

CHAPITRE III

CADRE GÉOGRAPHIQUE DES ÎLES-DE-LA-MADELEINE

3.1 Localisation de la zone d'étude

Situé dans le centre sud du golfe du Saint-Laurent, l'archipel des îles de la Madeleine appartient à la région administrative Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine, dans la province de Québec (figure 3.1). L'archipel comprend deux municipalités, soit la municipalité des Îles-de-la-Madeleine avec une population d'environ 12 500 habitants et celle de Grosse-Île avec une population de moins de 500 habitants (MAMROT, 2012).

MCours.com

L'archipel est composé d'une quinzaine d'îles dont DUBOIS (1992) reconnaît trois principales entités, soit le groupe principal (île du Havre-Aubert, île du Cap-aux-Meules, île du Havres-aux-Maisons, île de Pointe-aux-Loups, Grosse-Île, île-de-l'Est et île de la Grande-Entrée), l'île d'Entrée et l'île Brion. D'une superficie d'environ 200 km², le groupe principal est composé de six îles rocheuses reliées entre elles par des corps sableux s'étendant sur près de 70 km. Les routes qui relient les îles entre elles reposent sur ces entités sableuses, couramment appelées «dunes». La présente étude porte sur le groupe principal, qui expose un total de 435 km de côtes, incluant les lagunes (GRENIER et DUBOIS, 1992).

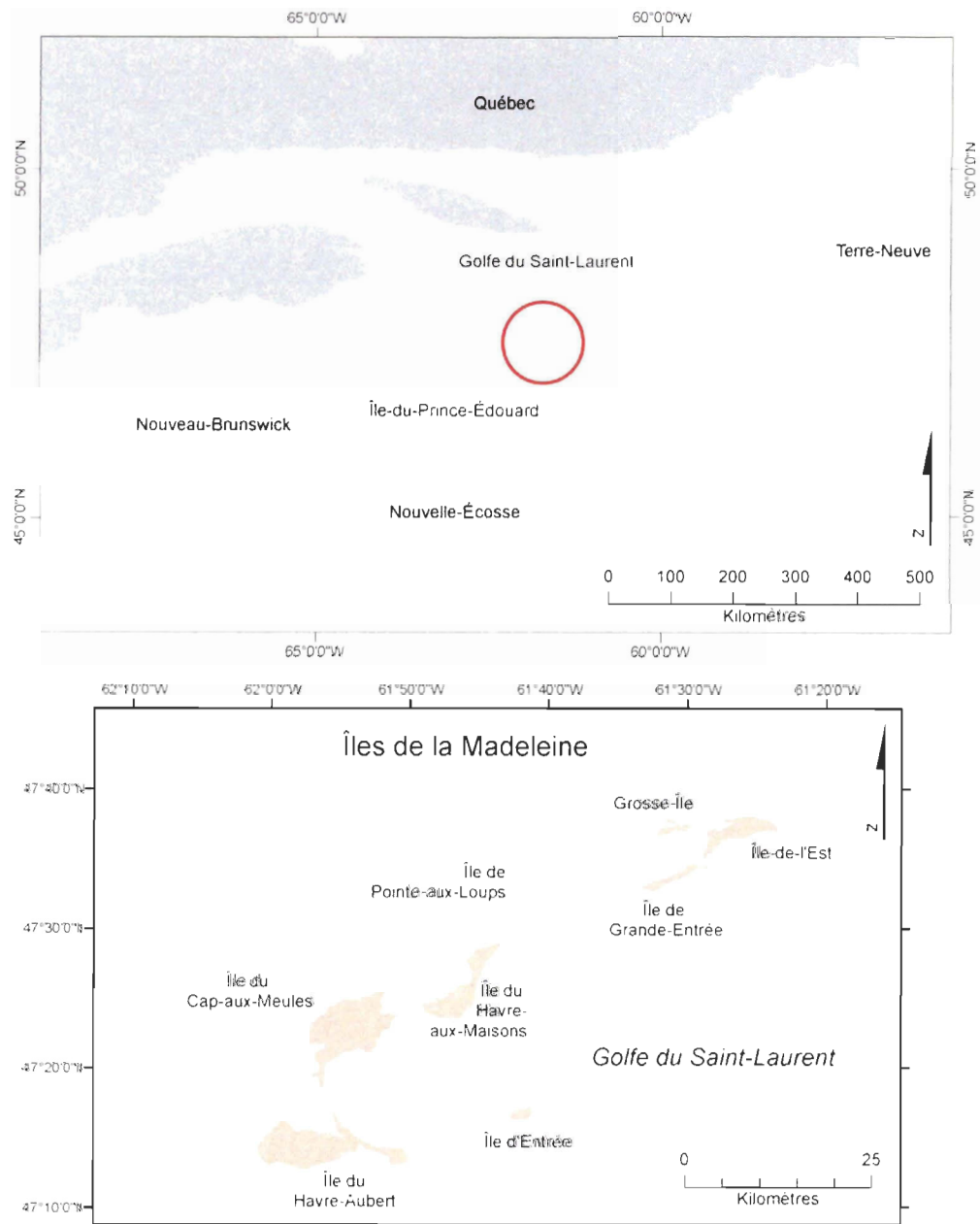


Figure 3.1 Localisation de l'archipel des Îles de la Madeleine dans le golfe du Saint-Laurent, Québec

3.2 Géologie et géomorphologie

L'archipel correspond à la partie émergée de la plateforme sous-marine du plateau Madelinien qui occupe le sud du golfe Saint-Laurent (figures 3.2 et 3.3). Le groupe principal est composé de six îles rocheuses reliées entre elles par des tombolos doubles isolant d'immenses lagunes et dont les îlots rocheux du nord et du sud servent d'assise au développement de deux flèches littorales. Ainsi, la nature géologique de l'archipel se divise en deux grandes entités, soit les îlots rocheux et les corps sableux. Les îles rocheuses sont de nature volcanique, karstique ou sédimentaire représentées par les grès rouge et gris-vert datant du permo-carbonifère (BRISEBOIS, 1981; DREDGE *et al.*, 1992; DUBOIS et GRENIER, 1993). Le développement des corps sableux date de l'Holocène (SANSCHAGRIN, 1964). L'altitude de l'archipel est relativement peu élevée. L'altitude maximale est atteinte sur l'île d'Entrée où la Big Hill culmine à 174 m. De leur côté, les entités sableuses sont de faible dénivelé, les plus élevées se trouvant du côté ouest de l'archipel, sur la dune du Nord.

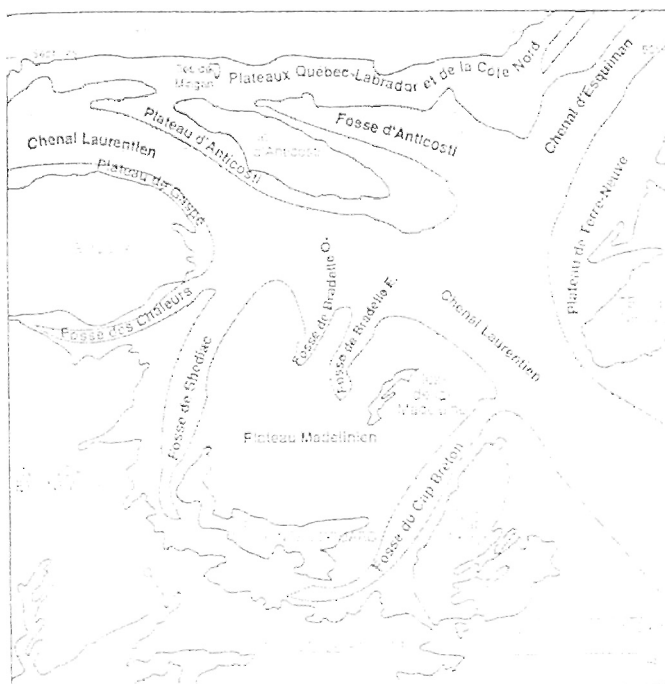


Figure 3.2 Localisation du plateau Madelinien dans le golfe du Saint-Laurent (tiré de GRENIER, 1993)

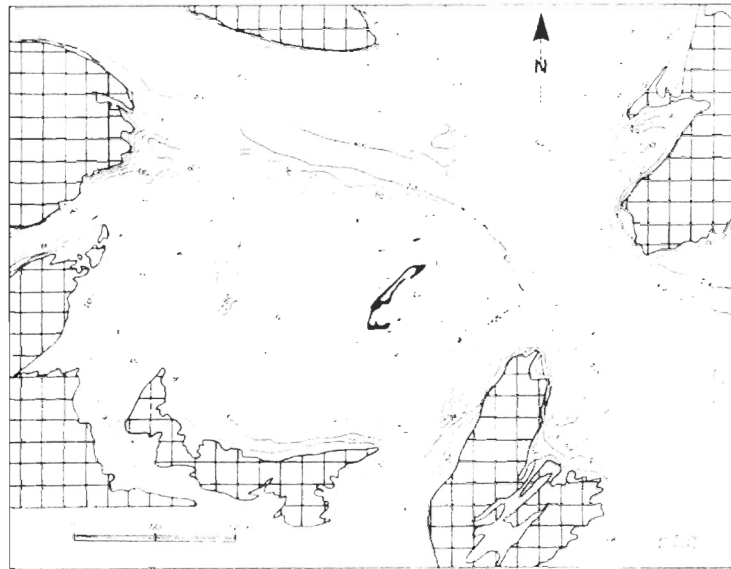


Figure 3.3 Bathymétrie du golfe du Saint-Laurent et positionnement du plateau des Îles de la Madeleine (tiré de DRAPEAU, 1979)

Des 435 km de côtes de l'archipel, incluant les lagunes, les deux tiers sont composées de dépôts meubles et l'autre tiers de côtes rocheuses. Les côtes de dépôts meubles sont dominées par les cordons sableux surmontés de dunes, les tombolos, portant communément l'appellation de « Dune ». Du côté ouest de l'archipel, on retrouve, du sud vers le nord, la Dune de l'Ouest et la Dune du Nord qui unissent respectivement l'île du Havre-Aubert à l'île du Cap-aux-Meules et l'île du Cap-aux-Meules à Grosse-Île en passant par l'île de Pointe-aux-Loups. Sur la face est de l'archipel, on retrouve la Plage du Cap fermant la lagune de Havre-aux-Basques, puis la Dune du Sud isolant la lagune du Havre-aux-Maisons et celle de Grande-Entrée. Sur la pointe nord de l'archipel, la Dune de l'Est et la Plage de l'Échouerie forme un saillant triangulaire en accrétion tout comme sur la pointe sud où la Dune du Sandy Hook s'étend vers l'île d'Entrée. Les plages de ces entités sableuses sont alimentées en sédiments par les cordons pré-littoraux localisés en avant-plage et, dans une moindre mesure, par la désagrégation des blocs de grès par l'action érosive des vagues chargées de sédiments (GRENIER et DUBOIS, 1992). Sur la face ouest de l'archipel, la force des vents et de la mer ont raison des complexes dunaires qui migrent vers l'intérieur des lagunes, ce qui se traduit par

l'érosion de la côte du côté de la mer et l'engraissement du côté lagune et des flèches littorales terminales. Cette dynamique est à l'origine de la configuration arquée de l'archipel.

Sous la plateforme madelinienne se trouve le Bassin géologique de Madeleine. D'âge Carbonifère, ce bassin est source de nombreux diapirs de sels (VAN DE POLL, 1995). Il existe trois diapirs dans le secteur de l'archipel des Îles de la Madeleine (figure 3.4), dont un exploité par *Mines Seleine*. Le diapirisme serait toujours actif à l'heure actuelle mais à un rythme trop lent pour être perçu par l'homme (DUBOIS et GRENIER, 1993).

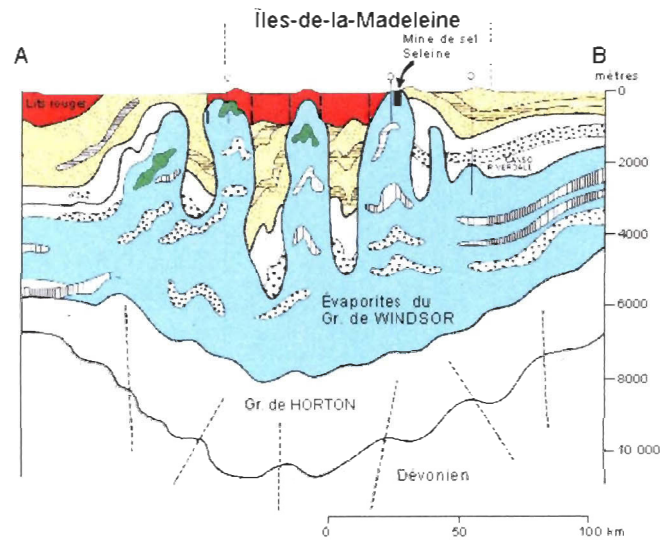


Figure 3.4 Les diapirs de sels, ou évaporites du Groupe de Windsor, repérés sous les Îles-de-la-Madeleine (BOURQUE, 2010)

3.4 Contexte climatique régional

La température moyenne annuelle aux Îles-de-la-Madeleine est de 4,5 °C alors que la température moyenne hivernale descend à -7,9 °C pour la période 1871-1983 et les précipitations moyennes annuelles totalisent 987,3 mm dont 301,2 mm tombent en neige (Environnement Canada, 1993). En moyenne, il y a 21 jours de redoux hivernaux annuellement (BERNATCHEZ *et al.*, 2008).

Le climat maritime madelinien est très influencé par l'omniprésence des vents. En effet, la position géographique de l'archipel expose l'ensemble de ces côtes à de très long fetchs variant entre cent et plus de trois cent kilomètres. Plus violents en hiver qu'en été, les vents dominants proviennent de l'ouest (figure 3.5), soit du sud-ouest en été et du nord-ouest en hiver (OWENS, 1977; OWENS et MCCANN, 1980; GILES, 1992). La vitesse moyenne des vents en janvier atteint 41,0 km/h contre 27,4 km/h en juillet (OWENS et MCCANN, 1980). À l'occasion, les tempêtes s'abattent sur les côtes de l'archipel, dont certaines extra-tropicales en provenance de la côte atlantique (DRAPEAU et MERCIER, 1990; OWENS et MCCANN, 1980). D'après BERNATCHEZ *et al.* (2008), 218 des 332 événements de tempête recensés entre 1978 et 2007 avaient une vitesse maximale de ≥ 74 km/h (tableau 3.1). Les auteurs ont d'ailleurs identifié la relation qui existe entre l'intensité de l'évolution côtière et la fréquence des tempêtes, surtout en période interglaciale. Ainsi, la période de forte érosion (1983-1992) correspond à la période où la fréquence des tempêtes a été la plus élevée. Ils ajoutent que les saisons d'automne et d'hiver sont les plus propices aux événements de tempêtes et que les secteurs de faible dénivelé, tel que les tombolos et les flèches littorales, évoluent en fonction de la force et de la fréquence de ces événements. Les tempêtes seraient aussi en partie responsables de la dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marée (DUBOIS et GRENIER, 1993).

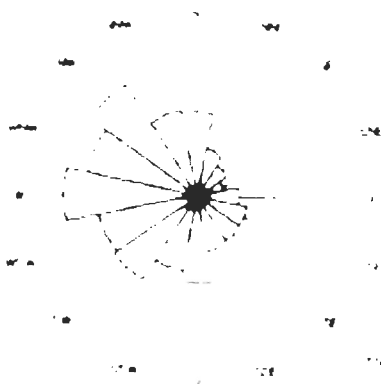


Figure 3.5 Rose de la fréquence des vents enregistrés à la station marine de Cap-aux-Meules de 1951 à 1980 (modifié de DRAPEAU et MERCIER, 1990)

Tableau 3.1 Fréquence des tempêtes selon la durée et la vitesse des vents (BERNATCHEZ *et al.* 2008)

Station météorologique des Îles-de-la-Madeleine - vitesse des vents					
Période	Nombre de tempêtes	Durée totale (heures)	Vit. moyenne des vit. maximales (km/h)	Nb de tempêtes Vit. max \geq 4 km/h	Proportion des événements (%): Vit. max \geq 74 km/h
1 ^{er} janv. 1978 au 31 déc. 2007	332	2262	68	218	66

Les glaces littorales protègent la côte des assauts de la mer de janvier à avril (OWENS, 1977; DRAPEAU et MERCIER, 1990) et leur accumulation, plus marquée en février et en mars (OWENS, 1975), est notamment due à la dérive de glaces dans le golfe (DRAPEAU et MERCIER, 1990). Les périodes de faible couverture glacielle sont sujettes à une érosion accrue causée par l'absence de la glace pour protéger la côte (BERNATCHEZ *et al.*, 2008).

3.5 Contexte océanographique régional

Les vents dominants de l'ouest génèrent de longs fetchs qui conditionnent le développement des flèches littorales vers l'est aux extrémités nord et sud de l'archipel. Les courants engendrés par les vents expliquent aussi la répartition des sédiments meubles sur la plate-forme sous-marine (LORING et NOTA, 1973). La figure 3.6 présente une dominance du sable graveleux bien trié du côté ouest de l'archipel et une concentration des sables très fins du côté est, du côté abrité de l'archipel.

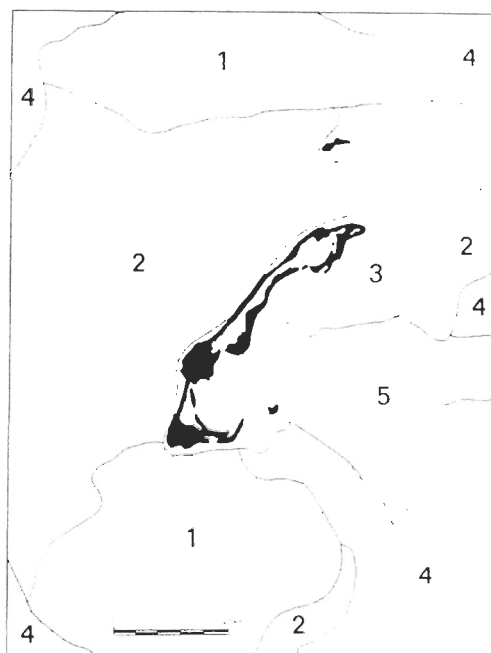


Figure 3.6 Répartition des sédiments de surface du plateau des Îles de la Madeleine. 1) gravier recouvert de sable par endroits; 2) sable graveleux bien trié; 3) sable grossier à moyen; 4) sable fin ; 5) sable très fin (d'après LORING et NOTA, 1973)

La marée est de type mixte semi-diurne et dite microtidale avec un marnage moyen de 0,7 m (SHC, 2010). Lors des grandes marées, le marnage moyen passe à 1,1 m avec une amplitude qui varie entre 0,10 m et 1,2 m (tableau 3.2). La présence d'un point amphidromique au large de l'archipel explique le caractère semi-diurne de la marée. La hauteur des vagues significatives atteignant la côte sur la rive ouest de l'archipel passe de 0,5 m (août) à 1,2 m (novembre) alors qu'elle varie entre 0,4 et 1 m sur la rive est (OWENS, 1977).

Tableau 3.2 Fiche descriptive des stations marégraphiques de Grande-Entrée, Cap-aux-Meules et de Havre-Aubert (SHC, 2010)

Localité		Grande-Entrée	Cap-aux-Meules	Havre-Aubert
Port de référence		Pictou	Pictou	Pictou
Carte marine no		4954, 4952, 4950	4950, 4951	4950, 4951, 4957
Type de marées		mixte semi-diurne	mixte semi-diurne	mixte semi-diurne
Marnage	Marée moyenne	0,6 m	0,7 m	0,6 m
	Grande marée	1,0 m	1,1 m	1,0 m
Hauteur	Pleine mer supérieure	Marée moyenne	0,9 m	1,0 m
		Grande marée	1,1 m	1,2 m
	Basse mer inférieure	Marée moyenne	0,3 m	0,3 m
		Grande marée	0,1 m	0,1 m
Extrêmes enregistrés	Extrême de pleine mer	-	2,4 m	-
	Extrême de basse mer	-	- 0,5 m	-
Niveau moyen de l'eau		0,7 m	0,7 m	0,7 m
Vitesse maximale des courants	Flot	1,0 noeuds	1,0 noeuds	1,0 noeuds
	Jusant	1,0 noeuds	1,0 noeuds	1,0 noeuds

La dérive littorale est à l'origine du transit sédimentaire et responsable de l'érosion et de l'accumulation des côtes. Les vents dominants en provenance de l'ouest et du nord-ouest entraînent un transit sédimentaire vers le nord-est sur la côte ouest de l'archipel alors qu'il est variable selon les saisons du côté est (figure 3.7). D'après GRENIER et DUBOIS (1992), la dérive littorale s'effectue vers le sud-ouest en hiver et vers le nord-est en été.

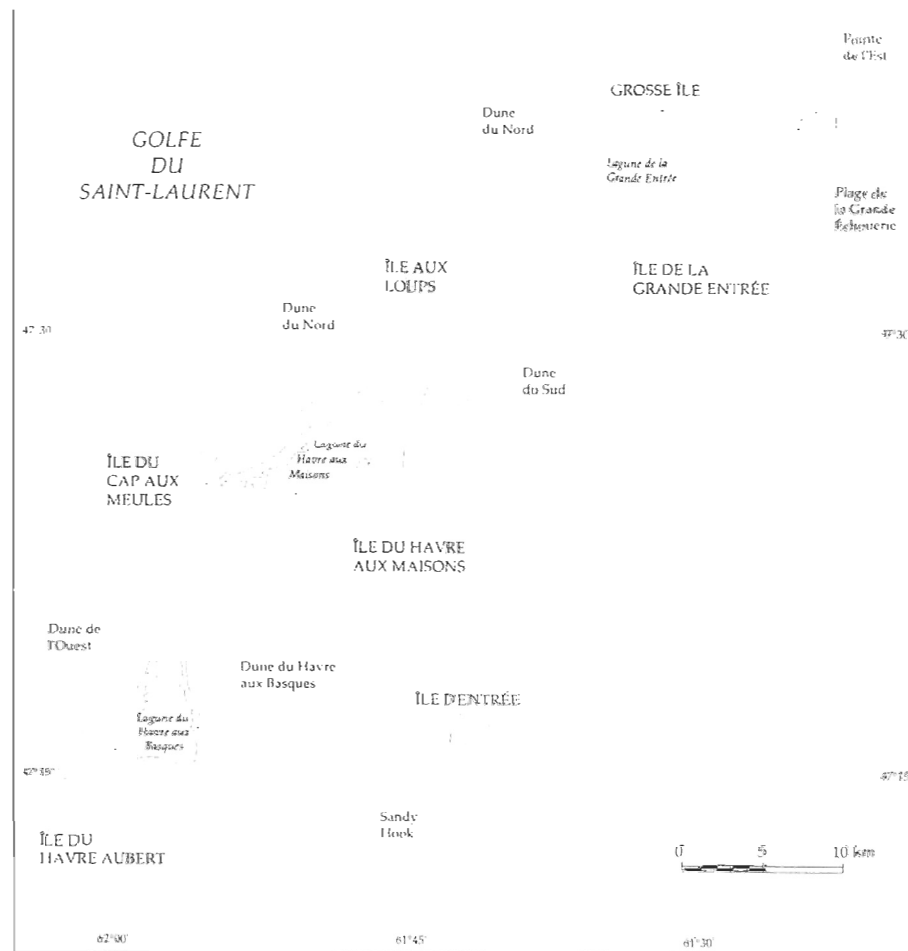


Figure 3.7 Dérive littorale sur les côtes madeliniennes (tiré de Mercier, 1987)

La dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marée, aussi appelé passes de marée, témoigne des variations locales et des conditions d'évolution des cordons sableux (tomboles) a fait l'objet de quelques travaux (OWENS et MCCANN, 1980; MERCIER, 1987; DUBOIS, 1991; GRENIER et DUBOIS, 1992; GRENIER, 1993; DUBOIS et GRENIER, 1993). Alors que l'action de courants de marée perpendiculaires à la côte est nécessaire au maintien des goulets, leur formation est essentiellement due au sectionnement d'un cordon sableux (flèche ou tombolo) ou encore à l'apparition d'une brèche de tempêtes. Leur migration ou comblement font foi d'une diminution de l'énergie des courants de marée ou encore de période de forte accumulation sédimentaire (GRENIER et DUBOIS, 1992). L'analyse historique de la position des goulets de marée des îles de la Madeleine depuis 1755 réalisé a permis d'établir que la face est de l'archipel est beaucoup plus sensible aux tempêtes et que le dynamisme des courants de marée y est beaucoup plus important puisqu'on y retrouve en moyenne neuf goulets de marée comparativement à deux goulets sur la face ouest. À l'heure actuelle, on retrouve six goulets de marée en activité sur la face est et sud de l'archipel et aucun sur la face ouest.

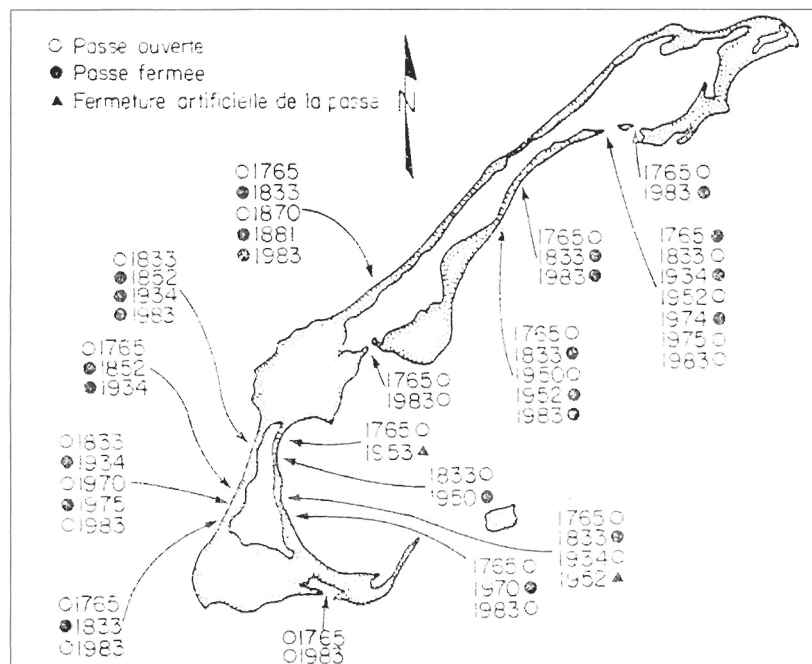


Figure 3.8 Dynamique d'ouverture et de fermeture des goulets de marées aux îles de la Madeleine (tiré de Mercier, 1987)