



SCOTIAN SHELF SURFICIAL GEOLOGY AND PHYSICAL PROPERTIES 4 SURFACE FEATURES

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET PROPRIÉTÉS PHYSIQUES STRUCTURES SUPERFICIELLES

G. B. J. Fader

Contributors: K. MacKillop, R. Miller, and C. L. Amos

Collaborateurs: K. MacKillop, R. Miller, et C. L. Amos

Recommended citation: Fader, G. B. J., 1991: Surficial geology and physical properties 4: surface features; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 117.

Notation bibliographique conseillée: Fader, G. B. J., 1991: Géologie des formations en surface et propriétés physiques 4: structures superficielles; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 117.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

This map of seabed features is interpreted from sidescan sonar and high resolution seismic reflection data supplemented with bottom photographs, submersible observations and data from the processing of seabed samples. The original compilations, for the Sable Island Bank and Banquereau areas of the Scotian Shelf, were prepared at the 1:250 000 scale and were reduced and simplified for this presentation. Detailed studies of bedforms at the seabed on Sable Island Bank and Banquereau (Amos and King, 1984; Amos and Nadeau, 1988) has led to a classification:

Zone	Definition
A	Highly energetic wave zone: an area of plane-bedded sands, wave-formed ripples, and shore-parallel sand bars
B	Storm-dominated energetic zone, nearshore: characterized by shoreface-connected sand ridges
C	Current-dominated energetic zone: characterized by moribund and active sandwaves, and active megaripples
D	Storm-dominated intermediate energy zone, shelf: characterized by active storm ridges migrating over larger scale offshore ridges
E ₁	Low energy zone, shelf: characterized by large-scale relict or moribund waveforms, including bathymetry-defined offshore ridges
E ₂	Low energy zone, shelf edge (>100 m water depth): characterized by moribund megaripple fields
F	Low energy zone, shelf: dominated by specks (zones of high acoustic backscatter on sidescan imagery) and shell beds over flat, featureless seabed
G	Quiescent zone: featureless sand, silt, gravel, boulder fields (see Fig. 4) and trawl marks (see Fig. 5)

The earliest features discovered were pockmarks (gas-escape craters) identified by King and MacLean (1970) in the basins of the shelf. With the routine use since 1973 of sidescan sonar as a mapping tool, additional features have been recognized. King (1980) prepared an early compilation of some of these features for the Scotian Shelf and Fader and Miller (1986) produced a similar assessment for the Grand Banks of Newfoundland.

BEDROCK OUTCROP

The largest areas of exposed bedrock on the Scotian Shelf occur on the inner shelf and result from a combination of minimal glacial deposition during glaciation and significant erosion by post-glacial marine transgression (Fig. 12). The inner shelf bedrock of resistant metasedimentary and granitic rocks has a rougher surface than the central and outer offshore areas of the shelf that are composed of coastal plain sediments. This roughness of the former provided steep surfaces for undercutting and slumping which resulted in more efficient erosion of the glacial materials during the recent transgression. Beyond the inner shelf, bedrock outcrop is less common because the shelf is covered by an ~50 m thick blanket of glacial and post-glacial sediments. In the Gulf of Maine, a few isolated areas of acoustic basement (bedrock) outcrop in association with till ridges such as Truxton Swell and Sewell Ridge. Tertiary bedrock outcrops on the seaward edge of Georges Bank. Similarly, an extensive area of bedrock outcrops north of Browns Bank and continues to the Nova Scotia coastal zone. The Scatarie Ridge, east of Cape Breton Island, is another large area of exposed bedrock.

CURRENT SCOUR

Features, believed to form from scour by strong currents, occur in Passamaquoddy Bay, Bay of Fundy, Minas Channel, Cabot Strait, and Placentia Bay. Those at the mouth of the Bay of Fundy and in Passamaquoddy Bay are large circular depressions on the seabed, up to 50 m deep, scoured through glaciomarine and Holocene sediments. Bedrock often outcrops in the bottom of these large depressions. Large tidal whirlpools often occur over the scours. The central part of Placentia Bay contains hundreds of depressions, elliptical in shape, and up to 100 m in length and 5 m in depth. Their origin is not entirely understood but a large field of pockmarks (gas-escape craters) to the south in northern Halibut Channel suggests that they may be current-eroded pockmarks. (See discussion below on megafaults.) Other features interpreted as current scour depressions occur in Cabot Strait. These depressions are up to 30 m deeper than the surrounding seabed. Their precise origin is not understood because of the deep-water occurrence (>400 m water depth) and the lack of sidescan sonar data; they may be iceberg scours. A small area of current scours was also identified in the Gully. The glacial sediments on the floor of Minas Channel are scoured so as to expose bedrock in the bottom of the depression.

ICEBERG FURROWS (SCOURS)

Large areas of the Scotian Shelf seabed attest to the presence of icebergs in late glacial time. The most southerly occurrence of iceberg furrows in the Canadian offshore is on the eastern edge of Georges Bank. Most till surfaces of the Scotian Shelf, Gulf of Maine, and Grand Banks of Newfoundland are covered with iceberg furrows that are cut into the seabed to a maximum depth of 7-8 m and are >100 m in width (Fig. 3). Some can be traced for more than 10 km. Iceberg pits, as amphitheatre-like depressions, are also common (Fader and King, 1981). Relict iceberg furrows also occur in the outer Bay of Fundy despite the strong currents. Many of the surfaces of the till, on which the iceberg furrows occur, consist of lag gravels with large boulders. On the Grand Banks of Newfoundland, iceberg furrows are more common, especially toward the north, and cover >50% of the seabed. On the Scotian Shelf banks, only a few iceberg scours were found.

MEGAFLUTES

The best examples of megafaults are from Placentia Bay, where they cover a 4 km x 100 km area of the seabed on the east flank of the Bay. They occur as single features

and in coalesced groups of symmetric and asymmetric flutes. The flutes, oriented up the Bay (i.e. north), are triangular features up to 400 m in length and 10 m in depth at their upstream apex. Their origin is not completely understood but Fader and Miller (1988) suggest they may have originated as pockmarks and were later eroded by turbidity currents generated by a tsunami from a large earthquake (e.g. the 1929 Grand Banks earthquake). Several cubic kilometres of sediment has been eroded by the formation of the megafaults. A small area of similar features occurs in the Gully on the Scotian Shelf, and a large area of depressions in the Cabot Strait area of the Laurentian Channel may be a zone of megafaults.

POCKMARKS

Pockmarks are cone-shaped, gas-escape craters which occur at the seabed (King and Fader, 1970). They are found in Passamaquoddy Bay; Roseway, Emerald, and LaHave basins; Laurentian and Halibut channels; and on the upper Scotian Slope in the area of Verrill Canyon. A few isolated pockmarks were also found in Jordan Basin in the Gulf of Maine and south of Cape Breton Island on the inner Scotian Shelf. They range from a few metres to >300 m in diameter and from <1 m to 30 m in depth. Their density can be >400 km². Significant volumes of sediment were eroded by the release of gas in the process of "gasturbation" (Josenhans et al., 1978). For example, >5.5 million m³ of sediment was eroded just within Passamaquoddy Bay. The pockmarks in the Scotian Shelf basins always occur south of the zero edge of the coastal plain sediments suggesting that they are caused by deeply generated hydrocarbon gases rather than by biogenic methane from Holocene sediments. The pockmarks in Passamaquoddy Bay may result from earthquake activity along the Oak Bay Fault. These pockmarks are "eyed" (i.e. display central basal areas of high acoustic backscatter on sidescan sonar imagery). This characteristic is interpreted to be caused by the presence of dense communities of benthic organisms attracted to the pockmarks by the chemosynthetic bacteria. Thus, pockmarks can result in the accumulation of dense benthic communities which, in turn, may generate enhanced fish abundance. The pockmarks on the Scotian Slope occur in water depths ranging 600-1100 m.

SAND RIDGES

Sand ridges are very large bedforms formed by the superposition and migration of sand wave and megaripple fields (Amos and King, 1984). They can reach a height of 30 m, a length of 60 km, and a width of 8 km. They occur as single features or in groups and are typically found on the bank areas of the shelf (Fig. 9). Some are formed by tidal currents and others are associated with storm waves and associated currents. Sand ridges occur on Georges Bank, Western Bank, Sable Island Bank, Banquereau, and Green Bank. A few isolated ridges were also found in the nearshore off southwestern Nova Scotia. Many of the ridges lie on flat surfaces of gravel lag and appear to migrate slowly across the gravel surface. These ridges could be considered as sources of offshore aggregate.

SAND WAVES

Sand waves are flow transverse bedforms constructed by the transportation and superposition of megaripples (Amos and King, 1984). They can be sharp and straight-crested or sinuous and discontinuous (Fig. 10, 11, 13). They are most often asymmetrical but there are symmetrical forms which are termed trochoidal. They can be as much as 20 m high and generally form at flow velocities of 40-100 cm/s. They occur on Georges Bank, Browns Bank, St. Pierre Bank, Green Bank, in the inner Bay of Fundy, and in a few small isolated areas in the nearshore. The largest waves are found on Georges Bank and in Scots Bay, Bay of Fundy where they are >20 m high. These sand waves could be good sources of aggregate.

SHELL BEDS

Shell beds is a general term applied to a variety of seabed features which are dense communities of benthic organisms. Interpreted from sidescan sonar imagery, they appear as circular-lenticular patches of high acoustic backscatter and are often aligned in a bead-like distribution (Fig. 8). Where groundtruth was collected in the form of benthic dredges, bottom photographs or submersible observations, the features are seen to consist of a variety of living and dead communities. Some are beds of quahogs, clams, and horse mussels while others consist of holothurians (sea cucumbers). The beds are widespread on outer Sable Island Bank and Green Bank. A few beds were found nearshore, off southwest Nova Scotia, and in some bays along the coast. These features are probably more widespread than indicated here, however regional sidescan sonogram coverage is not available for broad areas of the Scotian Shelf.

REFERENCES

- Amos, C. L. and King, E. L.
1984: Bedforms of the Canadian eastern seaboard: a comparison with global occurrences; *Marine Geology*, v. 57, p. 167-208.
- Amos, C. L. and Nadeau, O. C.
1988: Surficial sediments of the outer banks, Scotian Shelf, Canada; *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, no. 12, p. 1923-1944.
- Fader, G. B. and King, L. H.
1981: A reconnaissance study of the surficial geology of the Grand Banks of Newfoundland; in *Current Research, Part A*; Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 45-56.
- Fader, G. B. J. and Miller, R. O.
1986: A reconnaissance study of the surficial and shallow bedrock geology of the southeastern Grand Banks of Newfoundland; *Geological Survey of Canada, Paper 86-1B*, p. 591-604.
- 1988: Megafaults in Placentia Bay, Grand Banks of Newfoundland (abstract); in *Proceedings of the Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Annual Meeting*, St. Johns, Newfoundland, 1988, v. 13, p. A38-A39.

La présente carte des structures du fond marin a été dressée d'après l'interprétation de données de sonar à balayage latéral et de sismique-réflexion haute résolution, complétée par des photographies du fond marin, des observations effectuées à bord de submersibles et des données obtenues de l'analyse d'échantillons du fond marin. Dans les régions du banc de l'île de Sable et du Banquereau de la plate-forme Néo-Écossaise, les compilations originales ont été préparées à l'échelle de 1/250 000 puis réduites et simplifiées pour présentation finale. Des études détaillées des figures sédimentaires du fond marin sur le banc de l'île de Sable et Le Banquereau (Amos et King, 1984; Amos et Nadeau, 1988) ont permis d'établir la classification suivante:

Zone	Définition
A	Zone de vagues à très haute énergie: zone de sables à couches planes, de rides formées par les vagues et de cordons littoraux sableux parallèles au rivage.
B	Zone à haute énergie où prédomine l'action des tempêtes, zone littorale: caractérisée par la présence de crêtes de sable reliées à l'avant-plage.
C	Zone à haute énergie où prédomine l'action des courants; caractérisée par la présence de vagues de sable moribondes et actives ainsi que de mégarides actives.
D	Zone à énergie intermédiaire où prédomine l'action des tempêtes, plate-forme: caractérisée par la présence de crêtes actives de tempête migrant sur des crêtes de plus grande échelle au large.
E ₁	Zone à faible énergie, plate-forme: caractérisée par la présence de formes de vagues reliques ou moribondes à grande échelle, incluant des crêtes au large définies par la bathymétrie.
E ₂	Zone à faible énergie, rebord de la plate-forme (profondeur d'eau >100 m): caractérisée par la présence de champs de mégarides moribondes.
F	Zone à faible énergie, plate-forme: présence prédominante de petites taches (zones de rétrodiffusion acoustique élevée sur l'imagerie obtenue au sonar à balayage latéral) et de lits de coquillages sur un fond plat dépourvu de structures.
G	Zone calme: sable, silt, gravier et champs de blocs dépourvus de structures (voir la fig. 4) et marques laissées par les chaluts (voir la fig. 5).

Les premières structures découvertes ont été les dépressions coniques (cratères d'échappement de gaz) identifiées par King et MacLean (1970) dans les bassins de la plate-forme. L'utilisation du sonar à balayage latéral sur une base régulière pour la cartographie à compter de 1973 a permis d'identifier d'autres structures. King (1980) a préparé une compilation de certaines de ces structures pour la plate-forme Néo-Écossaise et Fader et Miller (1986) ont produit une évaluation similaire pour les Grands Bancs de Terre-Neuve.

AFFLEUREMENT DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Sur la plate-forme Néo-Écossaise, les plus grandes étendues affleurantes du substratum rocheux se situent sur la plate-forme interne et ces affleurements sont attribuables à un dépôt glaciaire minimal pendant la glaciation ainsi qu'à une importante érosion par transgression marine postglaciaire (fig. 12). Le substratum rocheux de la plate-forme interne, composé de roches sédimentaires métamorphosées résistantes et de roches granitiques, présente une surface plus accidentée que celle des régions centrale et externe de la plate-forme composées de sédiments de plaine côtière. Cette surface accidentée se caractérise par des faces plus abruptes qui favorisent les décrochements et le sapement, ce qui produit une érosion plus efficace des matériaux glaciaires pendant l'actuelle transgression. Au-delà de la plate-forme interne, les affleurements du substratum rocheux sont moins communs parce que la plate-forme est recouverte d'une couche de sédiments glaciaires et postglaciaires d'une épaisseur approximative de 50 m. Dans le golfe du Maine, quelques étendues isolées du socle acoustique (substratum rocheux) affleurent, associées aux crêtes de till telles que le massif Truxton Swell et la crête Sewell. Le substratum rocheux tertiaire affleure sur la bordure marine du banc de Georges. Parallèlement, une zone étendue du substratum rocheux affleure au nord du banc de Brown; elle se prolonge jusqu'à la zone côtière de la Nouvelle-Écosse. La dorsale Scatarie, à l'est de l'île du Cap-Breton, constitue une autre grande étendue du substratum rocheux mis à nu.

AFFOUILLEMENT PAR LES COURANTS

On trouve dans la baie Passamaquoddy, dans la baie de Fundy, dans le chenal des Mines, dans le détroit de Cabot et dans la baie Placentia des structures que l'on croit formées par l'affouillement par de forts courants. Celles présentes à l'embouchure de la baie de Fundy et dans la baie Passamaquoddy sont de grandes dépressions circulaires sur le fond marin, d'une profondeur pouvant atteindre 50 m, qui ont été creusées dans les sédiments glaciomarins et de l'Holocène. Le substratum rocheux affleure souvent au fond de ces grandes dépressions. Il y a souvent de grands tourbillons de marée au-dessus des marques d'affouillement. La partie centrale de la baie Placentia renferme des centaines de dépressions de forme elliptique d'une longueur pouvant atteindre 100 m et d'une profondeur de 5 m. Leur origine n'est pas parfaitement expliquée, mais la présence, au sud dans le chenal du Flétan septentrional, d'un grand champ de dépressions coniques (cratères d'échappement de gaz) suggère qu'elles puissent être des dépressions coniques érodées par le courant (voir ci-après la discussion sur les mégafaults). Il y a dans le détroit de Cabot d'autres structures interprétées comme étant des dépressions creusées par les courants. Ces dépressions peuvent s'enfoncer jusqu'à 30 m par rapport au fond marin avoisinant. Leur origine précise n'est pas comprise en

raison de la profondeur de l'eau à cet endroit (plus de 400 m) et d'un manque de données de sonar à balayage latéral; elles pourraient être des marques d'affouillement par les icebergs. Une petite étendue couverte de marques d'affouillement par les courants a également été identifiée dans Le Goulet. Les sédiments glaciaires du fond du chenal des Mines sont affouillés au point que le substratum rocheux est mis à nu au fond des dépressions.

SILLONS D'ICEBERGS (MARQUES D'AFFOUILLEMENT)

De grandes étendues du fond marin de la plate-forme Néo-Écossaise témoignent de la présence d'icebergs au cours du tardiglaciaire. Les sillons labourés au large par des icebergs dans les eaux canadiennes qui occupent la position la plus méridionale, se trouvent sur la bordure orientale du banc de Georges. Presque toutes les surfaces de till de la plate-forme Néo-Écossaise, du golfe du Maine et des Grands Bancs de Terre-Neuve, présentent des sillons labourés sur le fond marin par les icebergs, sillons dont la profondeur maximale est de 7 à 8 m et dont la largeur peut atteindre plus de 100 m (fig. 3). Certains d'entre eux ont été suivis sur plus de 10 km. Les dépressions creusées par les icebergs sont également communes et elles ressemblent à des amphithéâtres (Fader et King, 1981). Malgré les forts courants qui y sont observés, on trouve des sillons d'icebergs reliques dans la partie externe de la baie de Fundy. Dans un grand nombre de cas, les surfaces de till sur lesquelles on trouve des sillons creusés par des icebergs sont composées de résidus graveleux de déflation avec de gros blocs. Sur les Grands Bancs de Terre-Neuve, les sillons d'icebergs sont plus communs, en particulier vers le nord, et ils occupent plus de 50 % du fond marin. On n'a trouvé que quelques marques d'affouillement par les icebergs sur les bancs de la plate-forme Néo-Écossaise.

MÉGAFLUTES

Les meilleurs exemples de mégafaults sont observés dans la baie Placentia, où elles couvrent une étendue du fond marin de 4 km sur 100 km sur le flanc oriental de la baie. On les trouve sous forme de structures individuelles ou en groupes coalescents de flûtes symétriques et asymétriques. Ce sont des structures de forme triangulaire d'une longueur pouvant atteindre 400 m et d'une profondeur de 10 m à la pointe amont (c.-à-d. nord). Leur origine est mal comprise, mais Fader et Miller (1988) suggèrent qu'elles puissent avoir été à l'origine des dépressions coniques qui ont plus tard été érodées par des courants de turbidité engendrés dans les tsunamis causés par de grands séismes comme celui de 1929 sur les Grands Bancs. La formation des mégafaults a nécessité l'érosion de plusieurs kilomètres cubes de sédiments. Il y a une petite étendue présentant des structures similaires dans Le Goulet de la plate-forme Néo-Écossaise, et une grande région couverte de dépressions dans le secteur du détroit de Cabot du chenal Laurentien pourrait également être une zone de mégafaults.

DÉPRESSIONS CONIQUES

Les dépressions coniques sont des cratères d'échappement de gaz que l'on trouve sur le fond marin (King et MacLean, 1970). Elles sont présentes dans la baie Passamaquoddy, dans les bassins Roseway, d'Émeraude et de LaHave, dans le chenal Laurentien, dans le chenal du Flétan et sur la partie supérieure du talus Néo-Écossais dans la région du canyon Verrill. Quelques dépressions coniques isolées ont également été identifiées dans le bassin Jordan, dans le golfe du Maine, ainsi qu'au sud de l'île du Cap-Breton, sur la plate-forme Néo-Écossaise interne. Elles ont de quelques mètres à plus de 300 m de diamètre et leur profondeur varie de moins de un mètre à plus de 30 m. On peut en trouver plus de 400 au kilomètre carré. D'importants volumes de sédiments ont été érodés par le dégageant de gaz dans le processus de la «perturbation par le gaz» (Josenhans et al., 1978). Par exemple, dans la baie Passamaquoddy seulement, plus de 5,5 millions de m³ de sédiments ont ainsi été érodés. Dans les bassins de la plate-forme Néo-Écossaise, les dépressions coniques se trouvent toujours au sud de la limite d'épaisseur nulle du biseau de sédiments de la plaine côtière ce qui suggère qu'elles ont été causées par l'échappement d'hydrocarbures gazeux engendrés en profondeur plutôt que de méthane biogénique provenant des sédiments de l'Holocène. Les dépressions coniques de la baie Passamaquoddy peuvent avoir été causées par l'activité sismique le long de la faille d'Oak Bay. Ces dépressions coniques sont «œilées» (c.-à-d. qu'elles présentent des zones centrales basales où la rétrodiffusion acoustique est élevée sur l'imagerie obtenue au sonar à balayage latéral). On interprète cette caractéristique comme étant causée par la présence de denses communautés benthiques attirées dans les dépressions par la présence de bactéries chimiosynthétiques. Les dépressions coniques abritent ainsi souvent de denses communautés benthiques qui peuvent attirer des poissons en plus grand nombre. Les dépressions se situent à des profondeurs variant entre 600 et 1 100 m sur le talus Néo-Écossais.

CRÊTES DE SABLE

Les crêtes de sable sont de très grosses figures sédimentaires du fond marin formées par la superposition et la migration des champs de vagues et de mégarides de sable (Amos et King, 1984). Leur hauteur peut atteindre 30 m, leur longueur 60 km et leur largeur 8 km. On les trouve seules ou en groupes et, de manière caractéristique, sur les zones de bancs de la plate-forme (fig. 9). Certaines sont formées par les courants de marée et d'autres sont associées aux vagues de tempêtes et aux courants qui leur sont associés. Il y a des crêtes de sable sur le banc de Georges, le banc Western, le banc de l'île de Sable, Le Banquereau et le banc à Vert. Quelques rides isolées ont également été observées dans la zone littorale au large de la côte sud-ouest de la Nouvelle-Écosse. Un grand nombre des rides reposent sur des surfaces planes de résidus graveleux de déflation et semblent