored only in sand ribbons and sand patches.

6e Coastal Evolution

The Coastlines of Nord – Pas de Calais and Kent display important evolutionary characteristics where the major trend is coastal retreat (Figure 7).

Retreat of the low coasts is linked to a deficit in sand supply in dune systems. The seaward side of these dunes is eroded and shows a cliff morphology; in some places the dune line threatens to break. The fragility of the rocky cliffs depends on the soft and frost-cleft nature of Cretaceous chalk and Jurassic clays, sandstones and limestones. It is also influenced by the intense fracturing which increases the porosity and permeability of the chalk and sandstones, and thus the seasonal pulsations of the water-table. This fragility is emphasized by sea action during storms and storm surge events, during which the soft cliffs and foreshore are highly susceptible to erosion.

Several areas, especially on the Kent Coast, can be considered as stable. However this stability is rarely natural, but often due to the construction of coastal defences such as the extensive sea walls in areas such as Folkestone Warren and the coastline between Margate and Ramsgate. Groynes are also a very common feature around the Kent coast.

Conversely estuaries are subject to an infilling process in which natural processes and man-made features combine to trap transported sediment. This has a knock on effect of reducing the amount of sediment building up in the coastal dune sectors. In a few places, the sandy coast is characterized by accretion thanks to transverse coastal structures trapping the sand. A specific feature has been constructed in Sangatte to consolidate the dune line.

In these areas, where human and economic pressure is high, a critical situation arises exacerbated further by instability in a geological context and also because of the knock on effects of poorly designed coastal defences. On both sides of the Dover Strait, coastline evolution preoccupies the minds of the managerial authorities. In the Region of Nord – Pas de Calais, a scheme for coastline management has been realised between 1999 and 2001 by Syndicat Mixte de la Côte d'Opale (INTERREG IIc, FODEL and CPER 94-99 funding) helping in the development of coastal management. Since guidelines for coastal defence authorities were published by MAFF (now known as DEFRA) in 1995, the Kent authorities, together with MAFF and the Environment Agency, have produced an integrated coastal defence strategy called a Shoreline Management Plan wherein all conflicting needs and constraints on the coastline are identified and considered.

7e Seismicity

The Dover Strait and the surrounding area is characterised by weak seismic activity. Indeed, over the last 40 years modern techniques of seismic detection and monitoring, which provide information regarding the origin (epicentre) and magnitude (energy calculated on the Richter Scale) of any seismic events have only detected about 15 events of low amplitude (magnitude equal or lower than 3.5) within the Geosynth area (Figure 8).

Among these recent events, those of 17 May 1979 near Arques (a district of St-Omer) and 14 December 1991 near Longueville (a district of Boulogne/Mer) caused shockwaves to be felt but without damage to any buildings or structures. The epicentre of these events reached only IV to V on the MSK scale (a macro-seismic scale which quantifies the intensity of the shocks felt on the earth's surface).

Although local seismic events have remained few in number and of little importance in recent times, this has not always been the case. In the past, events of a much more significant, and destructive nature have been recorded. For example, on 6 April 1580, the epicentre of an event reaching VII to VIII on the MSK scale occurred in the middle of the Strait between Dover and Calais. There was another earthquake in the same area on 28 November 1786, although the intensity of this event was slightly lower with an MSK of VI. A short distance to the north east, where the Dover Strait and the North Sea merge, history shows that notable events occurred between 1382 and 1449 with intensities between VII and VIII on the MSK scale.

Historical seismic events with epicentres outside the boundaries of the Geosynth area have also affected the Calais district. These include, for example, events that originated in Germany in 1504, 1692 and 1756, in Great Britain in 1889, Belgium in 1938 and Holland in 1992.

8e History of Channel Tunnel Geological Investigations.

The establishment of a subterranean transport link between England and France across the Strait of Dover has a long history of geological study and investigation going back to the 17th century.

The similarity of the geology exposed in the cliffs of Southern England and Northern France was first noted in 1628 by a gentleman called Verstegan, who also suggested there may in the past have existed a land bridge of Chalk between the two areas. This similarity in the geology was also reported in 1751 to the Amiens Academy by the French geologist Nicolas Desmaret but it is only in 1802 that a first tunnel project was proposed by Alfred Mathieu, a French mining engineer, to Napoleon Bonaparte.

The construction of a tunnel requires a detailed knowledge of the underground geological conditions and this has been provided by multiple surveys, ancient and modern, making the Strait of Dover one of the most intensively surveyed and best known submarine areas in Europe.

The first serious studies and surveys were undertaken by a French hydrographer, Aimé Thomé de Gamond during the period from 1834 to 1867. He completed several projects and collected the first seafloor samples by submarine diving. He was unable to survey the geology beneath the sea bed and had no knowledge of favourable geological conditions for tunnelling. Therefore the projects were planned to cross the narrowest part of the Strait, i.e. from Cap Gris-Nez to an area between Dover and Folkestone.

During the latter half of the 19th century interest increased in a channel tunnel crossing. Committees and companies were formed in England and France to study, plan and design a tunnel. Sir John Hawkshaw drilled two deep boreholes on either side of the channel and a detailed plan and section between these boreholes was published in 1869. Extensive marine surveys were conducted under the patronage of the French Channel Tunnel Company in 1875 and 1876 by MM Larousse, Potier and de Lapparent. Up to 3300 sea bed samples were collected during two cruises using a purpose built rock corer. These data and their interpretation enabled the publication of a remarkable map of the Lower Chalk and Gault at a scale of 1:50 000 (see CD-ROM). In 1881 a tunnel was driven offshore for 2020 yards from Shakespeare Cliff and subsequently a tunnel 1840 metres was driven out from the French coast at Sangatte. From these studies the Chalk Marl emerged as the preferred strata for the route of any planned tunnel

Although studies and projects continued during the first half of the 20th century, for strategic reasons proposals to build a tunnel were never approved. By the 1950's there were no strategic objections to a channel tunnel. Seismic reflection profiles were recorded for the first time in 1957-58 allowing the identification of the geometry at depth of the strata in offshore areas. Faults and major features such as the Fosse Dangeard were detected and mapped. Some years later, in 1964-65, the GETM (Groupement d'Etude du Tunnel sous la Manche) and the CTSI (Channel Tunnel Site Investigation) initiated new seismic surveys and a program of 73 offshore boreholes, from which detailed geological data were obtained. The first detailed continuous cross-sections along the planned tunnel route were drawn.

These data and results were taken into consideration during the last phase of research conducted from 1986 to 1988 under the supervision of the Transmanche Link Consortium that was responsible for the construction of the Channel tunnel for the Eurotunnel Group.

High resolution multichannel seismics and 17 new boreholes on land and at sea were completed. The research focused on precisely defining the geometry of the Lower Chalk and the upper boundary of the Gault, also the geotechnical characteristics of the Chalk, the detection and location of faults and the physical nature of the Fosse Dangeard.

The gathering of this dataset and its interpretation enabled the construction of 51 kilometres of tunnel and the successful breakthrough and join on the 1st December 1990 without any major geological problems.

After such a long history based on ideas, dreams and numerous studies and projects the Channel Tunnel has now become a big enough feature to appear as part of the substratum geology of the Strait of Dover (see seismic section in CD-ROM)

9e Holocene Evolution

With the exception of the thick Pleistocene sediment series trapped in the "Fosse Dangeard", most of the Quaternary sediments in the Dover Strait are of Holocene age and were deposited during the last stages of the Holocene marine transgression. The uppermost parts of this deposit are still mobile and make up the bedforms (Figure 9).

Sea level reached the narrowest part of the Strait around 9000 years BP (Jelgersma et al., 1979), at about 40 m below the present-day sea level. The connection between the two basins of the North Sea and English Channel only occurred around 8700 years BP.

In the low continental areas (estuaries and palaeo-estuaries, the Flemish coastal plain and the outer Thames Estuary), the sedimentation rate is high and, following the deposition of a thin layer of marine (or estuarine) sediments, these lowlands became continentalised although the transgression was still going on.

In the case of the Thames Estuary, the area initially became part of a marsh and inter-tidal flat environment with extensive deposits of organic silts, clays and peat. As the northern and southern part of the North Sea Basin became completely joined, a strong tidal system began to rework any existing sediments, and these resulting deposits are mainly found as linear sand banks and sand waves. Onland, on the French side, the Holocene deposits are divided in two members (Dubois, 1924): The "Assise de Calais" (8000 - 4000 BP) and the "Assise de Dunkerque" (post 2800 years BP). These two members are frequently separated by a peat layer called the Upper Peat (4800 - 2800 years BP).

Offshore, the first deposits fill the fluvial valleys: the Yser, the Aa, the Slack, the Liane, the Canche and the Authie for the French side, and the Thames, the Medway and the Stour on the English side. These deposits are trapped under the thick sand bodies which make up the sand banks. Sand banks constitute the main Holocene sediments deposited within and surrounding the

Dover Strait. The trapped volume is probably huge. Depending upon their location, two main types of sand banks can be distinguished (Tessier and Trentesaux, 1997)

The banks that are the closest to the coast display a steeper side toward the coast suggesting an overall displacement toward the coast. This movement is well documented through the analysis of historic nautical charts (Van Cauwenberghe, 1971; Garlan, 1990), some of these banks having been integrated into the shoreline. Their internal structure, as revealed by high resolution seismic studies, is also indicative of a coastward direction of migration. The main dynamic agent responsible of their movement seems to be the action of storms.

Further offshore, the banks are first symmetrical then display a steeper face toward the offshore, suggesting a displacement in this direction. Their movement seems to be slower than for the coastal banks, but nautical chronicles are probably not precise enough to indicate any clear movement. Their internal structure nevertheless clearly indicates an offshore migration. The tidal currents are the main cause of this migration.

Over these bank structures, sediment is moving as a rolling belt of sand waves and megaripples. Here the sand is moving parallel to the coast (see the “long-term sediment transport” map). Although comparisons have not been made, this longitudinal transport of sand is probably of greater importance than any transverse movements.

10e Pleistocene History

During Quaternary times there were a series of global climatic variations (oscillations) which comprised glacial periods characterised by the growth of polar ice caps, and interglacial periods characterised by the decay of polar ice caps. During glacial periods sea level fell to levels as low as –120 m below present day sea level as the polar ice caps and continental glaciers locked in enormous quantities of seawater. During interglacial periods sea level generally rose to present day levels. There may have been as many as 20 glacial –interglacial cycles during the 2 million or so years of the Quaternary when sea level rose and fell (Figure 10).

These cycles have greatly affected continental shelf areas over which the sea has repeatedly advanced and retreated. Marine and continental processes have shaped the seabed through cycles of erosion and deposition. These processes resulted in the formation on the continental shelf of large flat and gently dipping abrasion platforms that are commonly dissected by incised channels that may be open or filled with sediment.

Such features are well developed in the Straits of Dover. On both sides, wide and flat abrasion platforms may be observed on the seafloor and continuing beneath the sandbanks at water depths between 25 and 30 m. These platforms are connected to the shores by gentle slopes. The central part of the Straits is dissected by the Loubourg Channel, which is an open depression about 10 km wide with margins at water depths between 30 and 40 m. It connects the Southern North Sea and the English Channel.

Numerous small channels have also been detected by seismics surveys and the thicknesses of the sediment infilling of these channels and below the mobile sediment (sandbanks or surficial cover) are shown on the Pleistocene map.

The infilled paleochannels form a network of valleys stretching out from the English and French coasts towards the axis of the Eastern English Channel and the Loubourg Channel. Although the precise nature and age of most of these infills are generally poorly known, they are believed to be dominated by fluvial deposits deposited during some of the major interglacial events of the Middle and Upper Pleistocene periods. These paleochannels form an extensive network in the Eastern English Channel.

The Straits of Dover seabed is also dissected by more deeply incised depressions either parallel or transverse to the main paleovalley systems. In the central part of the Straits, the Fosse Dangeard is a complex elongate depression incised in soft Gault Clay down 170 metres below present sea level. It is partly infilled by Pleistocene sand and reworked pebbles of chalk and flints.

The formation of the paleovalley system is clearly fluvial in origin as demonstrated by their shapes and the geometry of their infill sediments. However, questions remain concerning the formation of the deepest elongated depressions such as the Fosse Dangeard. The base of these depressions are deeper than the lowest known sea levels during the Quaternary, processes other than fluvial erosion by rivers flowing across the shelf to low Quaternary seas must be envisioned. Many hypothesis have been proposed by various authors such as local current scouring by fluvial processes, high tidal currents, or a catastrophic event such as an outburst of water due to the breaking of a barrier at the front of the ice cap, dissolution of rocks and karst formation which are processes known to occur in present glacial conditions.

Many similar elongated and overdeepened incisions are also present in the North Sea and in East Anglia. The formation of these so-called 'tunnel-valleys' has been linked to scouring by water circulation under ice-caps. If this hypothesis was invoked for the depressions in the Straits of Dover it would require southward extension of the ice during the later Quaternary glaciations beyond the current accepted limits for ice in the Southern North Sea and Southern England. The evidence of glacial deposits on the floor of the Straits of Dover is limited to relict boulders believed to have been dropped by icebergs.

Important questions remain unresolved about the origin of some features. Although the Pleistocene evolution of the Straits of Dover was dominated by subaerial and submarine processes associated with the major glacial and interglacial cycles, the most significant event was the breaching the chalk barrier between the North Sea and the English Channel when the Straits of Dover came in to existence. The timing of this breakthrough is believed to be about 500,000 years B.P.

11e Geological History of the Straits of Dover

The solid rock units shown on the geological map of the Straits of Dover represents a geological history of more than 100 My duration stretching from about 140 to 40 My BP (Figure 11).

At a first glance, the geology of the Straits of Dover appears to be dominated by Upper Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks which lie within a structure known as the Boulonnais – Weald, or Weald – Artois anticlinorium. This structure is surrounded by Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata which dip to the NE on the North Sea side of the anticlinorium and to the south towards the Tertiary Hampshire-Dieppe Basin of the Eastern Channel .

A witness to the common geological history of both sides of the channel are the white cliffs which can be observed on the Kent and Nord Pas-de-Calais coasts that comprise similar Upper Cretaceous white chalk formations. However some differences of evolution can be deduced from the presence of the darker sandstones, limestones and claystones units of the Upper Jurassic formations outcropping along the French coast, from Cap Gris-Nez to Boulogne sur Mer.

11.1 ORIGIN OF MAJOR STRUCTURES

The distribution and structures of the Mesozoic - Cenozoic rocks are controlled by the underlying and relatively shallow Palaeozoic basement that is buried by only a few hundred metres of Mesozoic sediments in the French inshore zone. The basement deepens to the west and in SE England. Although no Palaeozoic rocks outcrop in the Straits of Dover the area may be

considered as a basement high area during the last 300 My (post-Variscan geological period). The Strait of Dover area was located just to the south of an old basement platform area known as the London – Brabant Massif which existed as a basement high for an extensive period. This platform is bounded to the South by important collision areas associated with the Variscan front and the Midi fault thrust which extends into the Ardennes. The precise location of the major basement faults under the Straits of Dover is not known but “en echelon” faults along the Artois – Boulonnais anticline and a deep collision just to the south of the Channel Tunnel area represents the most important evidence of deep structures detected at the sea bed surface.

During the Mesozoic period (140 – 65 My), the Strait of Dover remained an area with a shallow marine or continental environment alternating with periods of either slight deepening due to subsidence or shallowing due to uplift. The deposition of sediment was interrupted by minor but nevertheless significant rejuvenation of old basement structures associated with Alpine mountain building and rift formation areas during the Tertiary. These movements induced faults and folds and the formation of anticlines and synclines and locally, numerous fractures, in the sedimentary units. Along the French coast, a significant flexure of the Cretaceous strata was formed off Sangatte during the Tertiary compressive events because of an offset between the Landrethun - Gris Nez structure and the major basement faults located further north in the Strait.

11.2 HISTORY OF SEDIMENT DEPOSITION

The oldest rocks outcropping in the offshore areas are Upper Jurassic sandstone, limestone and claystone (Kimmeridgian- Tithonian) which were deposited on a gently dipping platform.

After tectonic movements in Upper / Late Jurassic times, marine sedimentation ended with the deposition of the Purbeck beds which are lacustrine to marine sediments. Subsequently the environment became fully non-marine, with continental fluvial or lacustrine deposition of the Wealden Beds in the Wessex – English Channel basin. Preserved thickness of Wealden Beds increase onshore in Southern England and may reach more than 2000 metres, whereas they are limited to some tens or few hundreds of metres in the Straits of Dover.

Later, during the Lower Cretaceous, the London- Brabant Massif was transgressed from the North Sea and about 100 m of muddy and sandy Lower Greensand (Aptian –Albian) sediments were deposited in shallow marine and shoreline environments. A major marine transgression occurred at the end of the Lower Cretaceous allowing the deposition of marine clays, from 40 m to about 11 m thick at Sangatte, and in some areas Upper Greensand shallow marine sands.

At the start of the Late Cretaceous, a large eustatic sea-level rise resulted in the Cenomanian transgression and the deposition of chalk over much of western Europe during the Upper Cretaceous. In the Eastern Channel maximum deposition was 400 m and 100 to 200 m in high platform areas such as the Boulonnais. Varying marl contents resulted in facies differentiation within the Cenomanian Chalk creating layers whose limits are not well defined although they were widely used during investigations and construction for the Channel Tunnel. Precise members and lithostratigraphic divisions have been then established from the coastal cliffs exposures. At sea only one seismic unit has been identified on the map. More recent Late Cretaceous chalk units are characterized by the presence of flints as nodules or continuous layers in the Middle and Upper Chalk (Turonian to Maastrichtian).

The Straits of Dover area probably emerged at the end of the Cretaceous as a response to lowering sea level but mainly due to compressive events as inversion movements rejuvenated the Boulonnais anticlinal structure.

In the Lower Paleocene, the Eastern English Channel was probably an emerged area. The oldest Tertiary units preserved in the Southern North Sea basin are the sand deposits of the Landen / Thanet Beds formation and some limestone beds in the Hampshire – Dieppe deposited in

brackish coastal lagoons. Eocene beds are well developed along the English coast and in the Hampshire – Dieppe Basin where 500m of sediments have been preserved in offshore areas.

The Southern part of the Straits of Dover emerged in Late Eocene times and the whole area was most probably undergoing subaerial conditions during the Oligocene to Pliocene periods. During this period, uplift and erosion were active as a result of compressive forces due to Alpine tectonic movement, which culminated in Miocene times. Following these final folding and faulting of the Mesozoic and Lower Caenozoic strata, the main character of the substratum geology of the Straits of Dover had been acquired. Only the surficial layers have been subsequently modified by erosion and sediment deposition and reworking during Quaternary times.

1f Introduction

Le projet GEOSYNTH propose une synthèse de la géologie du détroit du Pas de Calais et des environs sous forme de système d'information géographique (SIG) et de présentation multimédia.

Les pressions actuelles et futures, à la fois commerciales et environnementales, mettent en lumière le besoin de compréhension, et l'accès aux données et aux modèles de la géologie du détroit du Pas de Calais. Pour ce qui concerne le secteur économique et l'exploitation du domaine maritime, les principaux besoins sont ceux liés aux transports, aux ressources énergétiques, en granulats marins, à la pêche et au tourisme. Pour la gestion de l'environnement, les principales questions sont celles liées aux impacts des changements climatiques et de la montée du niveau marin, à l'érosion des côtes, au rechargement de plages, aux inondations, à la biodiversité marine et côtière...

De nombreuses données géologiques parfois très détaillées ont été produites lors de travaux de recherches, d'études régionales, environnementales, d'identification des ressources ou pour des projets d'aménagement afin de satisfaire certains besoins économiques.

Rassembler, interpréter et synthétiser les données géologiques disponibles dans un même cadre à travers la région Transmanche a été le principal objectif du projet GEOSYNTH.

Pour réaliser et coordonner le projet, un partenariat transmanche a été établi entre les deux services géologiques nationaux, le British Geological Survey (BGS) et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) en association avec le comté du Kent et la région Nord – Pas de Calais. Les collaborateurs du projet sont le Service Hydrographique et Oceanographique de la Marine (SHOM), l'Institut Français de Recherche et d'Exploitation de la Mer (IFREMER), l'Université Lille 1, et l'Université de Picardie. Le projet a aussi bénéficié d'échanges avec le Service Géologique Belge et le Renard Center of Marine Geology (RCMG) de Gand (Belgique). Le Pr. J.P. Henriot et le Dr. J.N. Proust ont mis à la disposition du projet les données géophysiques de la zone côtière française.

La zone couverte par le projet comprend les côtes et le domaine maritime de la Manche orientale, du détroit du Pas de Calais et du sud de la mer du Nord situé au large du comté de Kent et de la région Nord-Pas de Calais. En mer, la zone d'étude s'étend vers l'Est jusqu'à la limite de la zone française dans le prolongement de la frontière franco-belge. Ensuite, la limite de la zone britannique s'interrompt au nord au niveau de l'estuaire de la Tamise. Vers le sud, la zone d'étude s'étend sur le détroit du Pas de Calais et en Manche orientale, depuis la limite du comté de Kent et de l'Est Sussex jusqu'à celle des régions Nord - Pas de Calais et Picardie.

Les principaux thèmes pour lesquels les données ont été interprétées et synthétisées comprennent

- La bathymétrie (Figure 3).
- Les corps sédimentaires (Figure 4)
- La nature des sédiments (Figure 5).
- Le transit sédimentaire (Figure 6).
- L'évolution du trait de côte (Figure 7).
- La sismicité (Figure 8).
- La géologie du tunnel sous la Manche
- Les sédiments holocènes (Figure 9).
- Les sédiments pléistocènes (Figure 10).

- La géologie (Figure 11).
- Les points de prélèvements (Figure 12).
- Les profils sismiques et secteurs couverts par l'imagerie acoustique (Figure 13)

Les documents de synthèse concernant ces différents thèmes sont présentées dans le CD-ROM sous forme d'images - cartes visibles au moyen de deux applications. Tout d'abord, un outil multimedia permet de visualiser les cartes à différents degrés de zoom, de se déplacer sur une même carte ou d'une carte à l'autre et de consulter différents documents explicatifs sous forme de textes et images. La seconde application permet, à l'utilisateur de visualiser ces cartes géoréférencées dans un système d'information géographique simple à l'aide du logiciel Arc Explorer.

2f Morphologie des fonds du Pas de Calais

En première approche le Déroit du Pas de Calais est marqué par un chenal, liant la Mer du Nord à la Manche, bordé de deux plateaux dont la pente remonte doucement jusqu'aux côtes françaises et anglaises. La largeur minimale de ce déroit est de trente trois kilometres (Figure 3).

La structure morphologique principale est donc une dépression centrale, d'orientation NNE, large de six kilometres, et qui entaille les fonds sur une quinzaine de mètres. Les profondeurs maximales mesurées sur la totalité de la zone se trouvent dans ce chenal à l'Est du Colbart, où les profondeurs oscillent entre 60 et 66 mètres, et au Nord Est du Varne où la profondeur peut atteindre 68 mètres. Ce chenal est dissymétrique, les isobathes sont ainsi plus rapprochées sur le versant Est alors que la pente est régulière de la côte française jusqu'à ces profondeurs extrêmes. Dans sa partie Nord, ce chenal s'estompe aux nord du Ridge et disparaît au niveau où les fonds de la Mer du Nord s'approfondissent sur sa partie ouest. Dans sa partie méridionale ce chenal, appelé Lobourg, se divise en deux digitations, les fonds s'approfondissent vers le bassin de la Manche sur la partie ouest de ce chenal.

Les bancs de Flandre, d'Angleterre et de Picardie présentent des crêtes allongées et parallèles entre elles et le plus souvent parallèles à la côte. Les dénivelées engendrées par rapport aux fonds plats environnants sont de 20 à 30 mètres. Ces bancs, larges de 1 à quelques kilometres et dont la longueur peut dépasser 60 km (Bassure de Baas, Falls), constituent ainsi l'essentiel des reliefs rencontrés dans cette région. Ces bancs sont presque tous dissymétriques avec leur flanc raide orienté vers la côte, c'est en particulier le cas de West-Dyck, Out-Ruytingen, Sandettié, Smal, Bassure de Baas et du Vergoyer. De part et d'autre du Déroit, les bancs forment comme deux éventails ouverts vers la Mer du Nord et vers la Manche. Près des côtes les bancs peuvent s'imbriquer les uns dans les autres et constituer des ensembles complexes comme par exemple de Calais à la frontière Belge, avec les bancs de Flandre, ou au large de Foreland avec les bancs : South Galliper, Sands et Goodwin. Plus au large les bancs ourlent le chenal central avec au Sud le Vergoyer d'une part et sur le versant ouest les Ridens la Bassurelle et le Bullock Bank. Au niveau du Déroit le Ridge (le Colbart) et le Varne n'ont pas d'équivalent sur le côté français du chenal. Enfin au Nord, Sands et South-Galiper bordent localement l'ouest du chenal alors que le South-Falls borde de manière rectiligne le flanc Est.

Si l'on fait abstraction des reliefs constitués par les bancs, les pentes allant de la côte au chenal central sont le plus souvent douces. Mais dans les secteurs rocheux caractérisés par une côte de falaises et lorsque le chenal se rapproche des côtes, la pente peut dépasser 2°. Les pentes sont en général beaucoup plus faibles engendrant un écartement des isobathes. Ainsi aux abords de Berck et au Nord Est de Margate, la côte basse bordée de dunes se prolonge dans le domaine marin par une pente proche de 0,2°, l'isobathe 10 mètres se trouve alors repoussé à plus de 5 milles des côtes.

Les fonds de la région sont donc marqués par un chenal principal passant près de côtes françaises au sud (Cap Gris Nez) puis des côtes anglaises (large de Douvre). Ce rapprochement des côtes engendre localement une augmentation des pentes du fond marin qui autrement sont très faibles. Les bancs perturbent ces plates formes de part et d'autre du chenal. Ils sont très nombreux et coalescents aux abords de l'estuaire de la Tamise et des Flandres mais sont plus parsemés au large. Les points hauts des bancs étant compris entre 1 et 9 mètres, ils constituent des obstructions dangereuses pour la navigation.

3f Les corps sédimentaires

Dans le Pas de Calais, la morphologie du fond marin est fortement contrastée du fait des structures géologiques et de la distribution des sédiments meubles influencée par les courants de marée. Trois ensembles majeurs peuvent être distingués : une unité inférieure rocheuse de morphologie variable, une couverture intermédiaire de cailloutis résiduels et une unité supérieure constituée de corps sédimentaires sableux (Figure 4).

Les affleurements rocheux apparaissent entre le Cap Blanc-Nez, le Cap d'Alprech et Dungeness et au large de la baie de Pegwell, au niveau de l'anticlinorium jurassique de direction Ouest-Nord-Ouest/Est-Sud-Est (voir carte « Géologie du substratum »), qui constitue une zone structurale haute. Près des côtes, ces affleurements rocheux se présentent sous des formes variables. Devant le Cap d'Alprech et entre Boulogne-sur-mer et le Cap Gris-Nez *le talus littoral rocheux*, abrupt, passe à un *platier*. Au large du Cap Gris-Nez, la roche affleure sous forme de crêtes de 2 à 8 m de hauteur dégagées par érosion des niveaux plus tendres. Face au Cap Blanc-Nez, les roches des Quénocs et du Rouge Riden, reliefs de 5 à 8 m de hauteur, se prolongent au large par un vaste escarpement d'âge Crétacé supérieur atteignant 15 m au centre du détroit. Au large de tous ces secteurs, les affleurements rocheux sont de taille généralement modeste et sont disséminés sous la forme de *pointements*.

L'unité inférieure comprend une couverture de cailloutis résiduels de quelques dizaines de centimètres à 1 m d'épaisseur, présentant une topographie généralement plane et recouvrant la majeure partie des fonds de la zone.

L'unité supérieure est composée de nombreux corps sableux qui recouvrent par endroits la nappe de cailloutis. Ces corps sédimentaires constituent les structures morphologiques les plus remarquables du Pas de Calais. Ce sont principalement, par ordre de taille décroissante, *les bancs*, *les vagues de sable*, *les mégarides*, *les rubans*, *les traînées* et *les taches*. Chaque type de corps sédimentaire présente une morphologie distincte (voir légende de la carte). La plupart de ces corps peuvent coexister.

Sur la zone étudiée les bancs sableux présentent des longueurs comprises entre 3 et 70 km, des largeurs de plusieurs centaines de mètres à 6 km et des hauteurs de 10 à 30m. Ils sont principalement localisés le long des côtes françaises sur la façade Ouest (Vergoyer, Bassure de Bass, Battur) et sur la façade Nord, qui est occupée par 15 bancs appartenant au groupe des bancs de Flandre se prolongeant vers l'Est sur la plate-forme belge. Près des côtes anglaises, se situent les bancs de la Tamise, les Goodwin Sands et les Margate Sands. Dans le détroit, les principaux bancs sont le Varne, le Colbart, le Bullock, le Sandettié et les North et South Falls. De vastes champs de vagues de sable ont été observés à l'Ouest-Sud-Ouest et au Nord-Nord-Ouest du Pas de Calais, et le long de la frontière franco-belge entre certains bancs du large. Les vagues de sable de 1,5 à 4 m de hauteur festonnent également les bancs sableux, à l'exception des bancs de Dunkerque où la faible profondeur d'eau (quelques mètres) ne permet que le développement de structures plus petites (mégarides). D'immenses champs de mégarides tapissent les fonds tout le long de la côte anglaise. Les mégarides sont par ailleurs observées à la surface des vagues de sable et des bancs. Les rubans et traînées sont abondants à l'approche du détroit du Pas de Calais et de la pointe de North Foreland. Ils peuvent être modélés de mégarides et de vagues de sable.

La présence des différents corps sédimentaires dépend de la vitesse des courants et de la disponibilité en sable (Belderson et al., 1982). Par accélération des courants, on observe l'enchaînement suivant : mégarides, vagues de sable, bancs, rubans puis traînées. Lorsque les apports sableux diminuent, les bancs ne sont plus individualisés, leurs extrémités s'effilochent en rubans et traînées sableux, les taches sableuses remplacent les champs de mégarides et les autres corps sont moins fréquents.

4f La nature des sédiments

Dans le Pas de Calais, les fonds sont principalement couverts de sédiments meubles quaternaires, constitués de deux unités principales : des dépôts grossiers résiduels et des accumulations sableuses. Parfois, les fonds sont tapissés de sédiments vaseux ou consistent en des affleurements du substratum rocheux (Figure 5).

Les dépôts grossiers résiduels couvrent la gamme des graviers sableux aux galets et blocs. Ils sont composés de fragments rocheux et de coquilles brisées (10 à 40 %). Les fragments rocheux (silex, grès et calcaires) résultent de l'érosion des formations sous-jacentes ou voisines, d'âge Jurassique et Crétacé (Veenstra, 1969). Ces éléments furent déposés durant les premiers stades de la transgression holocène lorsque les courants étaient plus forts. Certains blocs, qui résultent de processus de décharge d'icebergs durant les phases glaciaires du Pléistocène, peuvent atteindre 1 à 2 m de diamètre. Sous le régime actuel des courants de marée, les dépôts grossiers sont généralement immobiles excepté devant les caps où les puissants courants mobilisent même les galets. La présence des dépôts grossiers résulte du vannage des particules les plus fines. Ces dépôts ont une épaisseur généralement inférieure à 0,5 m, mais apparaissent à la surface de la majeure partie de la zone.

Dans la plupart des cas, un dépôt plus sableux recouvre les sédiments grossiers résiduels. Le sable fut apporté par la décharge du système Rhin-Meuse et par la Tamise au cours de la dernière période glaciaire (Houbolt, 1968). Actuellement, le sable est principalement contenu dans les corps sédimentaires (voir carte "Morphologie des fonds") et est généralement mobile sous le régime tidal. Le sédiment composant les bancs sableux couvre la gamme du sable au sable faiblement graveleux. Il est de granulométrie moyenne (0,2 à 0,5 mm) et très bien à assez bien trié, alors que le sédiment constituant les corps sédimentaires plus petits (vagues de sable, mégarides et rubans) est plus grossier (sable à sable graveleux) et faiblement trié.

Les sédiments vaseux sont peu abondants. Ils sont généralement agencés sous la forme de taches de gravier sablo-vaseux, de vase sableuse ou de sable vaseux, à proximité des côtes à dépôts grossiers résiduels. Des exemples de dépôts vaseux sont observés de part et d'autre de Dungeness, dans l'estuaire de la Tamise, à l'embouchure de l'Aa, en face des ports de Calais et Dunkerque et à proximité de la frontière franco-belge.

Les affleurements rocheux correspondent essentiellement à des niveaux gréseux du Jurassique supérieur devant le Cap Gris-Nez, et des niveaux de craie du Crétacé supérieur face au Cap Blanc-Nez et dans la baie de Pegwell.

Dans le secteur anglais et au Sud-Sud-Ouest du détroit, les sédiments superficiels correspondent essentiellement à du sable, du sable graveleux et par endroits à du gravier sableux. Dans le détroit et vers l'Est-Nord-Est, les sédiments deviennent plus grossiers avec de vastes secteurs de gravier sableux et de gravier, indiquant de plus forts courants de marée dans ce secteur.

La partie la plus étroite du détroit, dépourvue de sable, est le siège de puissants courants tidaux. Dans ce secteur, la couverture sédimentaire résiduelle est discontinue et des pointements rocheux de grès et de craie affleurent, disséminés au sein de ce substrat graveleux. De plus vastes affleurements rocheux sont observés entre le Cap Blanc-Nez et Boulogne-sur-mer, et plus

particulièrement entre Boulogne-sur-mer et le Cap Gris-Nez, où leur surface, plus lisse, est localement couverte par de longs et étroits rubans sableux et des taches sableuses.

Des accumulations de sédiment sableux forment une série de bancs tidaux rectilignes au Sud-Ouest et à l'Est du détroit, ainsi qu'au large de la pointe de North Foreland. Des sédiments grossiers sont fréquemment observés entre ces bancs.

5f Le transit sédimentaire

La mobilité des fonds marins résulte d'interactions complexes entre les sédiments superficiels et les mouvements de la masse d'eau près du fond. La détermination du sens des transits sédimentaires résiduels (à une échelle de temps supérieure à la décennie) repose sur l'analyse d'indicateurs courantologiques, morphologiques et sédimentologiques, ainsi que sur le calcul par la modélisation numérique (Figure 6).

5.1f LES INDICATEURS COURANTOLOGIQUES

Dans le Pas de Calais, la marée est le principal agent responsable du transport sédimentaire. Les courants induits par les vents, les tempêtes et les houles ont une influence importante sur le transit sédimentaire à court-terme (de quelques heures à la semaine) mais, sur le long-terme, le principal indicateur courantologique est le sens du courant maximal de marée de vive-eau moyenne, sens qui correspond généralement, sur le fond, à celui du transit résultant. Une compilation de mesures courantologiques (SHOM, 1968) a permis de déterminer les caractéristiques des courants de marée de vive-eau moyenne dans le Pas de Calais. Comparées aux courants tidaux qui dominent le régime de transport sédimentaire au large, les houles deviennent prépondérantes plus près des côtes, au niveau du talus littoral.

5.2f LES INDICATEURS MORPHOLOGIQUES

La formation et l'évolution des corps sédimentaires sont conditionnées par les caractéristiques du transport sédimentaire. Les différentes catégories de corps sédimentaires répandus dans le Pas de Calais (voir carte "Morphologie des fonds") peuvent être considérés comme des indicateurs morphologiques des transits sédimentaires résultants :

la direction du transit est exprimée par les formes longitudinales (rubans sableux, traînées sableuses) allongées parallèlement au courant qui les engendrent.

le sens de transit est indiqué par la polarité des corps sédimentaires asymétriques, considérée comme un indicateur de choix : le transport est dirigé du flanc doux vers le flanc abrupt de la structure.

Les vagues de sable sont les structures les plus utilisées parmi les figures transversales au courant maximum, contrairement aux mégarides qui n'indiquent que le sens du transit sédimentaire instantané. Les fenêtres caillouteuses, observées au pied du flanc abrupt de certaines grandes vagues de sables, constituent également de bons indicateurs de sens de transit : le transit s'effectue de la vague de sable vers la fenêtre caillouteuse.

L'obliquité, par rapport à la direction du courant maximum, des bancs sableux asymétriques permet de déterminer le sens des transits résiduels qui s'effectuent du flanc doux vers le flanc abrupt des bancs. La morphologie des terminaisons des bancs sableux indique également le sens du transit résultant : celui-ci est orienté de l'extrémité large et arrondie vers l'extrémité étroite et effilée (ex : Bassure de Baas, Dyck Occidental, Sandettié).

Ces différents indicateurs ont permis d'établir un schéma des transits sédimentaires résiduels pour le Sud de la mer du Nord (Kenyon *et al.*, 1981).

5.3f LA MODELISATION NUMERIQUE

Les modèles numériques permettent de caractériser et quantifier les transits sédimentaires résiduels. L'étude de Grochowski *et al.* (1993), qui concerne la quasi-totalité du détroit du Pas de Calais, indique les caractéristiques des transits sédimentaires au cours d'une marée moyenne. Ces calculs sont obtenus par combinaison de la vitesse instantanée des courants, obtenue par un modèle hydrodynamique, avec une équation de transport sédimentaire.

5.4f LES TRANSITS SEDIMENTAIRES RESULTANTS DANS LE DETROIT DU PAS DE CALAIS :

Dans le détroit, le transit sédimentaire résultant est gouverné par les courants de marée. Dans une vaste partie centrale du Pas de Calais, le transit est dirigé de la mer du Nord vers la Manche sous l'influence dominante du courant de jusant portant au Sud-Ouest. Le long des côtes françaises et anglaises, le transit s'effectue en direction opposée sous l'influence dominante du courant de flot dirigé vers le Nord-Est et des houles.

Au sein de ces 3 voies majeures de transit, des transits localisés de sens opposé sont identifiés : à l'extrémité Sud-Ouest du South Falls (Le Bot, 2001), sur les flancs abrupts de l'Out Ruytingen et du Vergoyer et les flancs doux des Ridens de la Rade et de Calais (Augris *et al.* , 1990), dans le secteur situé à la convergence des bancs du Sandettié, de Fairy et de l'Out Ruytingen (cette étude) et aux alentours du Varne et du Colbart (Grochowski *et al.* , 1993). Ces cellules de transit contrasté pourraient être dues à la présence des bancs sableux qui induisent des perturbations locales des courants.

Dans le détroit, du fait du resserrement des bassins, les courants sont accélérés et le transport du sable accru. De ce fait, le sable n'est plus déposé ; il transite laissant à nu la couverture de cailloutis et les pointements et crêtes rocheux. Les extrémités Nord des bancs du Vergoyer et de la Bassure de Baas (au Sud du détroit), ainsi que les extrémités Sud-Ouest des bancs du South Falls et du Sandettié (au Nord-Est du détroit) sont érodées du fait du départ du sable qui n'est plus stocké que sous la forme de rubans, puis de tâches sableuses.

6f L'évolution du trait de côte

Les côtes du Nord - Pas de Calais et du Kent témoignent d'une évolution assez marquée dont la tendance principale est un recul du trait de côte (Figure 7).

Le recul des côtes basses est lié à un déficit d'apport sableux dans les systèmes dunaires. La façade maritime des dunes est érodée en falaise ; en certains points le cordon dunaire menace même de rompre. La fragilité des falaises est liée à la nature tendre et gélive de la craie crétacé et des argiles, grès et calcaires jurassiques. Elle est également influencée par leur intense fracturation qui favorise la capacité aquifère de la craie et des niveaux gréseux ainsi que les battements saisonniers de la nappe. Cette fragilité du trait de côte est accentuée par l'action de la mer, lors des tempêtes et surcôtes marines qui facilitent la destruction et le déblaiement du matériel érodé.

Un certain nombre de secteurs, notamment sur le littoral du Kent, sont qualifiés de stables. Cette stabilité est cependant rarement naturelle et plutôt due à la construction d'ouvrages de protection, tels que les longs épis implantés dans les secteurs de Folkestone Warren et entre Margate et Ramsgate. Les brise-lames sont également des structures répandues sur le littoral du Kent.

En revanche, les estuaires sont impliqués dans un processus de comblement, où la tendance naturelle depuis le début de l'Holocène et les aménagements anthropiques convergent pour piéger une partie du sable qui fait défaut sur la façade maritime des dunes. Ponctuellement, la

côte sableuse est en accrétion, en raison d'aménagements côtiers transversaux piégeant le sable. Un aménagement spécifique a été fait à Sangatte dans le but de consolider le cordon dunaire.

Le constat est donc, pour ces territoires où la pression humaine et économique est forte, d'une situation critique, liée à un contexte géologiquement instable, mais aussi à l'effet d'aménagements anthropiques, non raisonnés de façon intégrée. De part et d'autre du détroit, l'évolution du trait de côte est l'objet de la préoccupation des instances de décisions. En région Nord Pas de Calais, un schéma d'aménagement du trait de côte a été réalisé entre 1999 et 2001 par le Syndicat Mixte de la Côte d'Opale (financement INTERREG IIc, FODEL et CPER 94-99), pour aboutir à un outil d'aide à la gestion du littoral. Depuis la publication par le MAFF (actuellement connu sous le nom de DEFRA), en 1995, des directives pour la protection du littoral, les autorités du Kent, conjointement avec le MAFF et l'Environment Agency, ont élaborés une stratégie intégrée de protection du littoral appelée « Shoreline Management Plan » dans lequel tous les besoins contradictoires et les contraintes sur le trait de côte sont identifiés et pris en compte.

7f Sismicité du Pas-de-Calais

La sismicité du Déroit de Calais et des régions adjacentes (Boulonnais, Calaisis en France, Kent méridional en Grande-Bretagne) se caractérise par une activité sismique faible (Figure 8).

En effet, depuis une quarantaine d'années, les réseaux modernes de détection et de surveillance sismiques qui fournissent la localisation de l'origine du séisme (hypocentre) et l'évaluation de sa magnitude (énergie calculée sur l'échelle de Richter) n'ont détecté qu'une quinzaine d'événements qui pour l'essentiel n'ont pas provoqués d'effets en surface car de faible amplitude (magnitude égale ou inférieure à 3.5).

Parmi les séismes ressentis au cours de cet intervalle de temps, ceux du 17 mai 1979 aux environs d'Arques (arrondissement de St-Omer) et du 14 décembre 1991 aux environs de Longueville, (arrondissement de Boulogne/Mer) restèrent modestes dans leurs effets (ébranlement sans dommages des constructions), n'atteignant qu'une intensité à l'épicentre de IV à V sur l'échelle des effets macrosismiques (Echelle MSK permettant de quantifier l'intensité des secousses ressenties à la surface du sol).

Si la période récente montre que les séismes locaux restent peu nombreux et de faible importance, le passé nous rappelle cependant que certains événements ont été responsables d'effets bien plus importants, de nature destructive. Tel est notamment le cas du séisme du 6 avril 1580 dont l'épicentre supposé se situer dans le Déroit à mi-distance de Calais et Douvres a atteint le degré d'intensité VII-VIII sur l'échelle MSK. Pareillement, le 28 novembre 1776, un épicentre se localise dans les mêmes parages mais avec une intensité moindre, de l'ordre de VI. A quelque distance au nord-est, à la confluence entre Déroit et Mer du Nord, l'histoire montre encore que des séismes notables s'y sont produits notamment en 1382 et 1449 avec des intensités épicentrales estimées respectivement à VII-VIII et VII.

A une échelle plus large, le relevé de la sismicité historique permet de connaître d'autres séismes qui se sont répercutés dans le Calaisis, mais il s'agit de secousses dont les épicentres sont lointains (1504, 1692, 1756 originaires d'Allemagne, 1938 de Belgique, 1992 de Hollande, 1884 de Grande-Bretagne).

8f Le Tunnel sous La Manche Historique des Recherches

Les projets et études consacrées à la réalisation d'un lien terrestre entre la France et l'Angleterre au travers du Pas de Calais représentent une longue histoire qui remonte au 17ème siècle.

La similitude des formations géologiques des falaises côtières du Sud de l'Angleterre et du Nord de la France a été noté dès 1628 par M. Verstegan qui en avait déduit l'existence antérieure d'un « pont » de craie entre les deux pays. En 1751, cette similitude fut aussi rapportée à l'Académie d'Amiens par le géologue français Nicolas Desmaret mais ce n'est qu'en 1802 qu'un premier projet fut proposé à Napoléon Bonaparte par l'Ingénieur des Mines Alfred Mathieu.

La construction d'un tunnel nécessitant une connaissance détaillée de la géologie, celle-ci a été étudiée au cours de nombreux travaux et études anciens et récents qui ont fait de ce secteur du Pas de Calais une des zones sous-marines les mieux connues en Europe.

Les premières études et reconnaissances importantes ont été entreprises entre 1834 et 1867 sous la conduite d'un Ingénieur hydrographe français, Aimé Thomé de Gamond qui élaborer plusieurs projets et fit procéder à des prélèvements des fonds marins par plongeurs. Cependant, en l'absence de reconnaissances suffisamment exhaustives de la géologie du détroit et des meilleures conditions de creusement, les projets de tracé étaient simplement implantés au travers de la zone la plus étroite du détroit, entre le Cap-Gris-Nez et un secteur de la côte anglaise situé entre Douvres et Folkestone.

Durant la seconde moitié du 19^{ème} siècle, l'intérêt pour le percement d'un tunnel s'accrut. Des commissions et des sociétés furent établies en Angleterre et en France pour étudier, programmer et élaborer un projet de tunnel sous le détroit. Sir John Hawkshaw fit procéder à 2 forages de chaque côté de la Manche et établit un plan et une coupe au travers du détroit entre ces deux forages en 1869.

En 1875 et 1876, des reconnaissances marines détaillées furent conduites sous les auspices de la Compagnie du Tunnel sous la Manche par MM Larousse, Potier et de Lapparent. Près de 3300 échantillons du fond marin furent collectés par un carottier mis au point à cette occasion. L'ensemble de ces échantillons et leur analyse permis d'établir la première carte géologique à une échelle du 1/50 000 d'une remarquable qualité révélant les limites de la Craie inférieure et des argiles du Gault. En 1881, des tunnels furent percés sur des distances d'environ 1850 mètres à partir de Shakespeare cliff sur la côte anglaise et de Sangatte sur la côte française. De ces études et travaux il apparut clairement que la craie marneuse offrait les conditions les plus favorables au percement.

Malgré l'élaboration de nouveaux projets durant la première moitié du 20^{ème} siècle, aucun d'entre eux ne fut approuvé pour des raisons stratégiques. Dans les années 50, ces objections n'existaient plus et en 1957-58, les premiers profils de sismique réflexion continue réalisés dans cette zone permirent la visualisation de la géométrie des couches en profondeur. Des failles et certaines structures importantes telle que la Fosse Dangeard furent identifiées. Quelques années plus tard, le GETM (Groupement d'Etudes du Tunnel sous la Manche) et le CSTI (Channel Tunnel Site Investigations) entreprirent de nouvelles campagnes de sismique réflexion et un important programme de 73 forages carottés qui permit l'obtention d'informations géologiques détaillées. A partir de cet ensemble de données, des coupes continues purent être établies pour la première fois le long du tracé prévu.

Ces données et leurs résultats furent pris en considération lors de la dernière phase de travaux réalisés de 1986 à 1988 pour la reconnaissance finale du tracé du Tunnel entreprise sous l'égide du Consortium Transmanche Link, responsable de la construction du Tunnel pour le Groupement Eurotunnel. Au cours de cette phase des profils de sismique réflexion multitraces haute résolution et 17 nouveaux forages carottés implantés à terre et en mer, furent réalisés. Les études furent focalisées sur la connaissance la plus précise possible de la géométrie du toit des Argiles du Gault, des caractéristiques géotechniques de la craie inférieure, sur la détection et la localisation des failles et sur l'extension de la Fosse Dangeard dans la zone du tracé.

Le rassemblement, l'interprétation et la synthèse de ces nombreuses données permirent la réalisation du creusement des tunnels à partir des 2 pays et leur jonction finale le 1^{er} décembre 1990 sans problèmes géologiques majeurs.

Au bout d'une si longue histoire établie sur des idées, des rêves et surtout de nombreuses études et projets, le Tunnel sous la Manche est aujourd'hui devenu une réalité et une partie intégrante du sous-sol du Pas de Calais.

9f Les sédiments holocènes.

Si l'on excepte le système des fosses Dangeard qui contient une épaisseur importante de sédiment pléistocène, la majeure partie des sédiments quaternaires s'est mise en place au cours de l'Holocène. Les plus superficiels sont encore mobiles et constituent les corps sédimentaires (Figure 9).

Le niveau marin a atteint la partie la plus étroite du Pas de Calais vers 9 000 ans BP (Jelgersma et al., 1979), à une quarantaine de mètres en dessous du niveau marin actuel. La connexion entre les bassins de la mer du Nord et de la Manche ne s'est effectuée que vers 8 700 ans BP.

Dans les zones continentales basses (les estuaires et paléostuaires, la plaine maritime flamande et la partie distale de l'estuaire de la Tamise), la sédimentation est rapide et, après le dépôt d'une faible épaisseur de sédiment marin (ou estuarien), on assiste à une continentalisation de ces zones malgré la poursuite de la transgression. Dans le cas de l'estuaire de la Tamise, la zone constitue tout d'abord un environnement de marais maritime et de replat de marée où se déposent des silts carbonatés, des argiles et de la tourbe sur de vastes étendues. Lorsque les bassins méridionaux et septentrionaux de la mer du Nord sont complètement connectés, un puissant système tidal s'installe et remanie tous les sédiments. Les dépôts résultants ont principalement été modelés en forme de bancs sableux linéaires et de vagues de sable. A terre, du côté français, les dépôts holocènes constituent la formation des Flandres subdivisée en deux membres (Dubois, 1924) : l'Assise de Calais (8 000 - 4 000 ans BP) et l'Assise de Dunkerque (post 2 800 ans BP). Ces deux ensembles sont fréquemment séparés par un niveau de tourbe dit 'Tourbe supérieure' (4 800 - 2 800 ans BP).

En mer, les premiers dépôts comblent les vallées fluviales : l'Yser, l'Aa, la Slack, la Liane, la Canche et l'Authie du côté français, la Tamise, le Medway et le Stour du côté anglais. Ces dépôts estuariens ou de remplissage de ces vallées ont ensuite été piégés sous les épaisses accumulations sédimentaires que constituent les bancs sableux. Les bancs sableux représentent la majorité des sédiments holocènes déposés dans le détroit du Pas de Calais et ses environs. Le volume de sable piégé dans ces structures est considérable. Selon leur localisation, on distingue deux types principaux de bancs sableux (Tessier et Trentesaux, 1997).

Les bancs les plus proches de la côte possèdent un flanc raide orienté vers la côte ce qui suggère un déplacement vers celle-ci. Ce mouvement est d'ailleurs bien documenté au travers de l'analyse historique des documents hydrographiques (Van Cauwenberghe, 1971 ; Garlan, 1990), certains bancs étant venus s'accoler à la côte. La structure interne révélée par la sismique haute résolution témoigne de leur avancée en direction de la côte. L'agent dynamique responsable de ce déplacement semble être l'action des tempêtes.

Les bancs situés plus au large sont d'abord symétriques puis présentent une face plus pentue vers le large suggérant, au contraire, un mouvement dans cette direction. Leur migration est plus lente que celle des bancs côtiers, mais les chroniques bathymétriques ne sont probablement pas suffisamment précises pour indiquer un quelconque déplacement. Cependant, leur structure interne indique clairement un déplacement vers le large. Les courants de marée sont la cause principale de cette migration.

A la surface de ces bancs, agissant à la manière d'un tapis roulant, le sédiment se déplace sous la forme de vagues sableuses et de mégarides. Les mouvements de sable sont cette fois parallèles aux côtes (voir la carte "transport sédimentaire à long terme"). Bien que non comparés, ces transits longitudinaux sont sans doute de plus grande ampleur que les mouvements transverses.

10f Histoire Pleistocene

Durant le Quaternaire, de nombreux changements climatiques globaux se sont manifestés par l'alternance de périodes glaciaires, caractérisées par la croissance des calottes polaires, et des périodes interglaciaires durant lesquelles le volume de ces calottes a fortement diminué. Ces changements climatiques se sont traduits par des variations du niveau marin de forte amplitude. Durant les périodes glaciaires, le niveau de la mer est ainsi descendu à -120 mètres en dessous de son niveau actuel, du fait de la rétention de grands volumes d'eau dans les calottes et glaciers. Durant les périodes inter-glaciaires, le niveau des océans atteignait généralement le niveau actuel. Une vingtaine de cycles glaciaire - interglaciaire se sont ainsi succédés durant le Quaternaire (Figure 10).

Ces changements climatiques ont eu des effets importants au niveau des plates-formes continentales sur lesquelles ont alterné transgressions et régressions. Les processus marins et continentaux ont ainsi modelé les fonds marins à travers les cycles d'érosion et de sédimentation. Des ces actions a résulté la formation de larges surfaces planes et de surfaces d'abrasion peu inclinées qui sont fréquemment incisées par des chenaux fluviaux, comblés ou non de sédiments.

Ces actions se sont particulièrement bien exprimées dans les fonds marins du Pas de Calais. Dans les zones côtières, la morphologie des fonds est modelée par de larges surfaces d'abrasion qui se prolongent sous les bancs de sable à des profondeurs comprises entre 25 et 30 m. Ces plates-formes sont reliées aux rivages par des pentes faibles. La partie centrale du détroit est recoupée par le chenal du Lobourg qui relie le sud de la mer du Nord et la Manche. Cette dépression axiale non comblée est large de 10km, les profondeurs maximales atteignant environ 55 mètres, et elle est limitée par des rives qui se situent à des profondeurs de l'ordre de 30 à 40 m.

De nombreuses incisions des fonds ont été détectées par les levés sismiques. L'épaisseur du remplissage de ces chenaux sous les sédiments mobiles (bancs de sable et couverture superficielle) est représentée sur la carte du Pléistocène.

Ces paléochenaux comblés forment un réseau de vallées qui s'étendent depuis les côtes françaises et anglaises vers l'axe du Pas de Calais. Bien que la nature précise et l'âge des sédiments comblant ces paléovallées soient généralement peu connus, on pense qu'ils sont composés en majorité de sédiments fluviaux déposés durant les événements interglaciaires majeurs du Pléistocène moyen et supérieur. Ces paléochenaux forment un réseau qui s'étend dans toute la Manche orientale.

Les fonds du Pas de Calais sont aussi incisés par de profondes dépressions parallèles ou transverses à la direction principale des paléovallées. La principale dépression est située dans la partie centrale du détroit : la fosse Dangeard est une dépression complexe allongée qui a été creusée dans l'argile du Gault moins résistante, jusqu'à une profondeur de 170 mètres sous le niveau de la mer. Elle est partiellement remplie par des sédiments sableux pléistocènes et des galets de craie et de silex.

Le système de paléovallées est clairement d'origine fluviale en raison de ses formes et de la géométrie du remplissage des sédiments. Cependant, des questions demeurent concernant la formation des dépressions allongées les plus profondes, telle la Fosse Dangeard. La base de ces dépressions est plus profonde que les plus bas niveaux marins connus au Quaternaire et des processus autres qu'une érosion fluviale par les rivières traversant le plateau continental durant les bas niveaux marins quaternaires doivent être envisagés. Plusieurs hypothèses ont été proposées par divers auteurs : surcreusement localisé par des processus fluviaux, par de puissants courants de marée, événement catastrophique tel une libération massive d'eau venant de la mer du Nord due à la rupture d'une barrière devant la calotte glaciaire, ou bien encore

dissolution des couches du sous-sol et formation de karsts qui représentent un processus connu dans les conditions glaciaires actuelles etc...

Plusieurs incisions similaires, allongées et surcreusées par rapport aux plus bas niveaux marins, sont aussi présentes dans la Mer du Nord et en East Anglia. La formation de ces 'vallées-tunnel' serait due à un surcreusement par circulation d'eau sous les calottes glaciaires. Si cette hypothèse était retenue pour les dépressions du Pas de Calais, cela signifierait une extension vers le sud de la calotte durant les dernières glaciations du Quaternaire, c'est à dire au Sud des limites actuellement supposées dans le sud de la Mer du Nord et le sud de l'Angleterre.

Les évidences les plus visibles de dépôts glaciaires sur les fonds du détroit du Pas de Calais sont celles de blocs erratiques qui auraient été « largués » par les icebergs.

D'importantes questions demeurent quant à l'origine de certaines formes quaternaires. Bien que l'évolution du Pas de Calais au Pléistocène ait été dominée par les processus subaériens et sous-marins associés aux principaux cycles glaciaire - interglaciaire, l'événement majeur a été la rupture de la barrière de craie entre la Mer du Nord et la Manche lorsque le détroit du Pas de Calais est né : cette ouverture du détroit se serait produite aux alentours de 500.000 ans B.P.

11f Histoire La Géologie.

Les unités géologiques (substratum rocheux) présentes sur la carte du détroit du Pas de Calais représentent une histoire longue de plus de 100 Ma, dont la période s'étend entre 140 et 40 Ma BP (Figure 11).

La géologie du Pas de Calais est dominée par les formations sédimentaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, affleurant dans la zone haute qui s'étend du Boulonnais au Weald et dénommée anticlinorium du Weald –Artois. Cette structure est enfouie au nord et au sud par des unités d'âge crétacé supérieur à tertiaire inférieur, à pendage vers le Nord-Est du côté de la mer du Nord et vers lme Sud en Manche orientale.

L'histoire géologique commune du Kent et du Nord – Pas de Calais est illustrée par la similitude des falaises côtières où affleurent les mêmes formations de craie blanche d'âge crétacé supérieur. Toutefois, les différences d'évolution entre les deux régions se remarquent au niveau des falaises plus sombres de la côte française entre le Cap Gris-Nez et Boulogne-sur-Mer, où affleurent les séries gréseuses, calcaires et argileuses du Jurassique supérieur.

11.1F ORIGINE DES PRINCIPALES STRUCTURES GÉOLOGIQUES

La répartition et la structuration des roches mésozoïques et cénozoïques sont contrôlées par le soubassement paléozoïque, relativement peu profond car il n'est recouvert que par quelques centaines de mètres seulement de sédiments mésozoïques dans la zone littorale française. La profondeur du soubassement tend à augmenter vers l'Ouest et dans la région du Sud-Est de l'Angleterre.

Bien qu'aucune formation paléozoïque n'affleure dans le détroit du Pas de Calais, le secteur a constitué une zone haute durant les derniers 300 Ma (période post-varisque). La région du détroit était située au Sud d'une ancienne plate-forme de connue sous le nom de Massif Londres – Brabant. Cette plate-forme est bordée au Sud par d'importants accidents associés au front de chevauchement varisque et à la faille décrochante du Midi qui s'étendent jusque dans les Ardennes. Sous le détroit, la localisation précise des failles majeures du soubassement n'est pas connue mais les failles en échelons de l'anticlinal de l'Artois – Boulonnais et un accident profond situé au Sud du Tunnel sous la Manche constituent les preuves les plus importantes de l'existence de structures profondes détectées à la surface du fond marin.

Au cours de la période mésozoïque (140 – 65 Ma), le détroit du Pas de Calais est demeuré le plus souvent dans un environnement marin peu profond ou continental. Cette relative stabilité a été cependant interrompue à quelques périodes durant lesquelles la profondeur d'eau a augmenté sous l'effet de la subsidence ou a contraire diminué sous l'impulsion de mouvements de soulèvement. La sédimentation a été interrompue au cours de plusieurs phases tectoniques en contrecoup des grandes phases orogéniques alpines et de la formation des rifts au Mésozoïque et au Tertiaire. Ces mouvements de faible amplitude mais significatifs ont réactivé les structures du socle ancien et provoqué la formation de failles, de plis, d'anticlinaux et de synclinaux dans la couverture sédimentaire.

Dans la zone côtière française, une flexure des strates du Crétacé s'est ainsi formée au Sud du Cap Blanc-Nez, au cours des évènements compressifs alpins du Crétacé terminal et du Tertiaire s'est ainsi formée du fait du décalage entre la structure du Landrethun – Gris-Nez et les principales failles du socle situées plus au Nord en mer.

11.2f HISTOIRE DE LA SÉDIMENTATION

Les roches les plus anciennes affleurant dans le secteur sous-marin aux alentours du détroit du Pas de Calais sont les grès, calcaires et argiles du Jurassique supérieur (Kimméridgien – Tithonien) qui se sont déposés sur une plate-forme peu pentée.

A la suite des mouvements tectoniques du Jurassique terminal, la sédimentation marine s'est achevée par le dépôt des bancs d'origine lacustre à marine (Purbeck). Ensuite, l'environnement est devenu continental, comme en atteste les dépôts lacustres et fluviaux des "sables wealdiens" ("Weald" ou "Wealden Beds") du bassin Wessex– Manche. L'épaisseur préservée de ces dépôts augmente vers le Sud de l'Angleterre où ils peuvent atteindre plus de 2000 mètres, alors qu'ils n'atteignent que quelques dizaines ou centaines de mètres dans le Pas de Calais.

Plus tard, au cours du Crétacé, le massif Londres – Brabant a été submergé par la mer venue de la mer du Nord. Une centaine de mètres de sédiments vaseux et sableux des "Sables Verts inférieurs de l'Aptien – Albien se sont déposés dans des environnements littoraux et marins peu profonds. Une transgression marine majeure s'est produite à la fin du Crétacé inférieur permettant le dépôt des argiles marines du Gault épaisses de 40 m à l'ouest, vers l'Angleterre, et se réduisant à 11 mètres au Sud du Cap Blanc-Nez. Succédant à ces argiles, des sables marins peu profonds (Sables verts Supérieurs) ne sont également présent en épaisseur notable que vers l'Angleterre.

La transgression cénomaniennne, qui correspond à une remontée eustatique du niveau marin de grande ampleur amorcée au début du Crétacé terminal, a permis le dépôt de craie sur la majorité de l'Europe de l'Ouest jusqu'à la fin du Crétacé. En Manche orientale, l'épaisseur maximale des dépôts est de 400 m alors qu'elle n'est que de 100 à 200 m sur les zones hautes telles que le Boulonnais. La variation de la proportion de marnes dans les dépôts de craie cénomaniennne a induit une différenciation de différents faciès (craie bleue, craie grise) dont les limites ne sont pas très visibles. La différenciation des faciès de la craie a cependant été largement utilisée au cours des investigations et de la construction du Tunnel sous la Manche, des divisions lithostratigraphiques précises ayant par ailleurs été établies à partir d'études détaillées des affleurements côtiers. En mer, une seule unité sismique a été cartographiée pour la craie cénomaniennne (Craie Inférieure). Les unités supérieures de la craie sont caractérisées par la présence de nodules puis de silex, sous la forme de nodules ou en niveaux continus, dans la Craie moyenne et supérieure (Turonien au Maastrichtien).

Le domaine du Pas de Calais a probablement émergé à la fin du Crétacé en réponse à une chute du niveau marin mais principalement sous l'effet d'évènements compressifs qui ont rajeuni la structure anticlinale du Boulonnais.

Au Paléocène inférieur, la Manche orientale était probablement émergée. Les plus anciennes unités tertiaires préservées dans le bassin du Sud de la mer du Nord sont les dépôts de sable de la formation des “Landen - Thanet Beds” et quelques bancs calcaires, témoins de milieux de lagons côtiers saumâtres, dans le bassin Hampshire - Dieppe. Les unités éocènes sont bien développés le long de la côte anglaise et dans le bassin Hampshire – Dieppe, où elles atteignent 500 m d'épaisseur en mer.

La partie Sud du détroit du Pas de Calais a définitivement émergé à l'Eocène terminal et la majorité de la zone a probablement été en milieu subaérien au cours de l'Oligocène et du Pliocène. Durant cette période, le soulèvement et l'érosion ont été actifs sous l'impulsion des forces compressives résultantes du mouvement tectonique alpin qui fut maximum au Miocène. Consécutivement à cette phase de fracturation et de plissement des strates du Mésozoïque et du Cénozoïque inférieur, l'architecture du substratum géologique du Pas de Calais est principalement acquise. Seules les couches superficielles ont été ensuite modifiées par l'érosion, le remaniement et le dépôt de sédiment au cours du Quaternaire.

References / Bibliographie

- Belderson, R.H., Johnson, M.A. et Kenyon, N.H. (1982). Bedforms. In : Stride, A.H. (Ed.), Offshore tidal sand, processes and deposits. Chapman & Hall, London, 27-57
- Houbolt, J.J.H.C. (1968). Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Geology en Mijnbouw*, 47, 4, 245-273.
- Veenstra, H.J. (1969). Gravels of the Southern North Sea. *Mar. Geol.*, 7, 449-464.
- Augris, C., Clabaut, P. & Vicaire, O. (1990). Le domaine marin du Nord-Pas de Calais. Nature, morphologie et mobilité des fonds. Ed. IFREMER - Région Nord-Pas de Calais.
- Grochowsky, N.T.L., Collins, M.B., Boxall, S.R., Salomon, J.C., Breton, M. & Lafite, R. (1993). Sediment transport pathways in the Eastern English Channel. *Oceanologica Acta*, 16, 5-6, 531-537.
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., Stride, A.H. & Johnson, M.A. (1981). Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. In: Nio, S.D., Schüttenhelm, R.T.E. & Van Weering, Tj.C.E. (Eds.), *Holocene marine sedimentation in the North Sea Basin*, London, Blackwell, 5, 257-268.
- Le Bot, S. (2001). Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais. Thèse de Doctorat, Université des sciences et technologies de Lille, 272 p.
- S.H.O.M. (1968). Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. S.H.O.M., Paris, 287 p.
- Dubois, G. (1924). Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 8, 356 p.
- Garlan, T. (1990). L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des “Ridens de la Rade” aus abords de Calais. *Eurocoast 90*, Marseille (France).
- Jelgersma, S. (1979). Sea-level changes in the North Sea basin. In : *The Quaternary history of the North Sea*, Eds : Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E., Wiggers, A.J., Uppsala, 2, 233-248.
- Tessier, B. & Trentesaux, A. (1997). Les bancs tidaux et leur évolution au cours de la transgression holocène. Exemples en Manche Orientale et en mer du Nord.
- Van Cauwenberghe, C. (1971). Hydrographische analyse van de banken langs de Belgisch-Franse kust. *Ingenieurstydingen blatt*, 20 (4), 141-149.

Figure 3: Bathymetry/ Bathymétrie

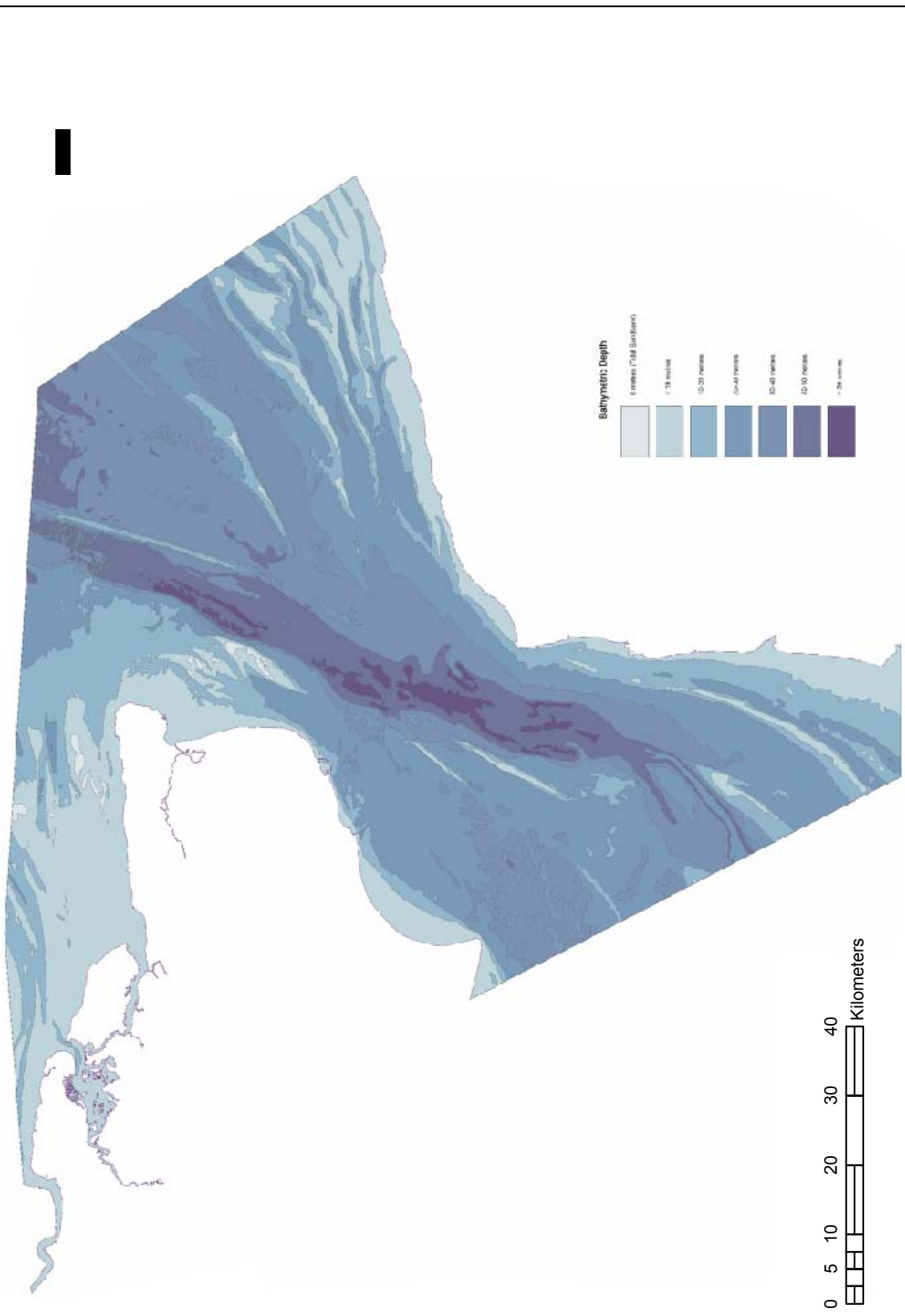


Figure 4: Bedforms/ Corps sédimentaires

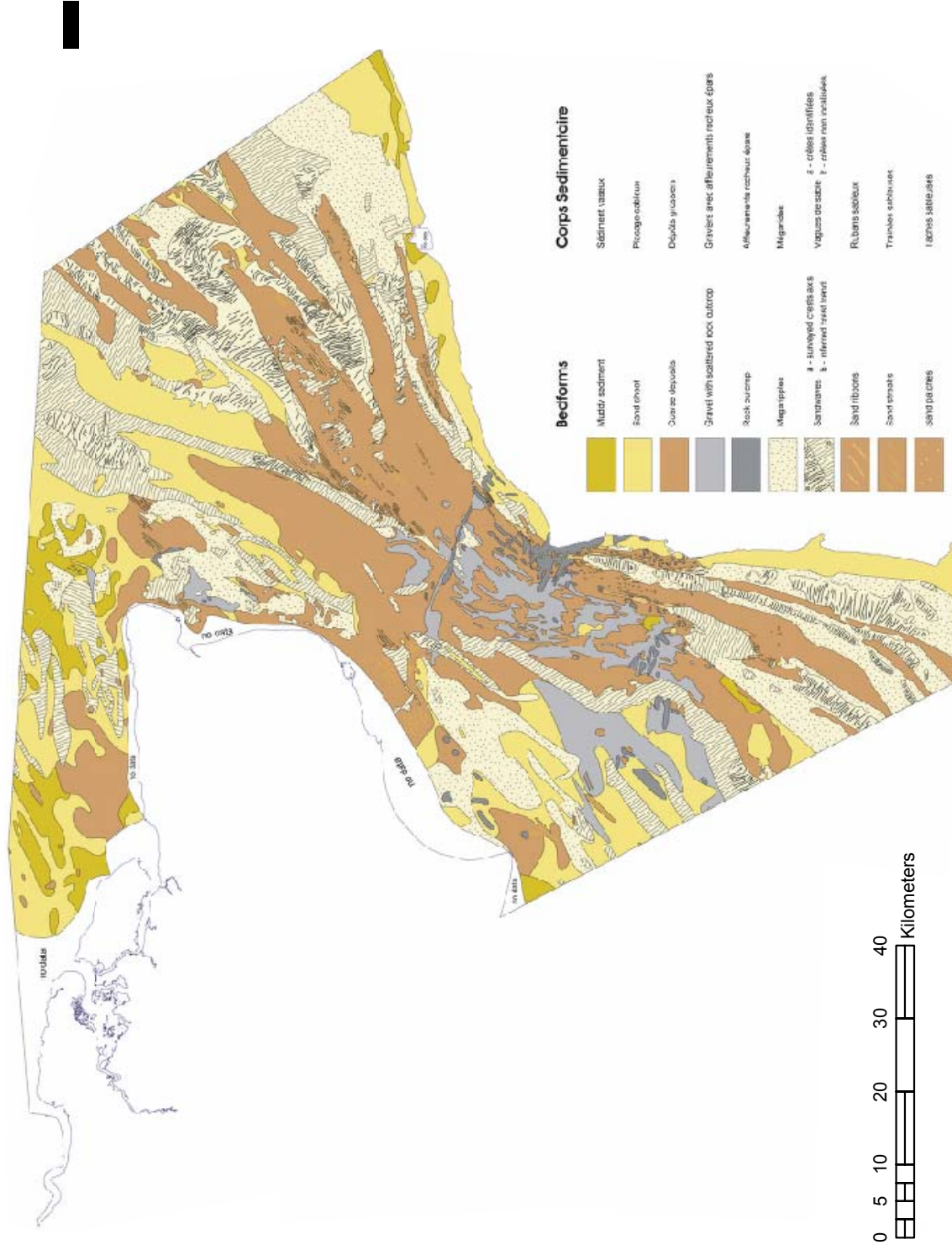


Figure 5: Sea bed sediments / Nature de fond

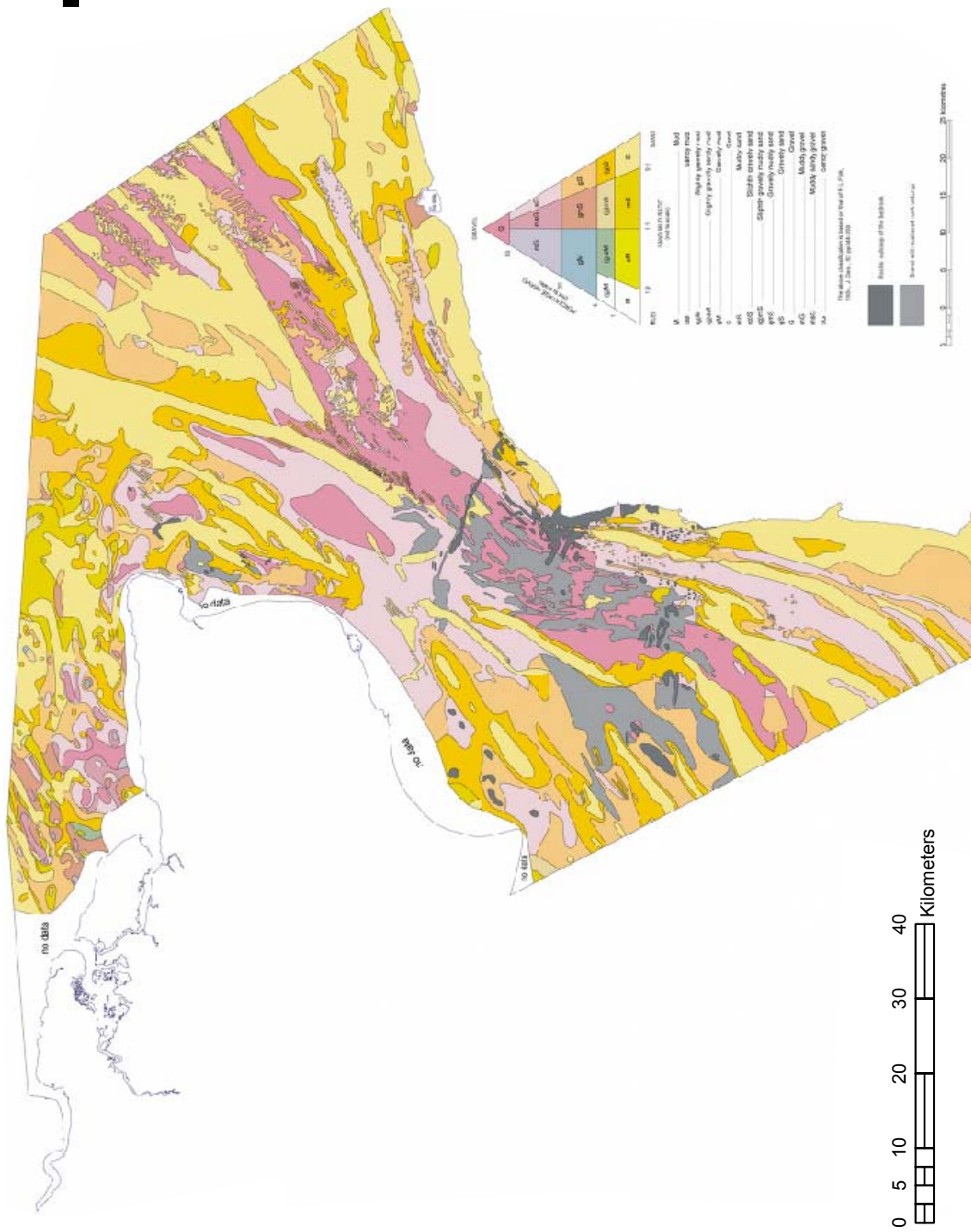


Figure 6: Sediment transport/ Dynamique sédimentaire

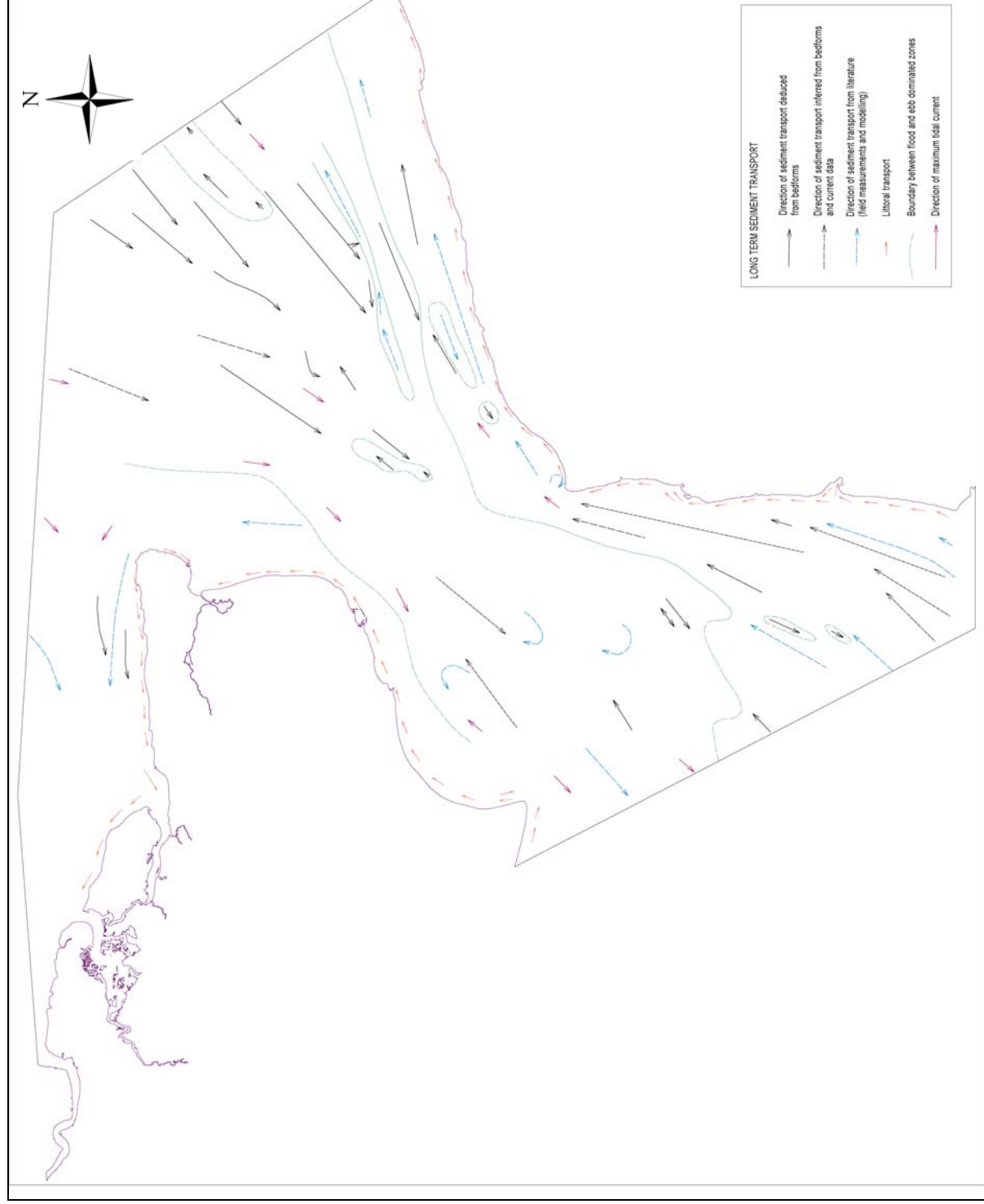


Figure 7: Coastal evolution/ Evolution du trait de côte

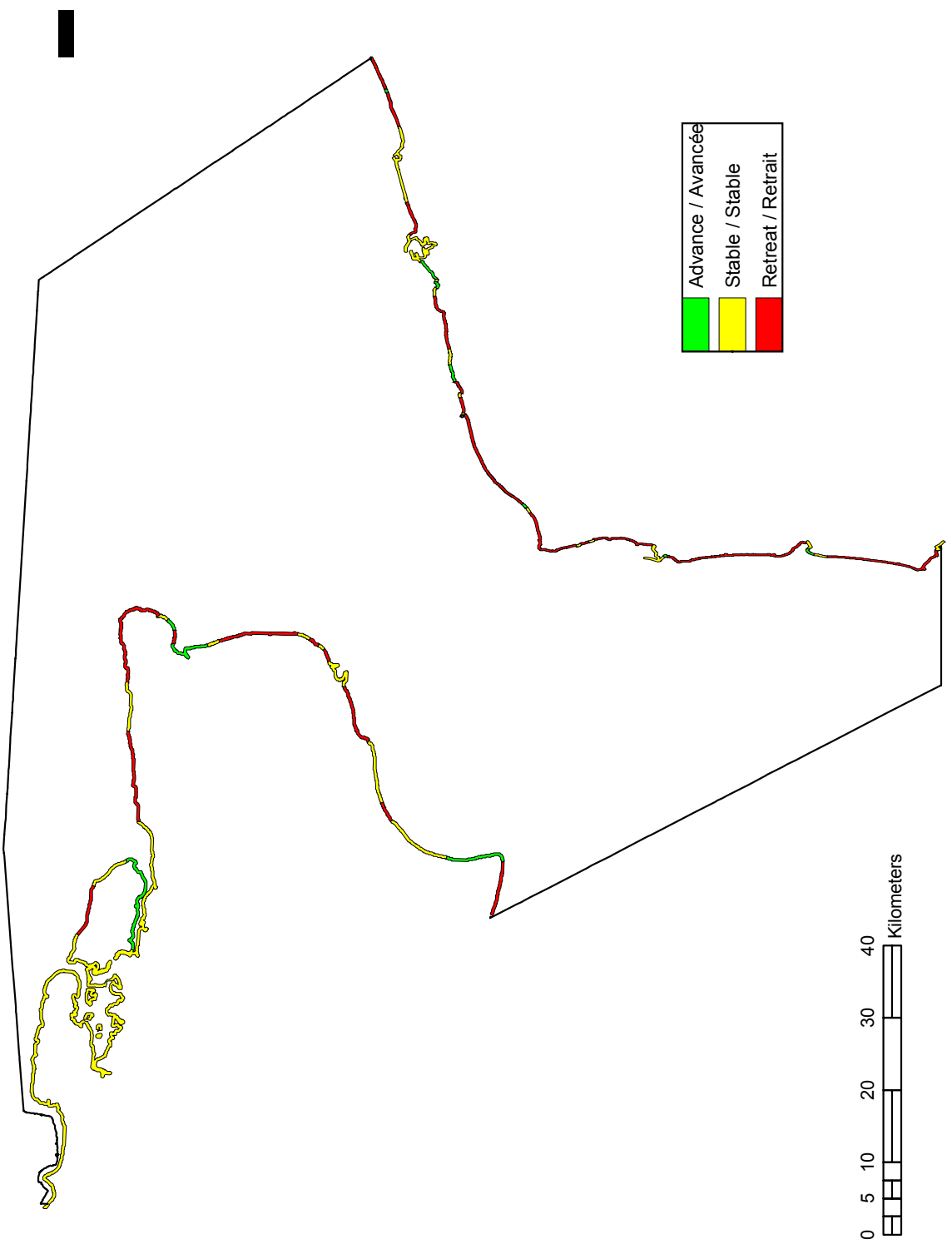


Figure 8: Seismicity/ Sismicité

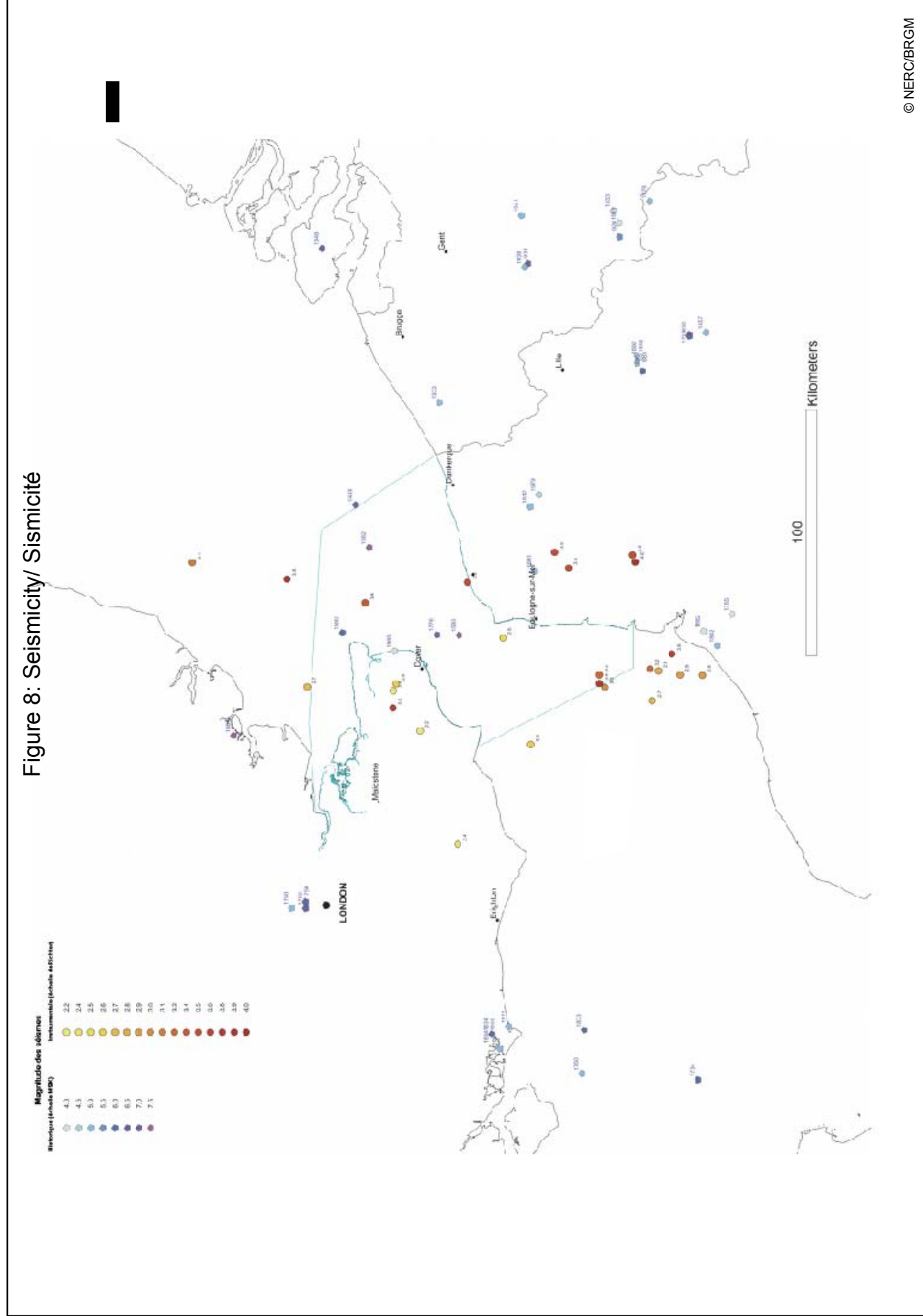


Figure 9: Holocene deposits/ Holocène deposits

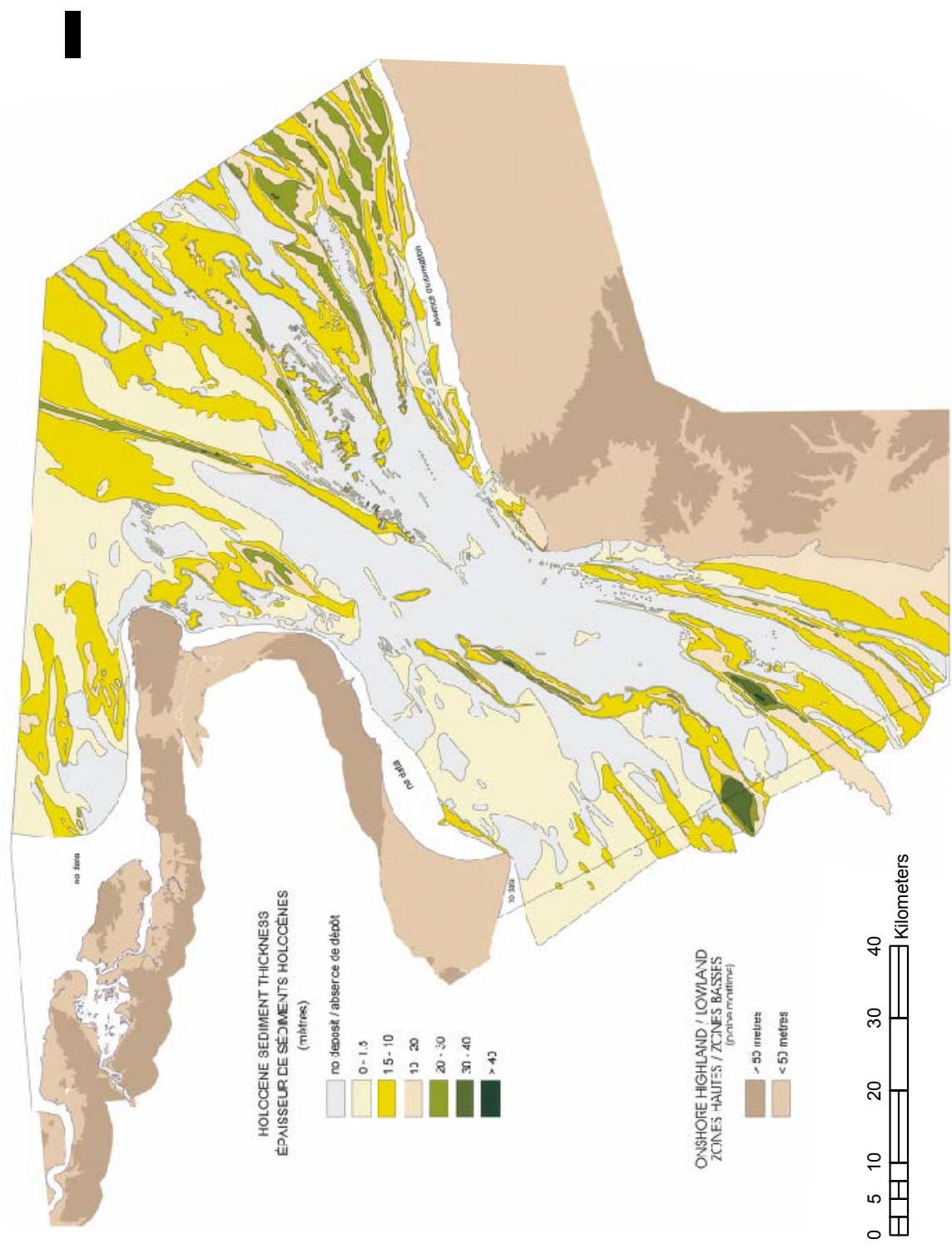


Figure 10: Pleistocene Deposits/ Dépôts Pléistocène

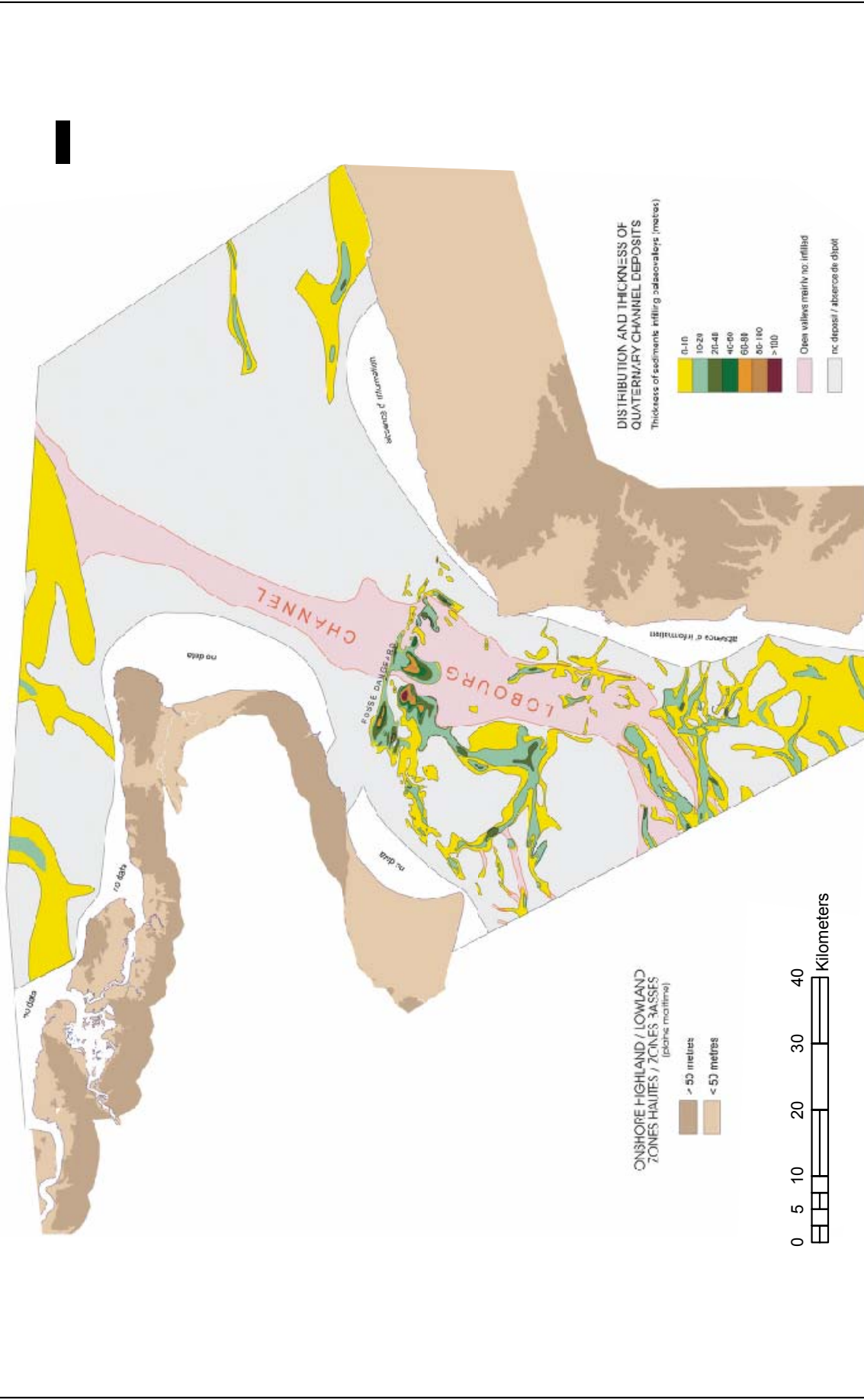


Figure 11: Solid Geology/ Géologie

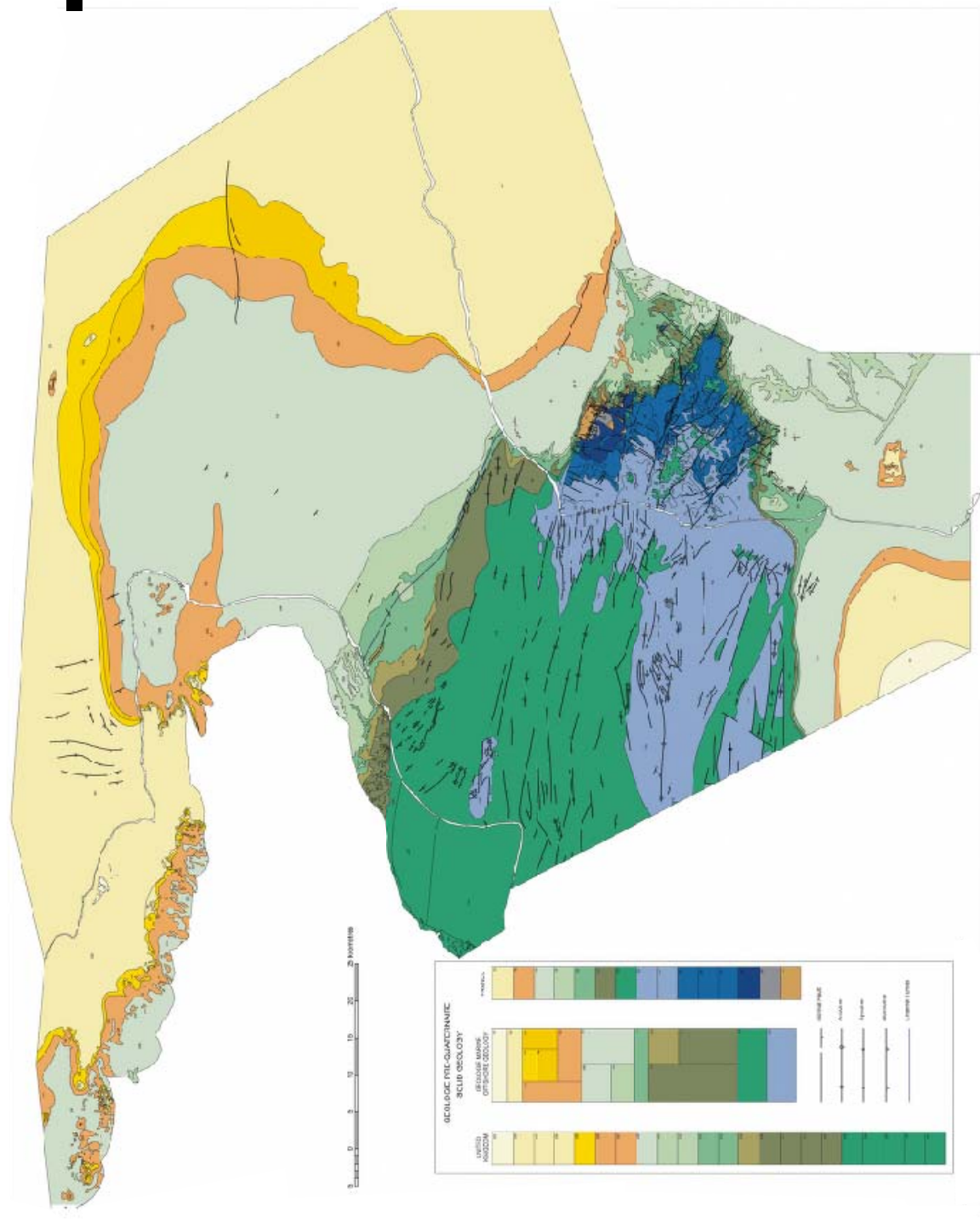


Figure 12: Sample stations/ Echantillons

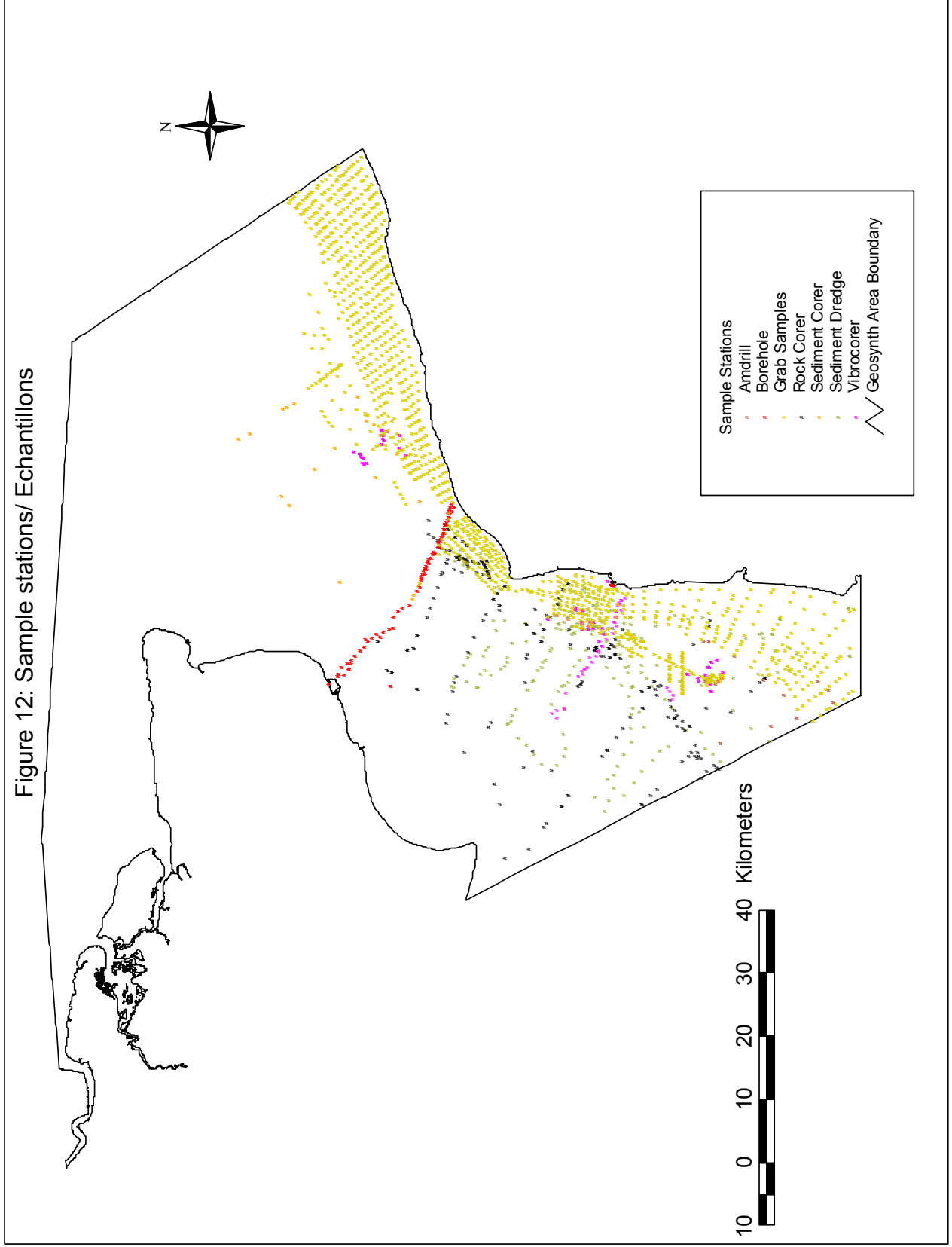


Figure 13: Seismic track lines/ Profils géophysiques

