



Université du Québec
à Rimouski

**ETUDE DE LA VARIABILITE SAISONNIERE DE LA SALINITE LE LONG
DE LA COTE EST DE LA BAIE JAMES**

Mémoire présenté

dans le cadre du programme de maîtrise en océanographie
en vue de l'obtention du grade de maître ès sciences

PAR

© MANFRED DESIRE BONGA NYETEM

Juillet 2023

Composition du jury :

Dany Dumont, président du jury, ISMER-UQAR

Cédric Chavanne, directeur de recherche, ISMER-UQAR

Urs Neumeier, codirecteur de recherche, ISMER-UQAR

Peter Galbraith, examinateur externe, IML-MPO

Dépôt initial le 28 avril 2023

Dépôt final le 13 juillet 2023

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

*A Olive Bonga pour sa patience
et ses sacrifices.*

REMERCIEMENTS

Mes remerciements tout d'abord à mes superviseurs Urs Neumeier et Cédric Chavanne pour non seulement m'avoir donné cette opportunité de maîtrise mais pour leur patience et leur dévotion à m'encadrer pendant ces deux dernières années.

J'adresse ensuite mes remerciements à la fondation Niskamoon qui a financé ce projet, sans qui certainement ce travail n'aurait jamais eu lieu.

Sincères remerciements aux communautés cris qui m'ont personnellement bien accueilli.

Mes remerciements ensuite aux équipes de terrain de ce projet qui ont collectés les données que j'ai utilisées avant que je n'intègre le projet, à savoir Virginie Galindo et ses équipes de 2018 et 2019. Mes remerciements vont également à mon équipe de terrain de l'été 2021 dirigée par Caroline Fink-Mercier.

Mes remerciements à Pascal Guillot qui a effectué le traitement préliminaire et le contrôle de qualité de toutes les données CTD utilisées dans ce mémoire.

Mes remerciements à l'équipe de recherche de Paul Del Gorgio de Montréal et Simon Senneville, qui m'ont permis d'avoir accès aux données de débits des rivières.

Mes remerciements au corps enseignant du programme d'océanographie pour les connaissances prodiguées qui nous ont été d'un grand profit dans mes missions de terrains.

Remerciements à Abigaëlle Dussol qui est toujours présente pour les conseils et les encouragements.

RÉSUMÉ

La salinité le long de la côte est de la baie James est contrôlée par plusieurs grandes rivières, dont les débits ont été fortement modifiés par le projet hydroélectrique de la baie James. Nous avons étudié les variations de salinité à la baie James en 2018, 2019 et 2021, ainsi que l'effet des courants, des vents, des débits fluviaux, des précipitations et des niveaux d'eau sur ces variations. Des mouillages avec des marégraphes, des profileurs de courant acoustique Doppler (ADCP) et des enregistreurs de salinité et de température ont été installés pendant 1 à 2 mois à l'été 2019 et 2021. Des profils de salinité et de température (CTD) ont été enregistrés en été et en hiver. Les données de vent de la réanalyse ERA5 et les données de débit des rivières ont également été utilisées pour l'analyse. Les résultats montrent que l'augmentation du débit de la Grande Rivière en hiver (due à la production hydroélectrique) a produit une couche d'eau douce de 5 m près de l'embouchure de la Grande Rivière. Cette épaisseur de couche a diminué à 1-3 m en été. À l'embouchure de la rivière Eastmain les données ont montré que l'impact de la rivière Eastmain ne s'étendait que sur 6 à 7 km vers le large. Au-delà de cette distance les profils de salinité étaient influencés par d'autres rivières situées un peu plus au nord de l'embouchure de la rivière Eastmain. Une analyse à régression linéaire multiple a montré que les niveaux d'eau, le débit de la rivière Eastmain, les courants et le vent expliquaient 42.1 % de la variance de la salinité près de l'embouchure de la rivière Eastmain. L'analyse spectrale a montré que les séries temporelles de la salinité et des forçages variaient principalement aux fréquences semi-diurnes et à la deuxième harmonique de M2 (M4). L'analyse en ondelettes a montré que la salinité et les courants étaient corrélés à la fois en surface et au fond, aussi bien à l'embouchure de la Grande Rivière qu'à celle de la rivière Eastmain. Devant l'embouchure de la Grande Rivière, les courants de fond contrôlent les variations de salinité sur des échelles de temps de 2 à 8 jours, tandis que les courants de surface affectent la salinité sur des périodes de 3 à 4 jours au début de l'été (juin-juillet).

Mots clés : Salinité, forçages, panache fluvial, aménagement hydroélectrique

ABSTRACT

The salinity of the eastern James Bay is controlled by several large rivers, which discharge patterns were strongly modified by the hydroelectric James Bay Project. We studied salinity variations in James Bay in 2018, 2019, and 2021, as well as the effect of currents, winds, river flows, precipitations and water level on these variations. Moorings with tide gauges, acoustic Doppler current profilers (ADCPs), and salinity and temperature loggers were installed for 1-2 months in the summers of 2019 and 2021. Salinity and temperature profiles (CTDs) were recorded in summer and winter. Wind data from the ERA5 reanalysis model and river discharge data were also used for the analysis. The results show that the increase in the river discharge of the La Grande River in winter (due to hydroelectric production) produced a 5-m layer of freshwater near the mouth of la Grande River. The thickness of this layer decrease to 1-3 m in summer. At the mouth of the Eastmain River the data showed that the impact of the Eastmain River extended only 6 to 7 km. Beyond this distance, the salinity profiles were influenced by other rivers located a little further north of the mouth of the Eastmain River. Multiple linear regression analysis showed that water level, Eastmain River flow, currents and wind explained 42.1 % of the variance of salinity. Spectral analysis showed that time series of salinity and forcings varied at the semi-diurnal frequencies and the second harmonic of M2 (M4). Wavelet analysis showed that salinity and currents were correlated both at the surface and at the bottom, both at the mouth of the La Grande River and the Eastmain River. In front of the mouth of the Grande River, bottom currents impact salinity variations on timescales of 2 to 8 days, while surface currents affect salinity over periods of 3 to 4 days at the beginning of summer (June-July).

Keywords: Salinity, forcings, river plume, hydroelectric development

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ix
RÉSUMÉ.....	x
ABSTRACT.....	xii
TABLE DES MATIÈRES.....	xiv
LISTE DES TABLEAUX.....	xvi
LISTE DES FIGURES.....	xviii
LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES.....	xxii
CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE.....	1
1.1 ÉVOLUTION DU SYSTEME.....	2
1.1.1 Projet de construction du complexe hydroélectrique de la Baie James.....	2
1.1.2 Salinité et circulation de la baie James avant la construction du complexe de la Grande Rivière.....	3
1.1.3 Salinité après la construction du barrage.....	5
1.1.4 Cas particulier du panache de la Grande Rivière.....	7
1.2 IMPACT DE LA CONSTRUCTION DU COMPLEXE HYDROELECTRIQUE DE LA GRANDE RIVIERE.....	9
1.3 ÉTUDES SIMILAIRES AILLEURS DANS LE MONDE.....	10
1.4 PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA MAITRISE.....	10
1.5 COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES LIEES A CE MEMOIRE.....	12
CHAPITRE 2 : SEASONAL VARIABILITY OF SALINITY ALONG THE EASTERN COAST OF JAMES BAY.....	13
2.1 RÉSUMÉ.....	13
2.2 ABSTRACT.....	15

2.3	INTRODUCTION	16
2.4	DATA AND METHODS	18
2.4.1	Data.....	18
2.4.2	Temporal analysis of salinity.....	20
2.4.3	Spatial and seasonal variations in salinity and stratification	21
2.4.4	Coherence analysis	22
2.4.5	Rivers Plume Analysis	25
2.5	RESULTS	26
2.5.1	River flow for La Grande River	26
2.5.2	Spatial and seasonal variations in salinity and stratification	27
2.5.3	I.1.2 Temporal variations in salinity.....	38
2.5.4	Forcing mechanisms of salinity variability	41
2.6	DISCUSSION	64
2.7	CONCLUSION.....	67
	CHAPITRE 3 : Conclusion générale	69
	RÉFÉRENCES	72

LISTE DES TABLEAUX

Table 1: Number of stations and moorings.....	19
Table 2. Extension of the plume (in kilometers) of La Grande River	37
Table 3. Estimated coefficients of the linear regression model for surface salinity at ADCP	62
Table 4. Estimated coefficients of the linear regression model for bottom salinity at ADCP	63

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation de la moitié Est de la baie James dans le Canada.	2
Figure 2. Distribution de la salinité de surface dans la baie James en hiver 1975 et 1976 avec la circulation cyclonique (modifié de Prinsenber, 1978).	5
Figure 3. Résultats théoriques et observationnels des variations saisonnières de la profondeur de la pycnocline et de la salinité de la couche de surface pour un emplacement situé dans la partie ouest de l'entrée de la baie James pour les conditions avant et après la mise en service de la phase 1 du complexe hydroélectrique (Prinsenber, 1982).	7
Figure 4. (a) CTD cast locations, (b) and mooring locations (moorings with ADCP are in blue and those with CTD sensors are in red).	20
Figure 5. Variograms for surface salinity in summer 2018- 2019.	22
Figure 6. Scatter plot of daily averaged currents measured by a current meter moored in front of the La Grande River during summer 2021. The principal component axes are shown by the brown lines.	24
Figure 7. Ice concentration in James bay in winter (February 4, 2019).	25
Figure 8. (A) River discharge around la Grande River, and (B) the Eastmain River.	27
Figure 9. (a) Vertical variation of salinity near the La Grande River in winter and in (b) summer (see figure 10 for station positions).	29
Figure 10. Position of some CTD stations near the La Grande River with bathymetry (approximate bathymetry obtained by interpolation) measured between 2017 and 2021.	30
Figure 11. Vertical variation of salinity near the mouth of Eastmain in winter (see Figure 11)	31
Figure 12. Vertical variation of salinity near the mouth of Eastmain in summer (see Figure 13 for station positions).	31
Figure 13. Positions of some CTD stations near the Eastmain River mouth (bathymetric data from IOC and al., 2003)	32

Figure 14. Comparative statistics of surface salinity in summer surface (A), summer bottom (B) and winter surface (C) (letters in the graphics: a and b represent significant differences in their distribution at $p=0.05$). On each boxplot, the central red mark indicates the median, and the bottom and top edges of the box indicate the 25 th and 75 th percentiles, respectively).	33
Figure 15. Surface layer salinity (depth<2m) in (a) summer 2021, (b) summer 2018-2019 and (c), winter 2018-2019.	35
Figure 16. Bottom layer salinity (depth >8m) in (a) summer 2018-2019 and (b) winter 2018-2019.....	36
Figure 17. (a) Time series of salinity at C1-08-2m depth and (b) C1-08-14m in front of La Grande River.....	39
Figure 18. Salinity spectrum at C1-08-2 m (a) and C1-08-14 m in front of la Grande River.	40
Figure 19. Distribution of current speed and direction near Eastmain River (ADCP 19) at 5m above the bottom (a) and 2 m above the bottom (b). The mean direction of currents is indicated with a green dashed line.	42
Figure 20. Distribution of current speed and direction in front of La Grande River (ADCP 21) at 9 m (a) and 3 m (b) above the bottom. The mean direction of currents is indicated with a green dashed line.....	43
Figure 21. Hovmöller diagrams of meridional currents near Eastmain River (a) and in front of La Grande River (b).	44
Figure 22. Current spectral analysis in the dominant axis at 9 m above the bottom in front of the La Grande River (a) and 5m above the bottom near to Eastmain (b).	45
Figure 23. (a) Time series and (b) coherence between the current in the dominant direction and salinity at 1 m depth in front of la Grande Rivière at ADCP 21 for the summer 2021 (relative phase relationship is shown as arrows, with in-phase pointing right, anti-phase pointing left, currents leading salinity by 90° pointing down, and salinity leading currents by 90° pointing up). The coherences are high for colors that tend towards yellow. Black closed lines indicate significance at 95%.....	47
Figure 24. Same as figure 23 near the bottom (3 m above the seabed) at ADCP 21 in front of La Grande River.....	48
Figure 25. Same as Figure 23 at 1 m depth at ADCP 19 near Eastmain River	49

Figure 26. Same as Figure 23 at 5 m depth (1.5 m above the seabed) at ADCP 19 near Eastmain River.	50
Figure 27. Mean winds (speed in m/s according to colour palette; arrows indicate direction only) in summer 2019 (a), winter 2019 (b) and ice cover on February 4, 2019 (c). The James Bay area is indicated in the blue dashed box.	52
Figure 28. Same as figure 23 for wind in the dominant direction at 10 m above the surface and salinity at 1m depth at ADCP 21 in front of the La Grande River.	53
Figure 29. Same as Figure 23 for wind in the dominant direction at 10 m above the surface and salinity at 1m depth at ADCP 19 in front of Eastmain.	54
Figure 30. Same as Figure 23 for precipitations and salinity at 1m depth in front of La Grande River during summer 2021.	55
Figure 31. Same as Figure 23 for precipitations and salinity at 1m depth in front of Eastmain during summer 2019.	56
Figure 32. Water level and tidal prediction at ADCP 19.	58
Figure 33. Water level spectral analysis in front of eastmain at ADCP 19.	58
Figure 34. Water level and tidal prediction at ADCP 21.	59
Figure 35. Current spectral analysis in front of La Grande River at ADCP 21.	59
Figure 36. Coherence between water level and salinity at 1 m depth at ADCP 21 in front of La Grande River.	60
Figure 37. Coherence between water level and salinity at 1 m depth at ADCP 19 near the Eastmain River.	60
Figure 38. Surface salinity predicted with the multiple regression model and observed in summer 2019 at ADCP 19 at 1 m depth near Eastmain.	63
Figure 39. Surface salinity predicted with the multiple regression model and observed in summer 2019 at ADCP 19 at 5 m depth near Eastmain.	64

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

- ADCP** Acoustic Doppler Current Profiler, c'est-à-dire un profileur de courant
- CTD** Conductivity Temperature Depth, c'est-à-dire un instrument pour mesurer la salinité, la température et la profondeur

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION GENERALE

La baie James est une vaste baie peu profonde de 67000 km² qui s'étend entre les 51° et 55° parallèles nord (El-Sabh et Koutitonski, 1977). Elle fait partie d'un vaste système aquatique comprenant la baie d'Hudson et le bassin Foxe, qui est relié à l'océan Atlantique par le détroit d'Hudson (Figure 1). Le territoire de la baie James ayant subi des aménagements hydro-électriques borde la baie à l'est et héberge quatre communautés Cris sur à Chisasibi, à Wemindji, à l'Eastmain et à Waskaganish. Les ancêtres des Cris se sont établis dans la région il y a déjà près de 5 000 ans, en bordure des rivières et des lacs. C'est un peuple autochtone qui tirait sa subsistance de la chasse, de la pêche et du piégeage (Jacques, 2005). La construction du complexe hydroélectrique sur la Grande Rivière est à l'origine de modifications importantes des débits des rivières ayant des impacts tant sur le plan physique, avec un changement des salinités des eaux côtières, que sur le plan humain.

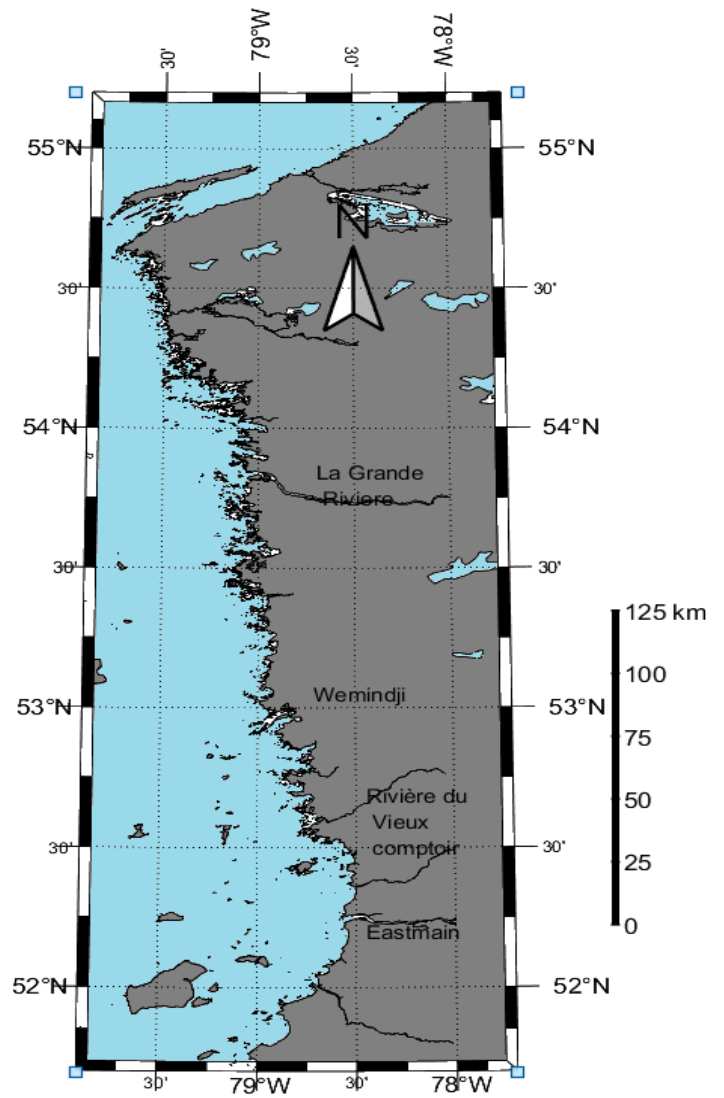


Figure 1. Localisation de la moitié Est de la baie James dans le Canada.

1.1 ÉVOLUTION DU SYSTEME

1.1.1 Projet de construction du complexe hydroélectrique de la Baie James

Les travaux d'aménagement sur la côte est de la baie James ont été réalisés par la construction sur la Grande Rivière du complexe hydroélectrique. Ces travaux se sont déroulés en trois phases avec des changements dans les débits fluviaux. La première phase

de construction s'est amorcée en 1973 et s'est achevée en 1985. Elle comprend trois centrales, sur la Grande Rivière, chacune avec son propre réservoir, ainsi que les réservoirs Caniapiscau et Opinaca construits pour la dérivation partielle de deux rivières. Le réservoir Caniapiscau constitue le réservoir de tête du complexe La Grande et joue un rôle de régularisation interannuelle par l'apport d'un débit moyen annuel. Ce réservoir dévie vers la Grande Rivière, et ainsi vers la baie James, le bassin supérieur de la rivière Caniapiscau, qui s'écoule naturellement vers la baie d'Ungava. Le réservoir Opinaca est le plus méridional et permet le transfert d'un débit annuel moyen de $845 \text{ m}^3/\text{s}$ de la rivière Eastmain vers la Grande Rivière, plus précisément dans le réservoir Robert-Bourassa. Les détournements se sont traduits par une réduction de 90 % et 35 % des débits à l'embouchure des rivières Eastmain et Caniapiscau/Koksoak (Messier, 2002). Par ces apports hydrologiques, le débit moyen annuel à l'embouchure de La Grande Rivière est passé d'environ $1\,700 \text{ m}^3/\text{s}$ à $3\,400 \text{ m}^3/\text{s}$ et son débit moyen hivernal a été multiplié par un facteur variant de 8 à 10. La puissance installée des centrales lors de la phase I est de 10 283 MW. Les travaux de la seconde phase ont commencé en 1987 et la mise en service des centrales a eu lieu entre 1991 et 1996. En tout, les cinq centrales ont ajouté 4 955 MW à la capacité installée de l'ensemble. Seulement deux nouveaux réservoirs ont été requis, soit La Grande 1 et Laforge 1, les autres centrales utilisant des réservoirs de la phase I. La phase III a débuté en 2002 avec l'aménagement de la Sarcelle, et la dérivation de la rivière Rupert pour environ 888 MW attribué à ces deux centrales.

1.1.2 Salinité et circulation de la baie James avant la construction du complexe de la Grande Rivière

La modification des débits aux embouchures des rivières le long de la côte est de la baie James entraîne naturellement une conséquence sur les flux de salinité et la dynamique de la circulation côtière. L'eau de forte salinité venant de la baie d'Hudson pénètre dans la baie James du côté nord-ouest (Figure 2). Cette eau est diluée et déviée vers la droite par la force de Coriolis dans un courant de surface qui longe la côte de la baie James dans le sens anti-horaire (figure 2) (Prinsenbergh, 1978). Les études réalisées renseignent que la

circulation dans la baie James est à la fois gravitationnelle dû à un gradient de pression et liée au vent. En effet, les vents forts du nord inversent la direction du courant de surface et contribuent à établir un profil de vitesse à trois couches avec des entrées en surface et au fond et une sortie à mi-profondeur (Prinsenber,1982). La circulation gravitationnelle est causée par le gradient de densité horizontal qui, à son tour, est renforcé par la dilution du ruissellement.

En hiver, la distribution de salinité observée en 1976 montrait une forte influence des apports fluviaux de la Grande Rivière et de l' Eastmain. La couverture de glace pendant cette saison limite le mélange induit par le vent et le mélange de marée causé par la friction sous la glace est grandement réduit lorsque la période de congélation active est terminée et que le taux d'apport d'eau douce par ruissellement est supérieur à celui de la soustraction par congélation (Peck, 1978). Le courant mesuré près de l'embouchure de la Grande Rivière a révélé un courant moyen de 3.7 cm/s vers le nord-ouest à des profondeurs de 2, 3 et 5 mètres (Prinsenber,1982). Les mesures ont montré que la baie James est sujette à des variations considérables d'une année à l'autre (Figure 2). Ces variations ont été attribuées aux variations de formation et de fonte des glaces, dont la variabilité annuelle a été soulignée par Larnder (1968) et Murty et Barber (1973).

Pendant l'été, on observait une mise en place d'un système à deux couches à la suite de l'augmentation des débits de rivières, de la fonte de la glace et du réchauffement de la couche de surface. Cette augmentation de débit a poussé Prinsenber (1982) à souligner l'importance des variations des débits de rivière dans la circulation de la baie James et la nécessité de faire des études futures.

En automne, la chute des températures de l'air, et la force du vent contribuaient à accentuer le mélange vertical dans l'eau et à diminuer le gradient de densité à travers la pycnocline (El-Sabh et Koutitonsky, 1975).

Au fur et à mesure que la baie devient couverte de glace en janvier, le mélange vertical causé par le vent agissant sur la surface est empêché, et le refroidissement continu de la couche de surface sous la glace, couplé à la libération de saumure de la glace vers l'eau,

entraîne une convection verticale qui a tendance à abaisser la température de toute la colonne d'eau jusqu'à celle de densité maximale si les salinités sont inférieures à 24,7 ‰.

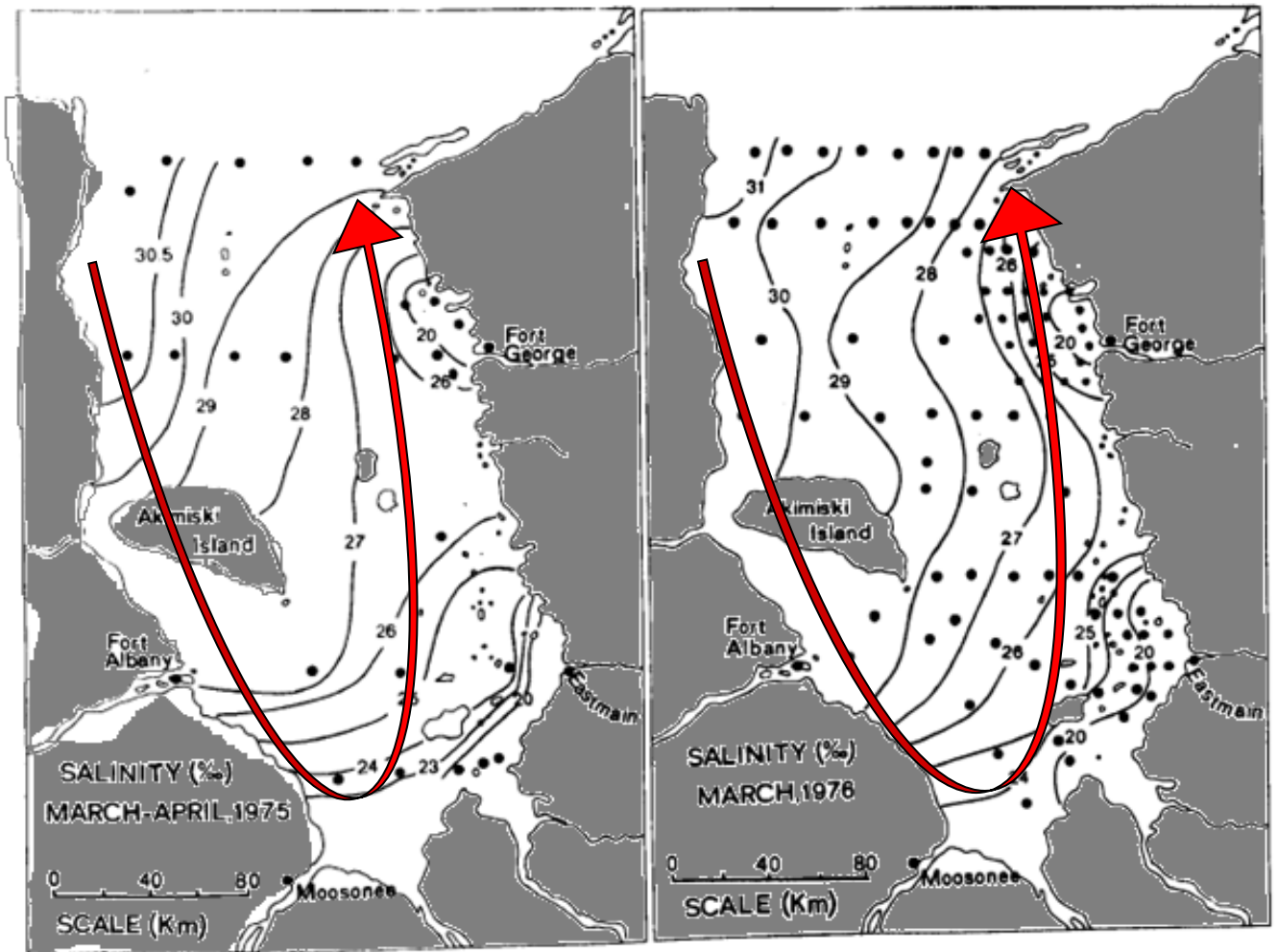


Figure 2. Distribution de la salinité de surface dans la baie James en hiver 1975 et 1976 avec la circulation cyclonique (modifié de Prinsenber, 1978).

1.1.3 Salinité après la construction du barrage

Quelques modèles numériques ont été réalisés, afin de prédire les variations de la salinité et de la pycnocline après la mise en place du complexe hydroélectrique de la Grande

Rivière. Parmi ceux-ci on peut citer le modèle de prévision de la couche de mélange décrit par Niller et Krauss (1977) et appliqué par Prinsenber (1982). Ce modèle utilise un bilan énergétique entre le travail nécessaire pour soulever et mélanger l'eau de fond plus dense dans la couche de surface, le travail effectué par le vent, l'énergie potentielle modifiée en raison des flux de chaleur et de masse à travers la surface, et la dissipation d'énergie dans la couche de surface. La Figure 3 montre les différences pour la pycnocline et la salinité avant et après la mise en place du complexe hydroélectrique sur la Grande Rivière, avec des observations et des résultats de modélisation. Les observations proviennent du relevé d'hiver de 1975 (Peck, 1978), qui sont utilisées comme conditions de départ dans la modélisation, suivies de deux observations d'été de 1975 (Prinsenber, 1977) et suivies des données d'hiver de 1976 au début de mars (Peck, 1978) pour boucler le cycle. Les résultats de simulation montrent qu'au fur et à mesure que les apports en eau douce augmentent à nouveau, l'approfondissement relatif de la pycnocline sera plus faible, de sorte que les caractéristiques de la pycnocline pré- et post-projet ne sont similaires qu'au début de l'hiver.

En plus des modèles de prévisions, quelques observations sur les changements de salinité ont été publiées dans les années 80 et 90 (Prinsenber, 1994; Lalumière et Lemieux, 2002). Malgré cela très peu de ces études ont clairement étudié les variations saisonnières de salinité après la mise en place des trois phases de construction du complexe afin de comprendre comment les facteurs qui induisent les changements sur la salinité ont évolué après la mise en place du complexe.

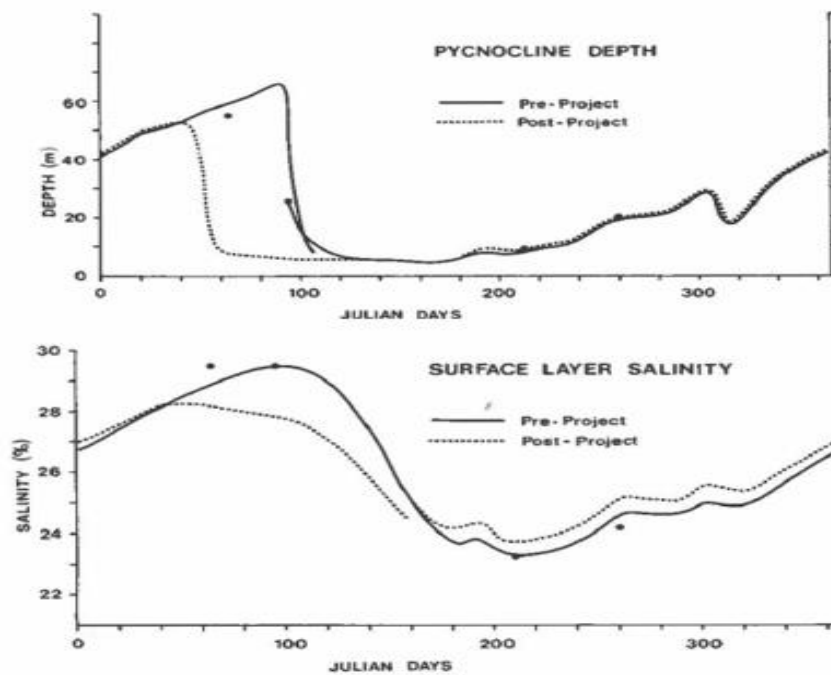


Figure 3. Résultats théoriques et observationnels des variations saisonnières de la profondeur de la pycnocline et de la salinité de la couche de surface pour un emplacement situé dans la partie ouest de l'entrée de la baie James pour les conditions avant et après la mise en service de la phase 1 du complexe hydroélectrique (Prinsenber, 1982).

1.1.4 Cas particulier du panache de la Grande Rivière

Le panache de la Grande Rivière a été étudié depuis les années 70 par plusieurs auteurs dont Freeman (1982), Hydro-Québec et SEBJ (1985, 1986), à cause de l'impact majeur des variations de débit provoquées par le complexe hydroélectrique. Le panache est généralement subdivisé en trois zones :

- La zone proximale – ou cœur du panache – formée d'une couche d'eau douce ou légèrement saumâtre en surface (salinité entre 0 et 5) et d'une couche salée au fond (salinité supérieure à 20 ‰) séparée par une pycnocline marquée;
- La zone frontale où la salinité de la couche de surface s'accroît très rapidement sur une courte distance ;
- La zone distale, située au-delà de la précédente, mais avec une salinité de surface inférieure à 20.

L'isohaline de 20 ‰ se retrouve entre 12 et 20 km de l'embouchure alors que l'isohaline de 5 ‰ se situe entre 5 et 12 km. Le vent et la marée contribuent à l'extension du panache en tant qu'agents de mélange avec une limite des glaces fixes définie par les vents et par les rivières (Ingram et Larouche, 1987). Messier (2002) a établi une relation empirique permettant d'obtenir la longueur du panache le long de la côte, L (km), en fonction du débit en hiver, Q (m^3/s) (équation 1.1). Le seuil de salinité est de 10. Cette relation produit une surestimation d'environ 10% pour des débits inférieurs à 3000 m^3/s et n'était valable que pour des conditions de couverture de glace totale.

$$L = 0.7Q^{1/2} + 10 \quad (1.1)$$

Avant l'aménagement du complexe hydroélectrique de la Grande Rivière, le panache de La Grande Rivière était situé entièrement sous un couvert de glace stable en hiver. Les premières années après l'aménagement, malgré l'augmentation du débit, le panache a gardé sa superficie (Messier et al., 1989). Les données de salinités obtenues en février 1993 montrent que la superficie du cœur du panache, délimitée par l'isohaline de 5 ‰, occupait 1637 km^2 alors que celle qui est délimitée par l'isohaline 10 ‰ occupait 2055 km^2 (Messier, 2002).

1.2 IMPACT DE LA CONSTRUCTION DU COMPLEXE HYDROELECTRIQUE DE LA GRANDE RIVIERE

La construction du barrage a eu de nombreux impacts dont certains ne sont pas encore bien saisis. Ces impacts sont d'ordre humains et environnementaux.

Messier (2002) décrit les impacts humains au sens large comme comprenant:

- Les impacts sur le patrimoine préhistorique et historique ;
- Les impacts sur l'utilisation des terres et les paysages ;
- Les impacts économiques et sociaux.

Sur le plan de la biodiversité, les modifications d'apports d'eau douce le long de la côte ont été accompagnées d'un changement sur la densité de la zostère marine (Dickey, 2015). Fopo (2008) mentionne que dans les années 70, les 250 km² d'herbiers de zostères étaient encore sains. Il a été observé un lent déclin puis fort déclin abrupt vers 1997-1998, et finalement rétablissement partiel de la zostère le long de la côte est de la baie James (Leblanc et al.,2022). D'autre part il est reconnu que les herbiers de zostères offrent d'importantes haltes migratoires et des aires d'alimentation pour les bernaches migratrices, en particulier les bernaches crâniennes, les bernaches du Canada et les oies des neiges. Ces espèces sont nettement moins abondantes qu'auparavant le long de la côte est de la baie James, un constat que les Cris ont attribué aux pertes de zostère et aux travaux d'aménagement sur la Grande Rivière (Dickey, 2015).

Plusieurs hypothèses ont été émises depuis lors pour tenter de comprendre les causes de ce déclin de zostère. Parmi ces hypothèses, il a été proposé que le déclin de la zostère marine sur la côte nord-est de la baie James ait été causé par une combinaison de facteurs que sont le changement de température, la réduction de la clarté de l'eau dans le panache de La Grande Rivière, et la réduction de la salinité (Short, 2008, Leblanc et al.,2022).

1.3 ÉTUDES SIMILAIRES AILLEURS DANS LE MONDE

Les besoins économiques et de développement sont à l'origine de nombreux projets comparables à celui du complexe hydroélectrique de la Grande Rivière. Les changements sur les apports d'eaux douces et la nécessité de comprendre le devenir de la salinité et de la circulation ont été étudiés à différents endroits dans le monde. On peut à titre d'exemple citer la baie de Floride avec des changements de près de 60% sur le budget d'eaux douces (Kelble et al, 2007 ; Smith et al, 1989) ayant un important impact sur la biodiversité dont les herbiers. Dans ce cas la menace a conduit à mettre en place une législation visant à mettre en œuvre une stratégie globale de restauration. Ce plan soulignait que pour ce type de problématique il est prioritaire de comprendre la variabilité de la salinité avant toute mise en œuvre d'un changement hydrologique (Kelble et al, 2007).

La dynamique de la salinité joue un rôle critique dans les processus physiques, biologiques et chimiques, surtout dans des systèmes partiellement confinés comme les baies (Pritchard, 1952; Chawla et al., 2008). Cette dynamique est influencée par une combinaison de forçages externes (vents, débits des rivières) et des mélanges internes qui eux aussi sont liées à la salinité. Pour étudier l'effet de ces forçages, des méthodes statistiques sont utilisées incluant les analyses en ondelettes (Chawla et al., 2008, Shen et al., 1994, Panizzo et al., 2002) et les analyses de corrélation de spectre (Grinsted et al., 2004).

1.4 PROBLEMATIQUE ET OBJECTIFS DE LA MAITRISE

Dans les sections précédentes, nous avons rappelé les enjeux d'une compréhension de la dynamique de la salinité dans la baie James, ainsi que des différents forçages responsables de ses fluctuations. En dépit de cela, il est à noter que les études océanographiques sur ce sujet sont très peu nombreuses et Dickey (2015) dans un rapport interne pour Environnement Canada rappelle que certaines données ne sont quasiment pas disponibles jusqu'en 2000. Tout comme dans le cas de la baie de Floride, l'urgence de l'étude de la variabilité de la

salinité pour tout plan de gestion a été comprise par les organismes responsables, dont la fondation Niskamoon qui œuvre pour les intérêts des Cris de la baie James.

Face à la situation de dégradation continue de la zostère, la Société Niskamoon (un organisme cri soutenant les communautés locales) a entrepris de mener un programme de recherche multidisciplinaire (*Comprehensive Research Program on Coastal Habitat of Eeyou Istchee*), dans le cadre duquel des chercheurs de l'UQAR ont réalisé une étude sur l'océanographie côtière de la baie James. Dans cette étude conduite par plusieurs équipes, les différents aspects de ce système ont été étudiés. Dans le cadre de ce mémoire notre contribution à cet objectif sera donc de renseigner sur les variations de salinité, paramètre important de structuration des milieux aquatiques, et sur les facteurs qui influencent les variations saisonnières de salinité.

Face donc à un faible nombre d'études sur le sujet, notre objectif principal vise à **analyser la dynamique de la salinité le long de la côte est de la Baie James**. Comme l'a suggéré Prinsenbergh (1994) et Hansen et Rattray (1966), une méthode pour comprendre la dynamique de la salinité dans la baie James consiste à étudier la circulation et la stratification. Notre démarche va pour cela se subdiviser en deux étapes correspondantes à deux objectifs spécifiques.

Sous-objectif 1 : Caractérisation des variations spatio-temporelles de la salinité le long de la côte est de la Baie James.

Afin de caractériser la variabilité de la salinité, nous analyserons comment varie la salinité d'une saison à l'autre (hiver, printemps, été), horizontalement et sur la profondeur (c'est-à-dire comment varie l'épaisseur de la couche d'eaux douces le long de la côte) ainsi que les variations de l'étendue du panache de la Grande Rivière. Nous allons aussi identifier les facteurs liés aux variations à différentes échelles de temps.

Sous-objectif 2 : Caractérisation des processus responsables des variations de salinité

Nous analyserons les différents forçages identifiés (courants, débits d'eau douce, précipitations, vents). En utilisant les méthodes de régressions linéaires et les analyses en

ondelettes, nous quantifierons les effets de ces forçages sur les variations de salinité à différentes échelles temporelles.

1.5 COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES LIEES A CE MEMOIRE

Les résultats des travaux de ce mémoire ont été présentés à des conférences scientifiques à l'échelle provinciale et nationale. Les présentations les plus importantes sont :

- Une affiche à la réunion scientifique annuelle Québec-Océan 2021 avec le titre « Variation saisonnière de la salinité dans la baie James » ;
- Une présentation orale à la réunion scientifique annuelle Québec-Océan 2022 avec le titre « La salinité dans la baie James : 50 ans plus tard » ;
- Une présentation orale en Juin 2022 lors du 57e congrès de la Société canadienne de météorologie et d'océanographie (SCMO) avec le titre « L'impact des débits de rivière, des courants, des vents et des précipitations sur les variations de salinité ».

CHAPITRE 2: SEASONAL VARIABILITY OF SALINITY ALONG THE EASTERN COAST OF JAMES BAY

2.1 RÉSUMÉ

La salinité le long de la côte est de la baie James est contrôlée par plusieurs grandes rivières, dont les débits ont été fortement modifiés par le projet hydroélectrique de la baie James. Nous avons étudié les variations de salinité à la baie James en 2018, 2019 et 2021, ainsi que l'effet des courants, des vents, des débits fluviaux, des précipitations et des niveaux d'eau sur ces variations. Des mouillages avec des marégraphes, des profileurs de courant acoustique Doppler (ADCP) et des enregistreurs de salinité et de température ont été installés pendant 1 à 2 mois à l'été 2019 et 2021. Des profils de salinité et de température (CTD) ont été enregistrés en été et en hiver. Les données de vent de la réanalyse ERA5 et les données de débit des rivières ont également été utilisées pour l'analyse. Les résultats montrent que l'augmentation du débit de la Grande Rivière en hiver (due à la production hydroélectrique) a produit une couche d'eau douce de 5 m près de l'embouchure de la Grande Rivière. Cette épaisseur de couche a diminué à 1-3 m en été. À l'embouchure de la rivière Eastmain les données ont montré que l'impact de la rivière Eastmain ne s'étendait que sur 6 à 7 km vers le large. Au-delà de cette distance les profils de salinité étaient influencés par d'autres rivières situées un peu plus au nord de l'embouchure de la rivière Eastmain. Une analyse à régression linéaire multiple a montré que les niveaux d'eau, le débit de la rivière Eastmain, les courants et le vent expliquaient 42.1 % de la variance de la salinité près de l'embouchure de la rivière Eastmain. L'analyse spectrale a montré que les séries temporelles de la salinité et des forçages variaient principalement aux fréquences semi-diurnes et à la deuxième harmonique de M2 (M4). L'analyse en ondelettes a montré que la salinité et les courants étaient corrélés à la fois en surface et au fond, aussi bien à l'embouchure de la Grande Rivière qu'à celle de la rivière Eastmain. Devant l'embouchure de la Grande Rivière, les courants de fond contrôlent les

variations de salinité sur des échelles de temps de 2 à 8 jours, tandis que les courants de surface affectent la salinité sur des périodes de 3 à 4 jours au début de l'été (juin-juillet).

Cet article s'inscrit dans le cadre du programme de recherche multidisciplinaire «*Comprehensive Research Program on Coastal Habitat of Eeyou Istchee* ». L'article sera soumis à la revue *Atmosphère - Océan* (Taylor and Francis Group). Cet article a été corédigé par moi-même, les professeurs Urs Neumeier et Cédric Chavanne. Ma contribution à ce travail fut le traitement des données et la rédaction de l'article. Les professeurs Urs Neumeier et Cédric Chavanne ont dirigé ce projet en apportant leur expertise scientifique sur le sujet, en corrigeant mes programmes Matlab et en corrigeant cet article.

Mots clés : Salinité, forçages, panache fluvial, aménagement hydroélectrique

2.2 ABSTRACT

The salinity of the eastern James Bay is controlled by several large rivers, which discharge patterns were strongly modified by the hydroelectric James Bay Project. We studied salinity variations in James Bay in 2018, 2019, and 2021, as well as the effect of currents, winds, river flows, precipitations and water level on these variations. Moorings with tide gauges, acoustic Doppler current profilers (ADCPs), and salinity and temperature loggers were installed for 1-2 months in the summers of 2019 and 2021. Salinity and temperature profiles (CTDs) were recorded in summer and winter. Wind data from the ERA5 reanalysis model and river discharge data were also used for the analysis. The results show that the increase in the river discharge of the La Grande River in winter (due to hydroelectric production) produced a 5-m layer of freshwater near the mouth of la Grande River. The thickness of this layer decrease to 1-3 m in summer. At the mouth of the Eastmain River the data showed that the impact of the Eastmain River extended only 6 to 7 km. Beyond this distance, the salinity profiles were influenced by other rivers located a little further north of the mouth of the Eastmain River. Multiple linear regression analysis showed that water level, Eastmain River flow, currents and wind explained 42.1 % of the variance of salinity. Spectral analysis showed that time series of salinity and forcings varied at the semi-diurnal frequencies and the second harmonic of M2 (M4). Wavelet analysis showed that salinity and currents were correlated both at the surface and at the bottom, both at the mouth of the La Grande River and the Eastmain River. In front of the mouth of the Grande River, bottom currents impact salinity variations on timescales of 2 to 8 days, while surface currents affect salinity over periods of 3 to 4 days at the beginning of summer (June-July). *Keywords:* Salinity, forcings, river plume, hydroelectric development

2.3 INTRODUCTION

James Bay is a shallow bay that extends Hudson Bay to the south. Both important for biodiversity and local populations, it is home to many animal and plant species, including seagrass (*Zostera marina*). Present mainly in the northern hemisphere, more precisely in shallow subtidal zones, this aquatic plant provides many ecosystem services. It is a habitat for juvenile fishes, provides a food source for birds (Dignard et al., 1991; Lalumière et al., 1994), participates in nutrient recycling and carbon sequestration (Postlethwaite et al. al., 2018), and plays an important role in shoreline stabilization (Walter et al., 2020).

The growth of seagrass is influenced by several factors such as the availability of light (itself influenced by suspended sediments and water depth), nutrients, temperature, and salinity (Harlin, 1993; Touchette and Burkholder, 2000). Although seagrass can withstand hyposaline conditions, sudden changes in salinity can create stress for this species (Sola et al., 2020). Variations in salinity also induce variations in water density, which affect the stratification and circulation of water masses and can modify the concentration of nutrients and suspended sediments.

River discharge in the eastern James Bay was significantly modified by the hydroelectric James Bay Project, which diverted between 1980 and 2009 three rivers (Eastmain, Caniapiscau, Rupert) to the La Grande River and built several reservoirs on the La Grande River. El-Sabh and Koutitonsky (1977) described a general cyclonic circulation in James Bay with a narrow current on the east coast that varies seasonally. James Bay can be characterized as a seasonal two-layer system with a shallow pycnocline (Prinsenber, 1986). Circulation in this bay is controlled by two modes. A wind-driven mode in the case of winds greater than 18.5 km/h, and a gravitational mode due to density gradients with calmer winds (Prinsenber, 1977). The latter dominates in winter regardless of the winds due to the presence of the sea ice cover which reduces wind stress on the surface of the water. El-Sabh and Koutitonsky (1977) had already predicted that the increase in freshwater inflows

in winter after the installation of the dams, would further reinforce the gravitational mode due to decrease in surface salinity, which increases the gradient of density.

After the installation of dams on the La Grande River and the diversion towards it of the waters of the Caniapiscou River from the east and of the Eastmain and Rupert rivers from the south, the winter discharge of the La Grande River was multiplied by 10 when electricity is needed for heating in Quebec (Hayeur, 2001). These hydrologic modifications have led to significant spatio-temporal changes in freshwater inputs to the coastal zone (decrease in the south, increase in the north, especially in winter) leading to non-uniform changes in the coastal environment that are little studied and poorly understood. These changes have been linked to a significant decrease in eelgrass beds in James Bay in the 1990s (Lalumière and Lemieux, 2002), although the main causes have not been clearly identified.

The primary problem today in the management of eelgrass in James Bay is a low level of knowledge of the changes that have taken place over the past 40 years and of current oceanographic conditions. Experiences in other bays that have undergone such modifications, such as Florida Bay, have underlined the role of salinity in the dynamics of the bay (Pritchard, 1952) and the priority of understanding the variability of salinity before any implementation of a management plan (Kelble et al, 2007).

The Cree organization Niskamoon Corporation has funded a multidisciplinary *Comprehensive Research Program on Coastal Habitat* to overcome this poor knowledge of the environmental factors controlling eelgrass, identify the causes of the changes observed and provide decision-making tools for the sustainable management of resources related to eelgrass in James Bay. Within this framework, the *Eastern James Bay Coastal Oceanography* project sampled and analyzed the conditions in the nearshore waters (Galindo et al., 2020)

The main objective of this paper is to analyze the dynamics of salinity along the east coast of James Bay. This objective is divided into two sub-objectives, (i) to study the spatial and seasonal variations in salinity, i.e., to analyze the summer-winter variations, in river

plumes extent and thickness of the freshwater layer, and (ii) to study forcings (currents, river flows, winds, precipitation) and quantify their impacts on seasonal variations in salinity. This information is needed to analyze the causes of eelgrass decline and to help in decision-making for future coastal restoration projects.

2.4 DATA AND METHODS

2.4.1 Data

The field work was conducted by the Eastern James Bay Coastal Oceanography project teams, which were composed of several researcher and research assistants of ISMER (Galindo et al., 2020). The winter sampling was conducted with helicopters, and near Chisasibi with snowmobiles, while the summer sampling was conducted with freighter canoes. The CTD profile data were recorded with SBE 19 plus CTDs. In summer 2021, some stations were visited twice every 14 days and often twice a day when weather conditions permitted. The CTD and ADCP moorings were deployed between late spring and early August in 2018, 2019 and 2021. The stations visited are shown in Figure 4, and the number of stations in Table 1.

The moorings for the salinity measurements consisted of salinity, temperature, and pressure recorders (RBR Concerto C.T.D) installed at 1-m and 5-m depth, and for stations deeper than 10 m also close to the bottom, which recorded every 5 seconds. Attached to the anchor of these moorings were a pressure sensor (RBR TWR-2050) which recorded water level data every 10 minutes. The number of moorings for each deployment period is in Table

1. An ADCP (RDI Workhorse Sentinel 1200 kHz) was deployed upward looking in the summer of 2019 in front of the mouth of the Eastmain River (ADCP 19, Figure 4) at a depth of ~5 m and in the summer 2021 in front of the mouth of the la Grande River (ADCP 21, Figure 4) at a depth of ~10 m. The ADCPs were programmed to record every 5 minutes velocity profiles with 10 m bins.

The wind and precipitations were obtained from the ERA5 reanalysis on a 0.25-degree grid (Hersbach and al., 2020). The river flow data from the La Grande River and Eastmain were collected by Hydro Québec and provided by the research team of Université du Québec à Montréal by Del Giorgio (Personal communication). Sea ice coverage was estimated from ice charts produced by the Canadian Ice Service.

Table 1: Number of stations and moorings.

	2018		2019		2021	
	Winter	Summer	Winter	Summer	Winter	Summer
CTD casts	78	69	92	130	/	170
CTD moorings	/	7	/	3	/	4
ADCP moorings	/	/	/	1	/	1

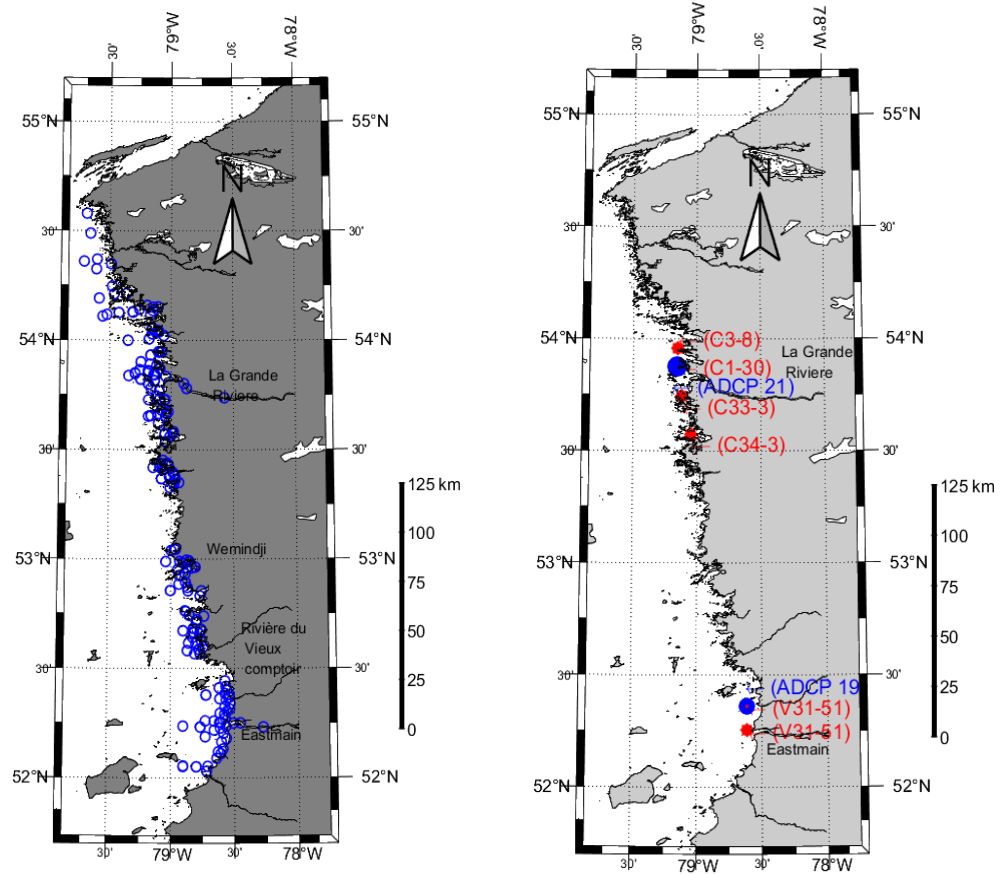


Figure 4. (a) CTD cast locations, (b) and mooring locations (moorings with ADCP are in blue and those with CTD sensors are in red).

2.4.2 Temporal analysis of salinity

In order to perform an analysis of the spatial variations of salinity from the numerous collected CTD profiles, it is important to quantify first the temporal variations of salinity on time scales not resolved by the sampling of the profiles, such as the tidal cycles. Therefore, the salinity and temperature variations due to the tides will be quantified by harmonic analysis of the mooring time series (Emery and Thomson, 2001). The variations at lower frequencies will then be isolated by a low pass filter and correlated to variations in winds,

precipitation, the presence or absence of sea ice, and river discharges to identify the main forcings of the intra-seasonal salinity variations (Chawla et al., 2008).

Multiple regression with MATLAB was used to model the simultaneous impact of forcings on salinity variations. The estimation of the standardized coefficients made it possible to compare the relative weights of water levels, rivers discharge, winds, precipitations, and currents on variations in salinity.

2.4.3 Spatial and seasonal variations in salinity and stratification

The study of spatial and seasonal variations is made by producing spatial and seasonal maps of salinity at different depths without being aliased by unresolved temporal variability. For this we proceeded to an optimal interpolation (Teegavarapu,2018; Meyers, 2002). Given the expected anisotropy near a coastline, we computed an anisotropic variogram, which gives scales of decorrelation in the along-shore and cross-shore directions.

$$\gamma_{\theta}(h) = \delta_{\theta}^2 \left(1 - e^{-\frac{h^2}{L_{\theta}^2}} \right) + e_{\theta}^2 , \quad (2.1)$$

where $\theta = 0^{\circ}$ or 90° is the along-shore or cross-shore direction, respectively, L_{θ} is the decorrelation scale, e_{θ}^2 is the nugget, $\delta_{\theta}^2 + e_{\theta}^2$ is the sill, and h is distance. One example of the variograms fitted to the observations is shown in Figure 5.

SILL: The value at which the model first flattens out.

RANGE: The distance at which the model first flattens out.

NUGGET: The value at which the semi-variogram (almost) intercepts the y-value.

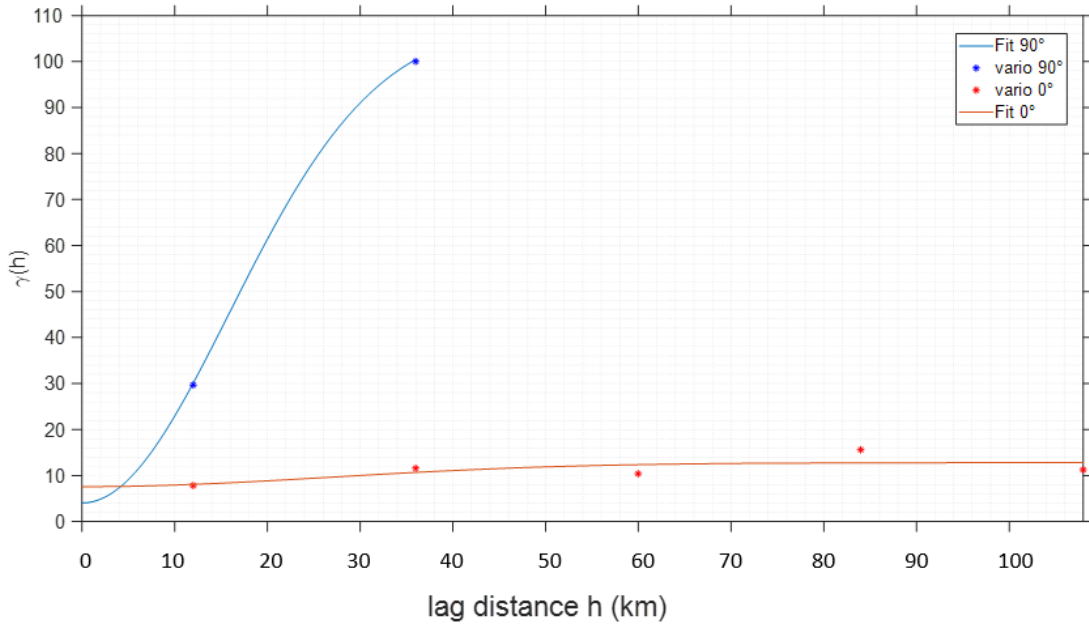


Figure 5. Variograms for surface salinity in summer 2018- 2019

2.4.4 Coherence analysis

Salinity variability is driven by different forcings, acting at different frequencies. Furthermore, these frequencies and the relative importance of the forcings can vary over time. Wavelet analysis is used to compute the coherence between salinity and the different forcings versus frequencies as a function of time (Mix and Olejniczak, 2003). The wavelet analysis has been described by several authors (e.g., Liu and al., 2014; Torrence and Compo, 1998). We review here its basic features. For a given signal $x(t)$, the wavelet transform is given by Equation 2.2.

$$W_x(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int x(t) \Psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt \quad (2.2)$$

where a is a scaling factor; $\Psi(\Omega)$ is the basic wavelet; b is a time shift factor; and $W_x(a, b)$ is the wavelet transform coefficient and reflects variations in the time series over a certain time scale, and $(*)$ indicates the complex conjugate. The basis function can be chosen arbitrarily under certain conditions (Meyers et al., 1993). In the case of our calculations here, we will use the Morlet wavelet as the basic wavelet (Emery and Thomson, 2001).

To analyze the correlations between salinity variations and the various forcings, one of the methods used is coherence calculation. The coherence (R_n^2) between two-time series can be expressed as follows:

$$R_n^2 = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{|S(s^{-1}W_n^X(s))|^2 \cdot |S(s^{-1}W_n^Y(s))|^2} \quad (2.3)$$

In this expression, s^{-1} is used to convert to energy density (s =scale, n =time index) and S is the smoothing parameter. Smoothing is done by calculating weighted running average (or convolution) in both the time and scale directions (Torrence and Webster, 1999). $W_n^{XY}(s)$ denotes the cross-wavelet correlation between two transforms $W_n^X(s)$ and $W_n^Y(s)$ of two time series X and Y (Torrence and Compo, 1998)

To estimate the coherence between salinity and 2D forcings such as winds and currents, we rotated the latter using a principal component analysis (figure 6) and estimated the coherence between salinity and the component of winds or currents in their dominant direction of variation.

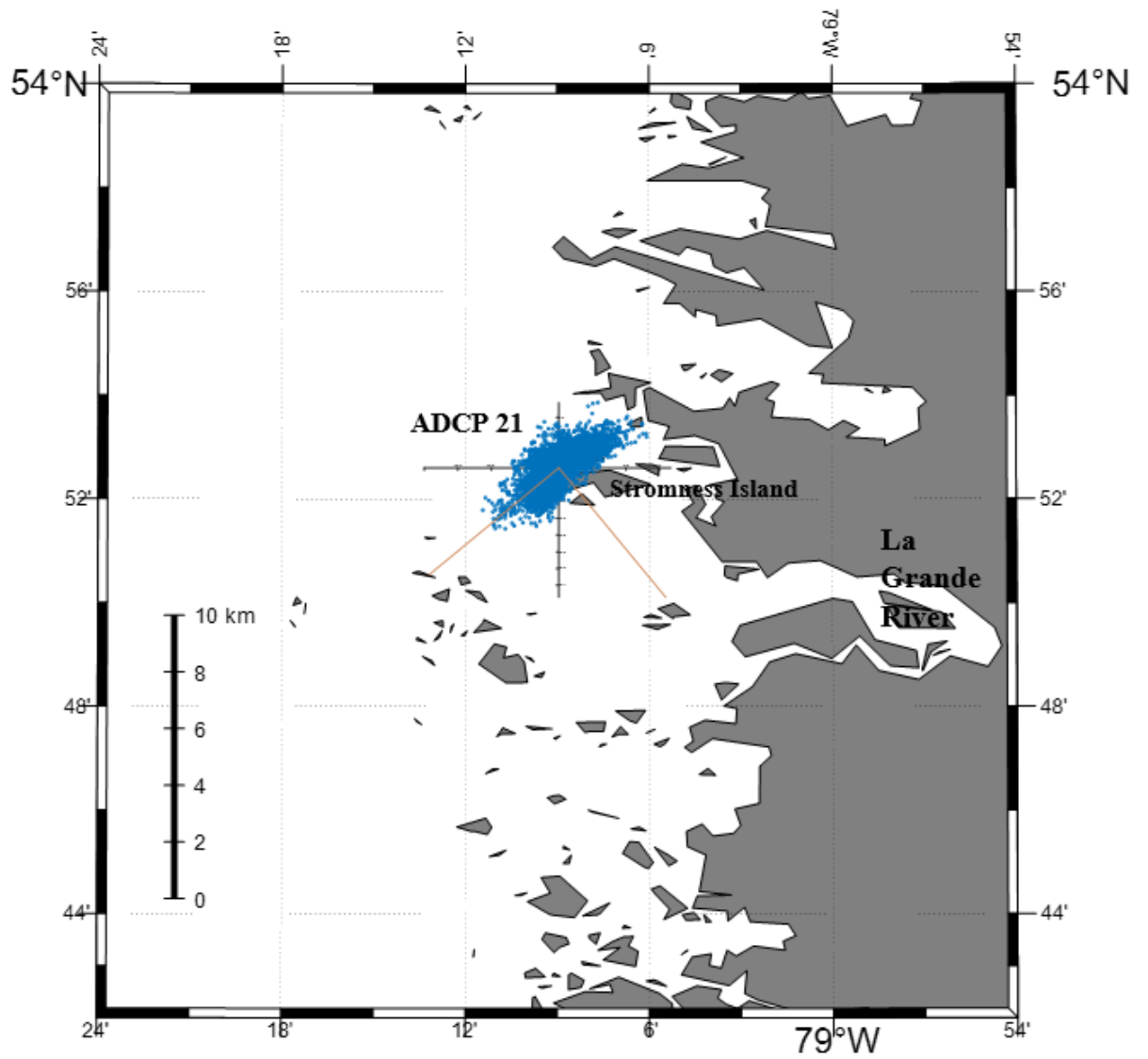


Figure 6. Scatter plot of daily averaged currents measured by a current meter moored in front of the La Grande River during summer 2021. The principal component axes are shown by the brown lines.

2.4.5 Rivers Plume Analysis

The construction of the hydroelectric complex has mainly modified the river flows in winter. One of the important areas affected are the plumes. The evolution of the plume area during our study period is estimated using an empirical relationship (2.4) linking the river flow to the extent of the plume (Messier, 2002):

$$L = 0.7(Q)^{1/2} + 10 \quad , \quad (2.4)$$

where L is the length (km) of coast characterized by salinities below 10, Q is the flow of La Grande River (m^3/s). This relationship has only been found valid for full ice cover conditions. Using ice cover observations obtained from Canadian Ice Service (Figure 7) we used this relationship for full ice cover conditions during the relevant periods.

(Length (L)): $3/4$ north and $1/4$ south of the mouth of the large river)

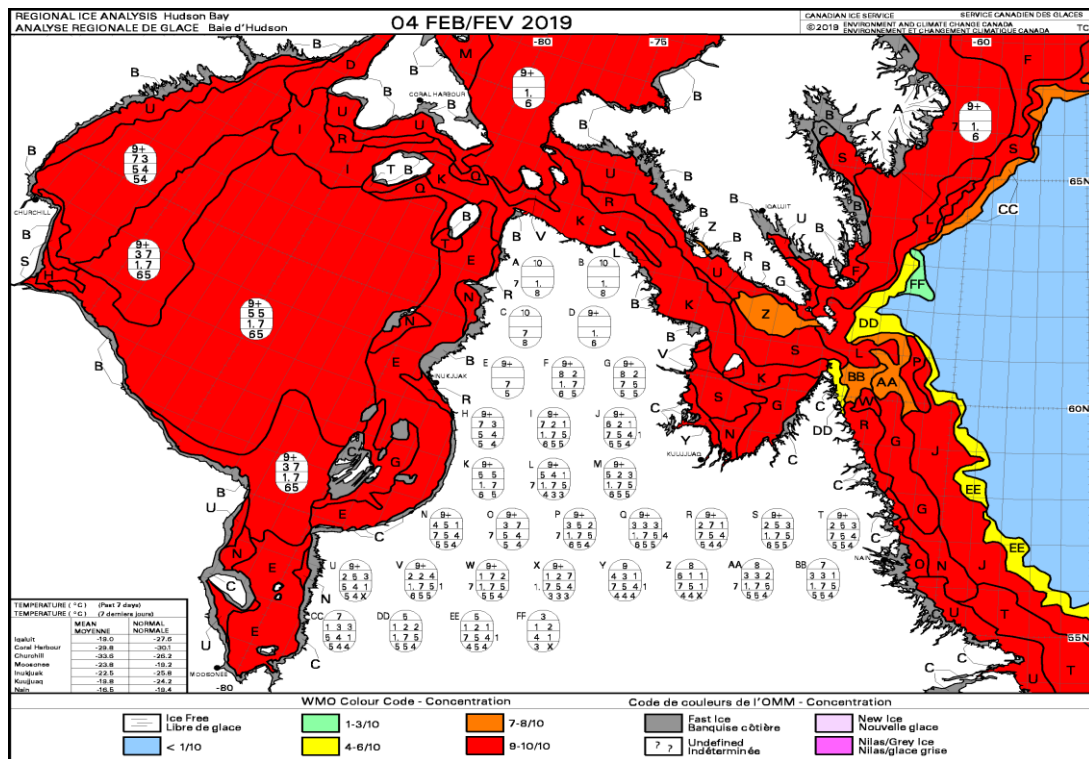


Figure 7. Ice concentration in James bay in winter (February 4, 2019).

2.5 RESULTS

2.5.1 River flow for La Grande River

The river flows are an important factor in our study. For La Grande River, the flow varies between 1500 m³/s in summer and 5200 m³/s in winter for our sampling periods considered. The winter 2019 presents larger peaks and the year 2019 is when the flows were the highest for La Grande River (Figure 8A).

For the Eastmain River (Figure 8B), the flow varies between 17.5 m³/s in winter and 123 m³/s in summer for our sampling periods considered in 2019. We were unable to access the full data in 2018.

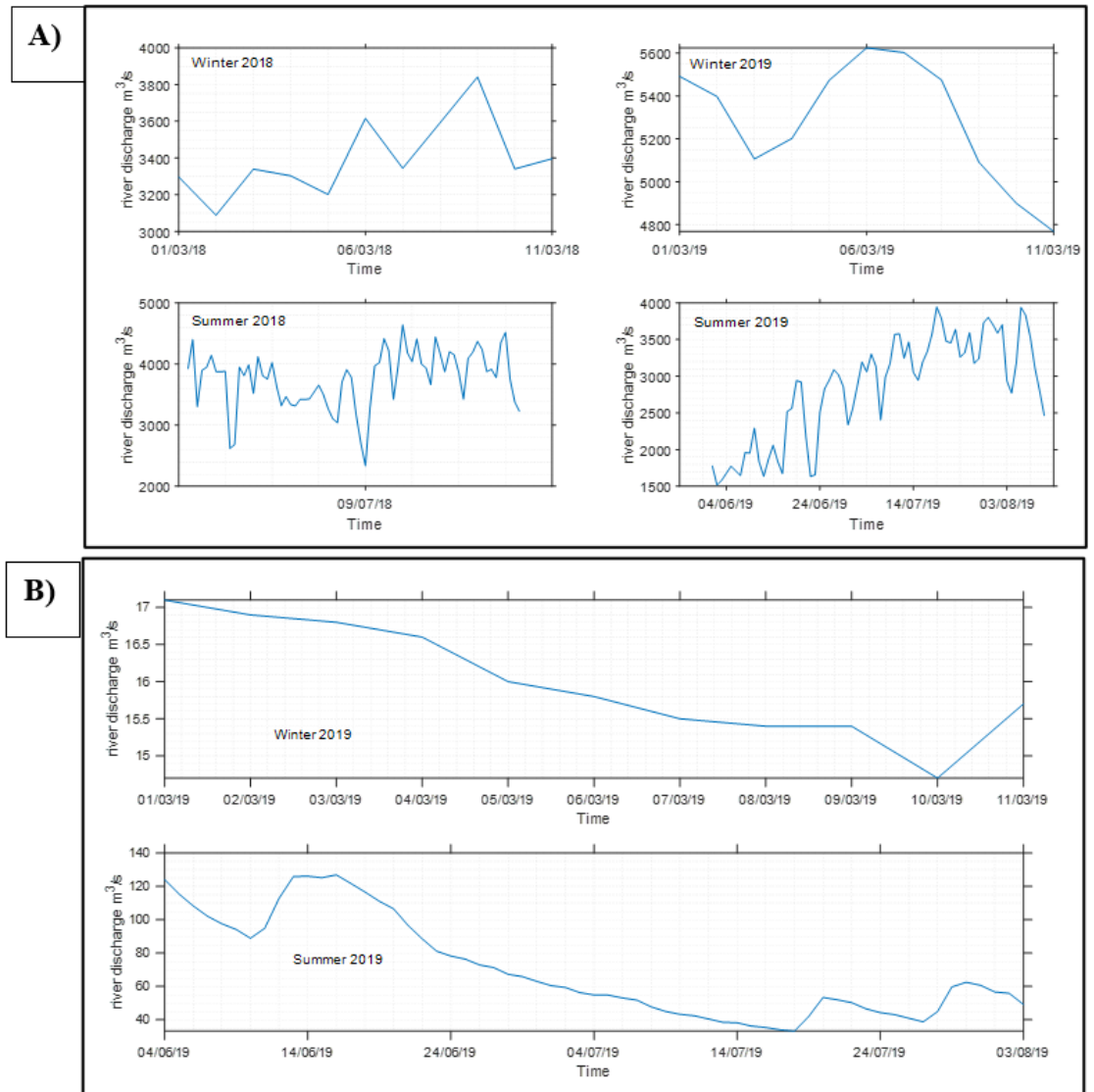


Figure 8. (A) River discharge around la Grande River, and (B) the Eastmain River.

2.5.2 Spatial and seasonal variations in salinity and stratification

Of the multiple CTD profiles obtained, we have chosen to show a few profiles around the La Grande River and the Eastmain River in 2018 and 2019. This choice is motivated by

the fact that the La Grande River and the Eastmain are among the main rivers affected by the hydro-electric developments along the east coast of James Bay. These two rivers were affected differently by the construction of the dam, the first by an increase in discharge and the latter by a reduction in discharge (Prinsenbergh, 1982).

Figure 9a and Figure 9b show CTD profiles for three stations near the mouth of the La Grande River. C1-06 is in front of the mouth of the La Grande, C1-08 is a little bit on the north and C33-7 on the south of the La Grande (Figure 10). In winter a two-layer structure is observed with a 5 m thick surface mixed-layer with near-zero salinity in front of the La Grande (C1-06 and C1-08), and with slightly higher salinity (~ 5 psu) and shallower pycnocline (~ 2 m) further south (C33-7), overlying a salty (~ 25 psu) deep layer. In summer, the pycnocline is much shallower (1-2 m) in front of La Grande and disappears completely further south (C33-7).

Figure 11 and Figure 12 show CTD profiles for three stations near the mouth of Eastmain River: two stations north of the river (V30-05 and V14-04) and one south of the river mouth (RE5-3, Figure 13). The waters are generally less stratified near the mouth of Eastmain than near that of La Grande in winter (Figure 11). Among the stations north of the mouth of Eastmain, station V30-05 has saltier waters than station V14-04, which is further away from Eastmain River. Station V14-04 is stratified and is closer to the mouth of the Vieux Comptoir River, which has not been diverted. South of the mouth of the Eastmain River at station RE5-3, the waters are saltier than those of V14-04 but less salty than those at station V30-05.

In summer (Figure 12), the salinity of the waters at V30-05 and RE5-3 is lower than in winter. The waters at V14-04 near the river of the Vieux Comptoir are saltier and less stratified than in winter.

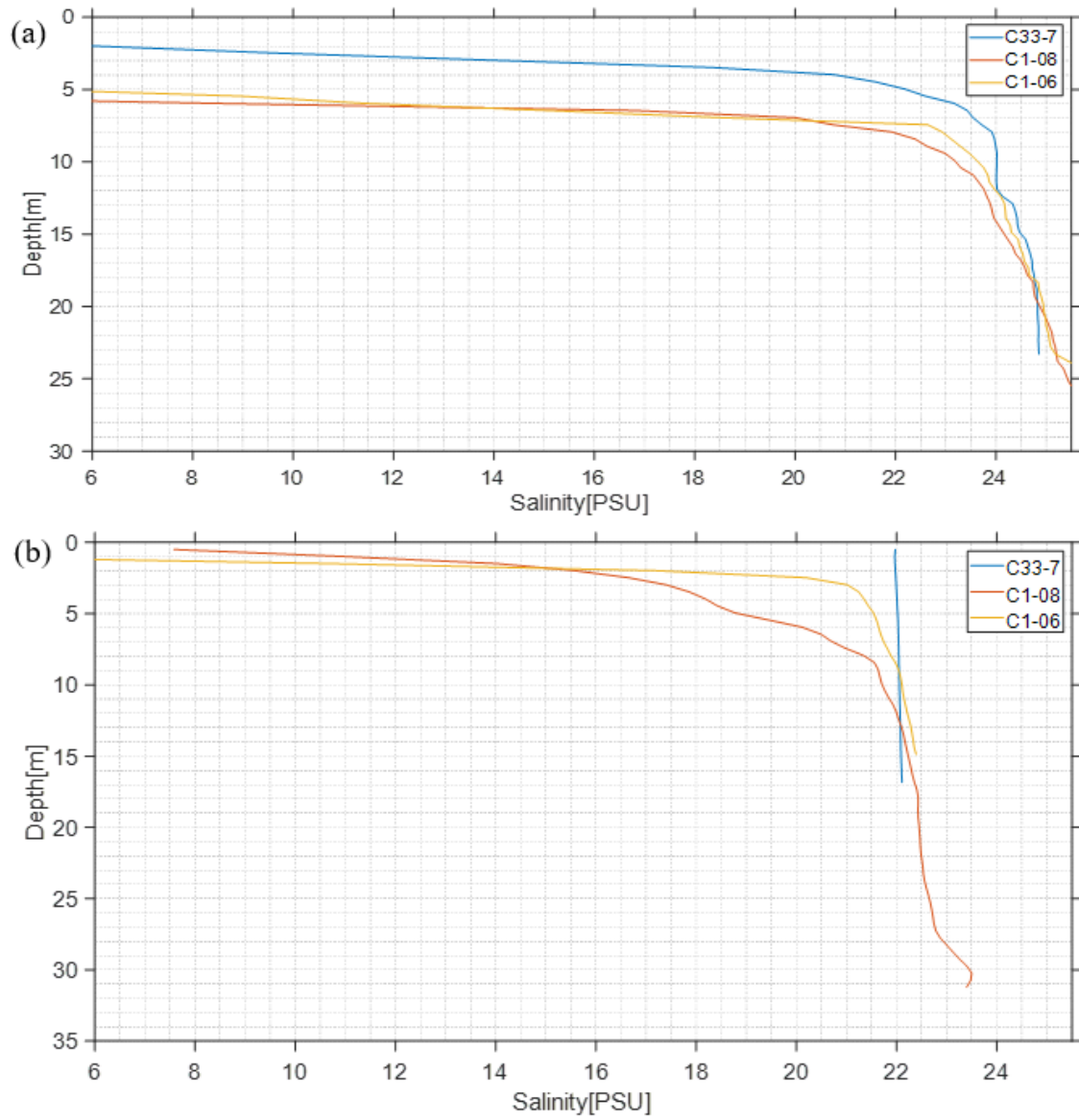


Figure 9. (a) Vertical variation of salinity near the La Grande River in winter and in (b) summer (see figure 10 for station positions).

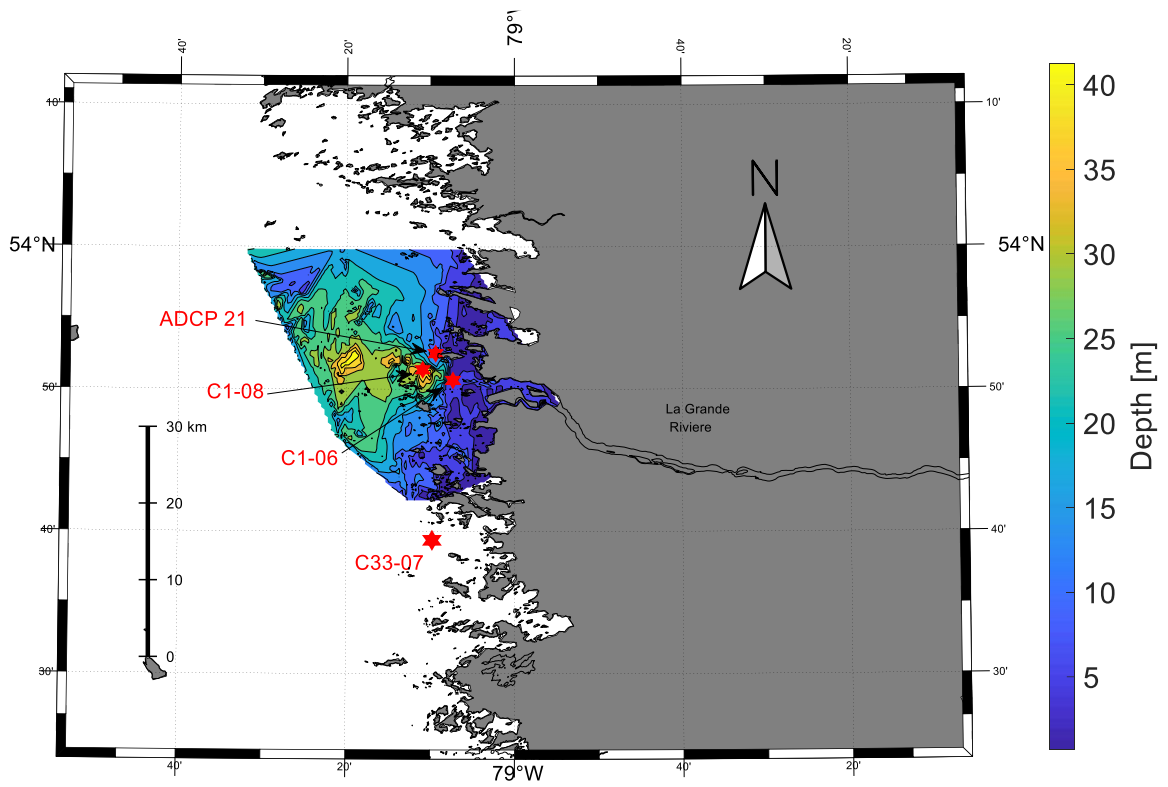


Figure 10. Position of some CTD stations near the La Grande River with bathymetry (approximate bathymetry obtained by interpolation) measured between 2017 and 2021.

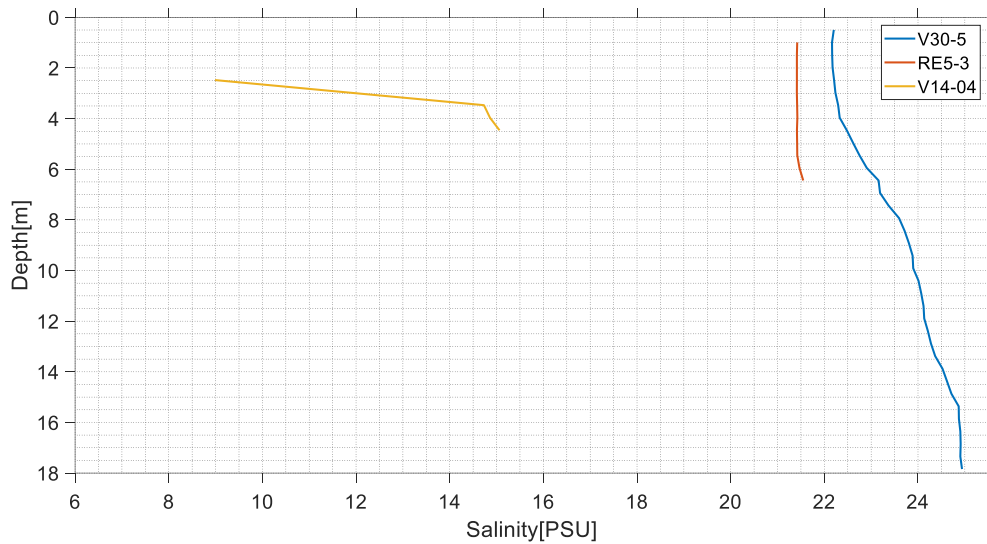


Figure 11. Vertical variation of salinity near the mouth of Eastmain in winter (see Figure 11 for station positions).

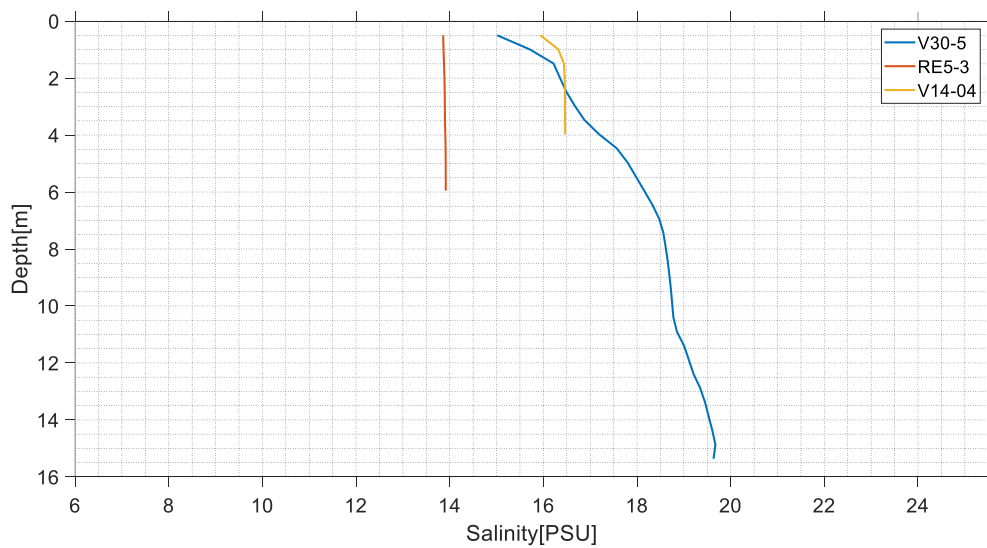


Figure 12. Vertical variation of salinity near the mouth of Eastmain in summer (see Figure 13 for station positions).

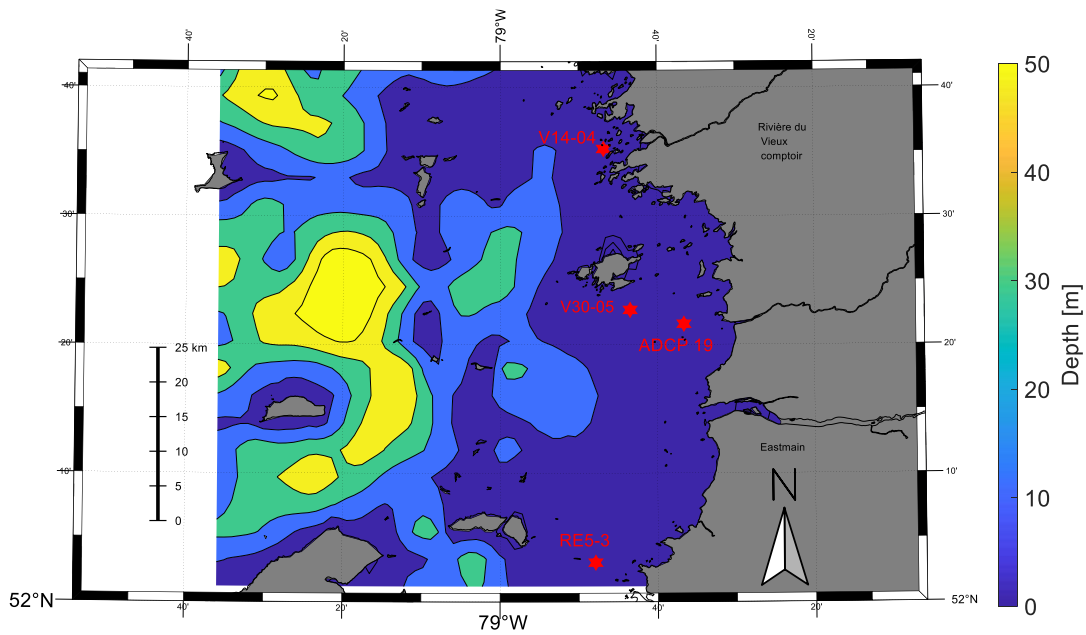


Figure 13. Positions of some CTD stations near the Eastmain River mouth (bathymetric data from IOC and al., 2003)

Given the two-layer vertical structure of salinity along the east coast of James Bay, we grouped surface ($< 2\text{m}$) and bottom ($> 8\text{m}$) salinity data separately for the production of seasonal maps of salinity using optimal interpolation. To increase the robustness of the interpolation, we tested whether we could merge data from different years together using analysis of variance (ANOVA). The ANOVA tested the hypothesis that there is at least one year that is different from the others for the years 2018, 2019 and 2021. The test was for different seasons and different depths.

There is no significant difference between the salinity variances for 2018 and 2019, but these two years significantly ($p=0.03$) differ from the year 2021 (Figure 14).

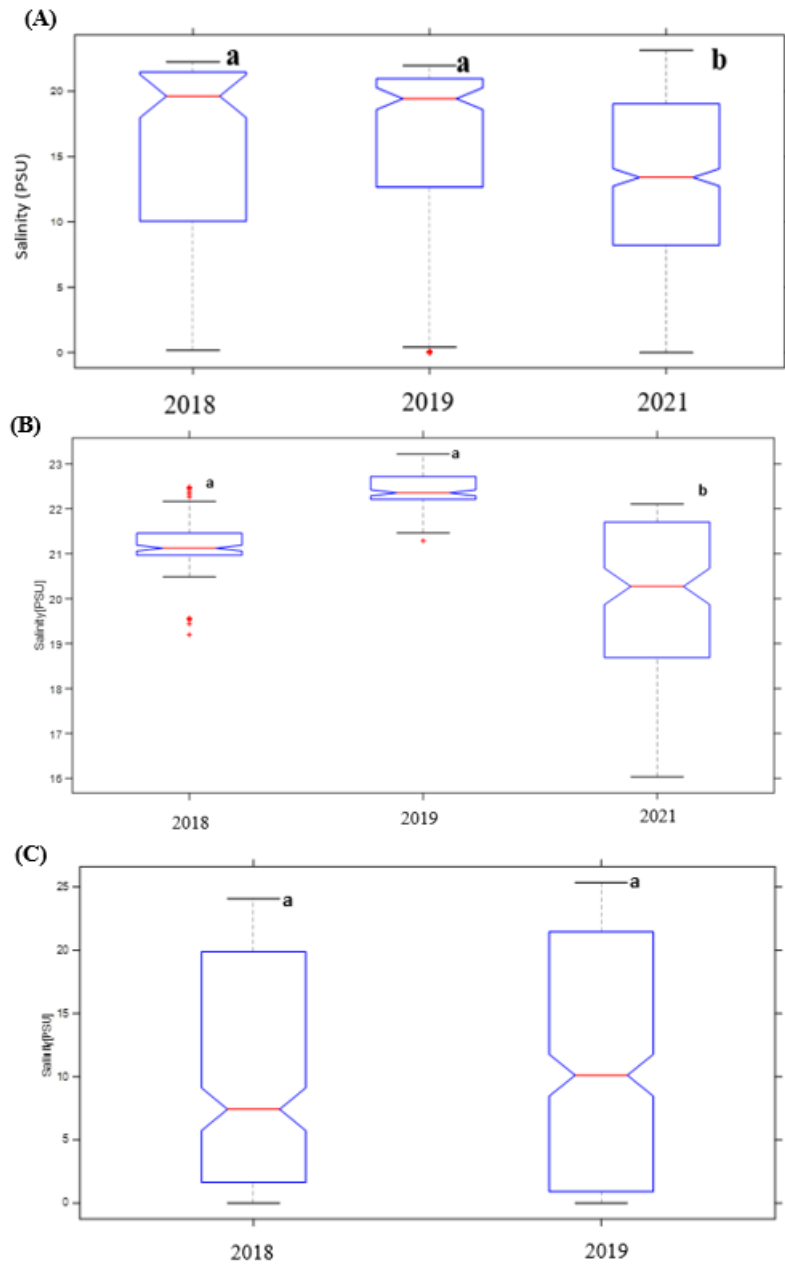


Figure 14. Comparative statistics of surface salinity in summer surface (A), summer bottom (B) and winter surface (C) (letters in the graphics: a and b represent significant differences in their distribution at $p=0.05$). On each boxplot, the central red mark indicates the median, and the bottom and top edges of the box indicate the 25th and 75th percentiles, respectively).

We could therefore group the data from 2018 and 2019 to produce optimally interpolated maps of salinity (Figure 15 and Figure 16). Another advantage of grouping the data of winter 2018 and 2019 is that in winter 2018 there are few CTD casts south of the La Grande River. The difference between the two years of available data not being significant, the grouping of 2018 and 2019 winter data gives us information on the approximate extension of the plume to the south.

The interpolation does not fit exactly the observations, which have variability caused in part by aliasing from tidal variability. However, some coherent small-scale observed variations are not well captured by the interpolation, especially in summer, indicating that the estimated along-shore decorrelation scale may be too large. Despite this limitation of the interpolation, we estimated the along-shore extent of the La Grande River plume (delimited by the 10-psu isohaline) from the CTD casts and from optimally-interpolated surface salinity in winter (Figure 15c) and compare it with the plume extend predicted from the river runoff by equation 2.4 (Table 2).

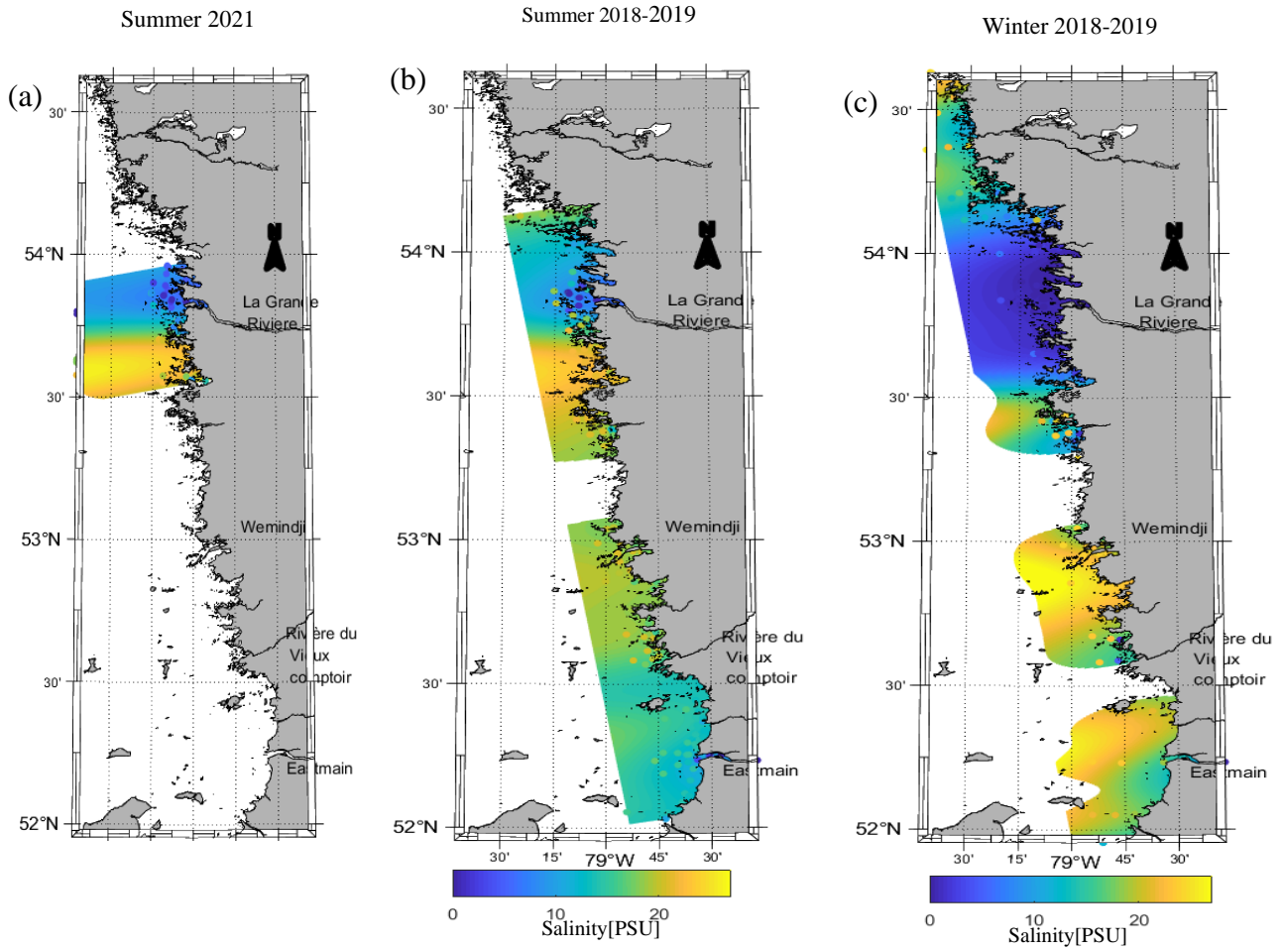


Figure 15. Surface layer salinity (depth < 2m) in (a) summer 2021, (b) summer 2018-2019 and (c), winter 2018-2019.

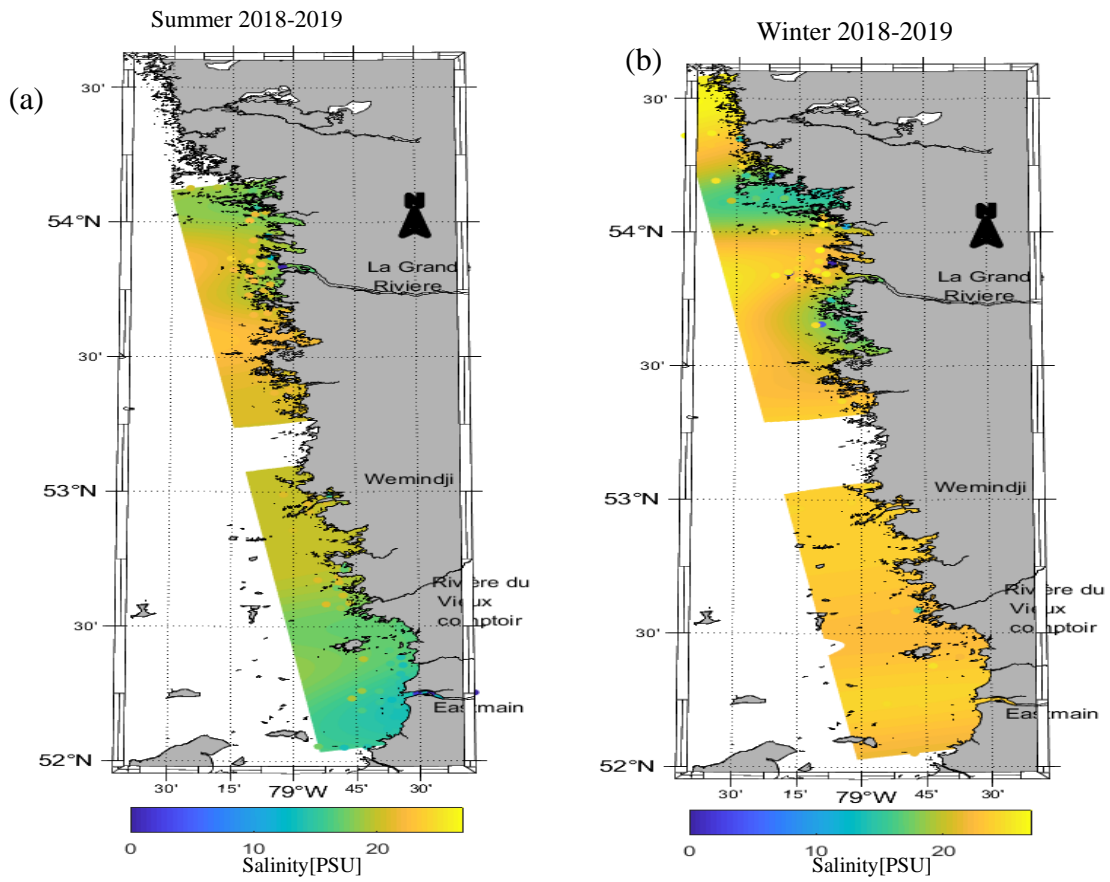


Figure 16. Bottom layer salinity (depth >8m) in (a) summer 2018-2019 and (b) winter 2018-2019.

Table 2. Extension of the plume (in kilometers) of La Grande River in winter

	2018 (01/03/2018 -12/03/2018)	2019 (01/03/2019 -11/03/2019)
Southern extension	7	40
Northern extension	46	55
Total observed	53	95
Total estimated from eq. 2.4	51	61
Mean river flow (m ³ /s)	3396	5285

(Southern and northern extension of the plume estimated from the mouth of La Grande River)

In winter 2018, the extension of the plume of La Grande River was around 46 km to the north and 7 km to the south. The low value to the south may be biased by the small number of CTD casts south of La Grande River in winter 2018. Nevertheless, the total length of the plume was close to that predicted from eq. 2.4 based on the mean river flow measured in winter 2018 (Table 2). In winter 2019, the extension of the plume was around 55 km to the north and 40 km to the south. The length of the plume obtained from equation 2.4 is lower than that obtained by our data. This could be linked to the fact that equation 2.4 considers that only 25 % of the plume extent is south of the river mouth, whereas in winter 2019 it was 42 %.

In summer, the fresh waters coming from La Grande River spread around 40 km to the north and 15-20 km to the south at the surface (Figure 15a, b). Bottom salinities are not affected by the river plume in front of la Grande, but salinities decrease north of 54°N, possibly due to vertical mixing with the surface layer (Figure 16). Near Eastmain, both surface and bottom salinities are lower in summer, while in winter only surface salinities are affected by the river outflow over a much-reduced area compared to summer.

2.5.3 I.1.2 Temporal variations in salinity

The temporal variations of salinity at station C1-08, located approximately 6 km in front of the mouth of the La Grande River, can reach ± 10 psu of salinity in one day near the surface, but have lower amplitudes near the bottom, where the waters are saltier (Figure 17). In the bottom layer, salinity decreases occur approximately every 3 days, reflecting the vertical exchanges of the water masses. As we saw in Section 2.5.1, the salinity characteristics at C1-06, C1-08 and ADCP 21 are approximately the same. These sections, because of their proximity, are almost uniformly affected by the effects of the flows of the La Grande River.

These salinity variations are mainly on semi-diurnal tidal frequencies with an important signal from the semidiurnal lunar and solar constituent M2 and also from M4 harmonic (Figure 18).

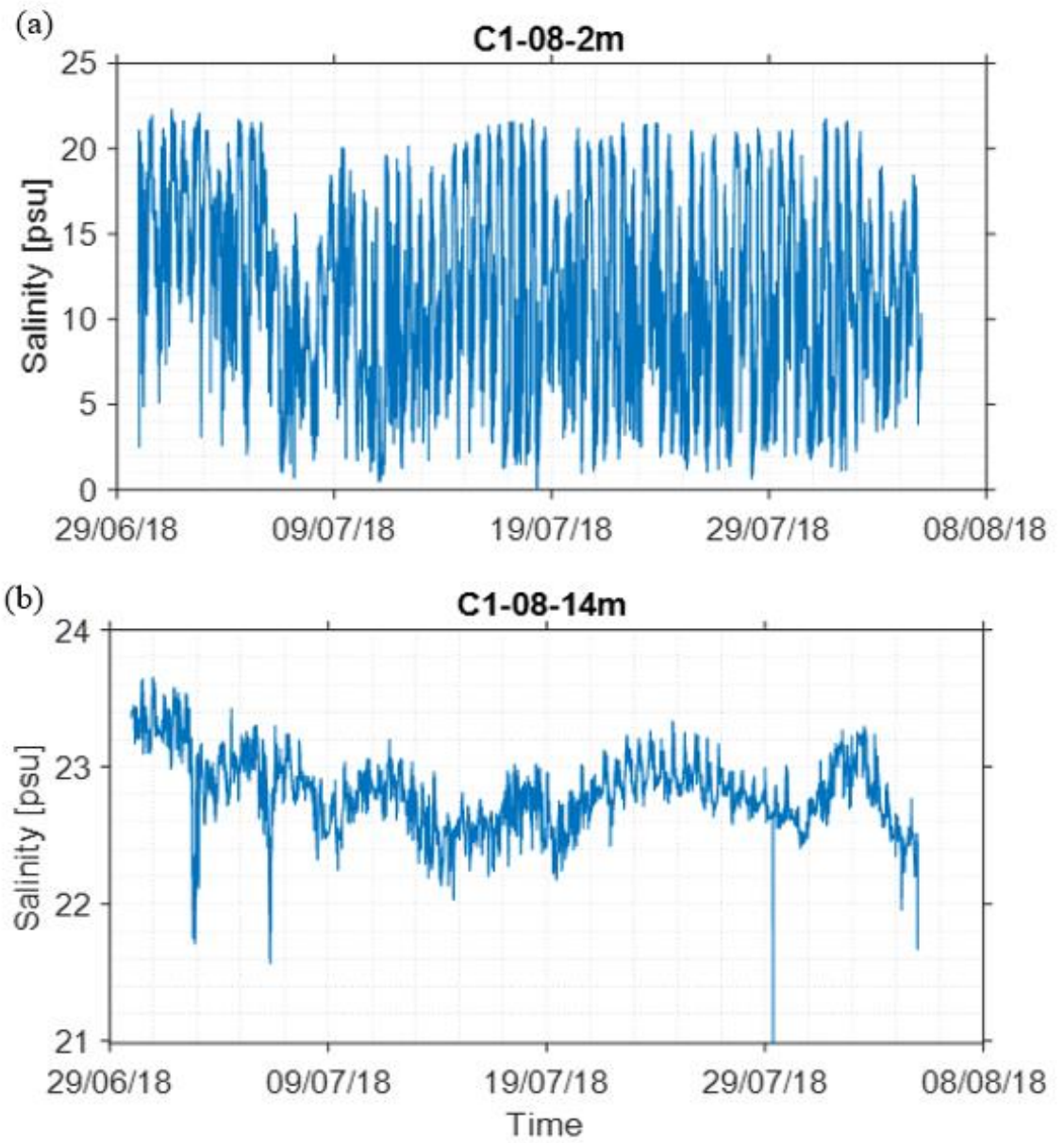


Figure 17. (a) Time series of salinity at C1-08-2m depth and (b) C1-08-14m in front of La Grande River.

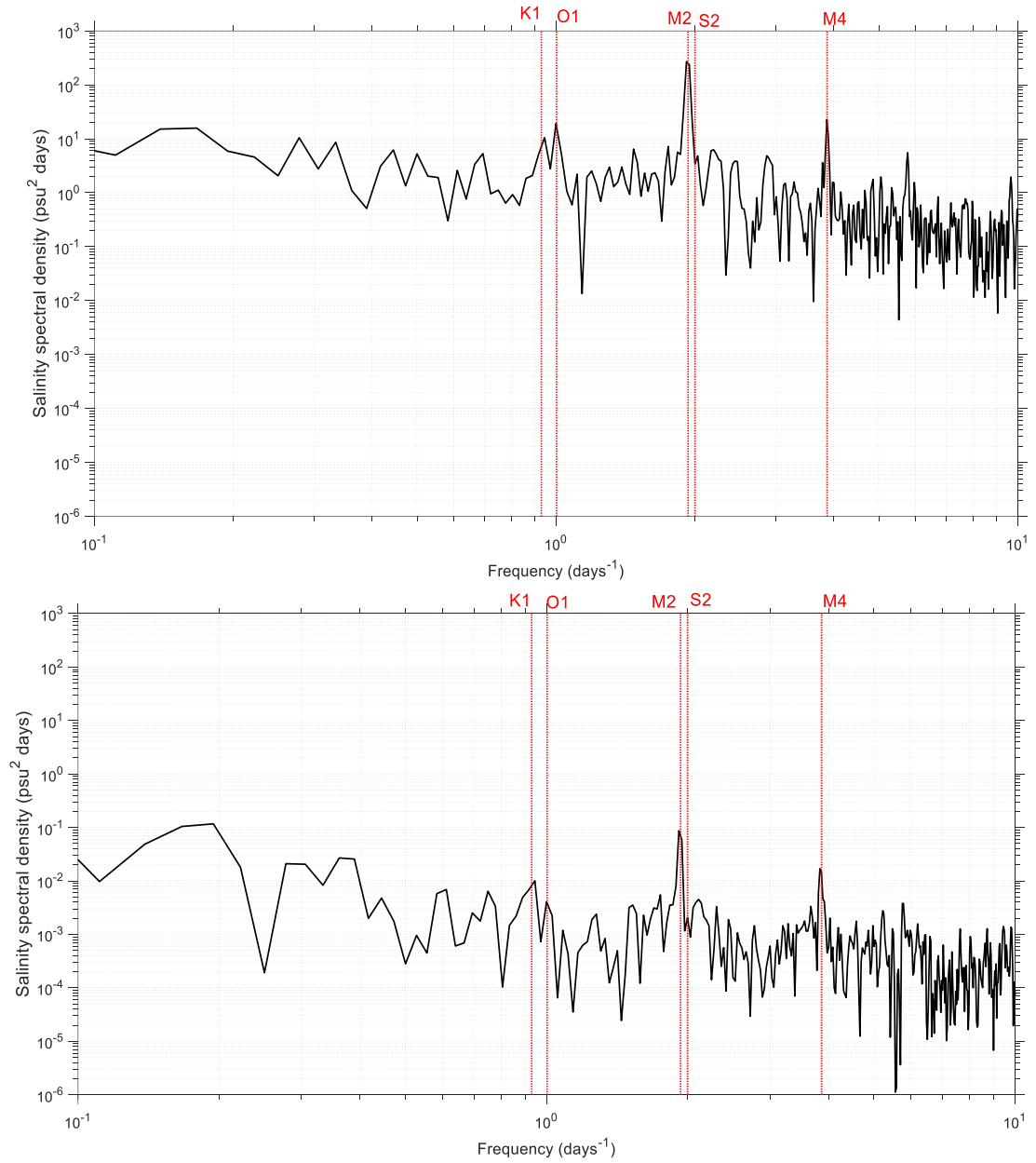


Figure 18. Salinity spectrum at C1-08-2 m (a) and C1-08-14 m in front of la Grande River.

2.5.4 Forcing mechanisms of salinity variability

2.5.4.1 Currents

The distributions of current speed and directions in front of Eastmain River and La Grande River are shown in Figure 19 and Figure 20, respectively. The ADCP 19 is located 12 km north of the Eastmain River mouth and 7 km offshore of the Conn River mouth (Figure 11). The dominant current directions were southeast/northwest near the bottom and south southeast/northwest near the surface. Directions were calculated more precisely to be 146° – 326° and 166° – 346° (angle from North), respectively. The coast north of Eastmain River is oriented NNE to SSW; therefore, these directions are a little oblique compared to a perpendicular line to the coast (Figure 19). Nevertheless, the tidal currents were mainly landward at flood and seaward at ebb, with some rotation due probably to the north-south propagation of the tidal wave, the local bathymetry, and the presence of islands. The net long term flow was northward near the surface, corresponding to the cyclonic circulation of the James Bay, and eastward near the bed, corresponding probably to a combination of general cyclonic circulation and estuarine circulation of the bottom layer toward river mouths.

In front of the La Grande River, the dominant current directions measured by ADCP 21 were south southwest/northeast over the entire water column (Figure 20). ADCP 21 was located 750 m west of Stromness Island on the northern slope of the main deep arm leading the La Grande River mouth, which means that it measured the currents passing from the main arm towards the bay north of Stromness Island, and not the currents moving along the main deep arm to the river mouth (Figure 8). Currents are slightly stronger in front of la Grande than in front of Eastmain. At both locations, the currents are stronger near the surface than near the bottom.

Hovmoller diagrams of meridional currents (Figure 21) show the predominance of the semi-diurnal tidal cycle and some phase shift between surface and bottom currents, especially in front of la Grande River. Currents spectra (Figure 22) reveal the importance of

M4 (the second harmonic of M2) in addition to the semi-diurnal tidal component M2 and S2 for both Eastmain and La Grande River.

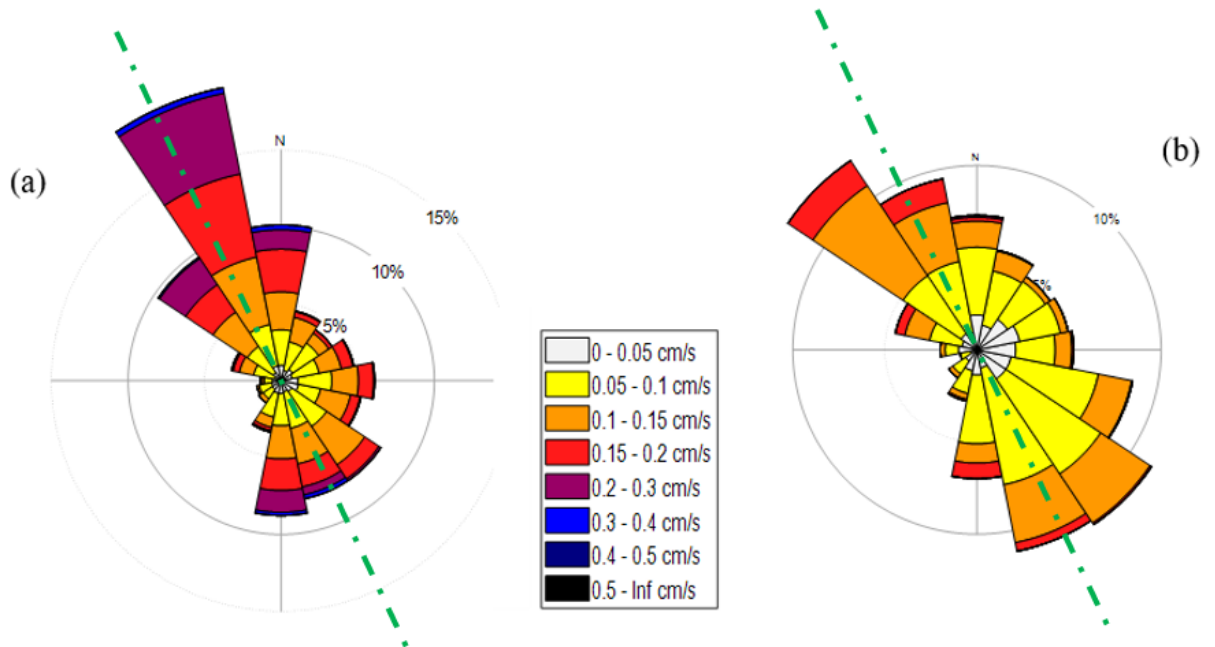


Figure 19. Distribution of current speed and direction near Eastmain River (ADCP 19) at 5m above the bottom (a) and 2 m above the bottom (b). The mean direction of currents is indicated with a green dashed line.

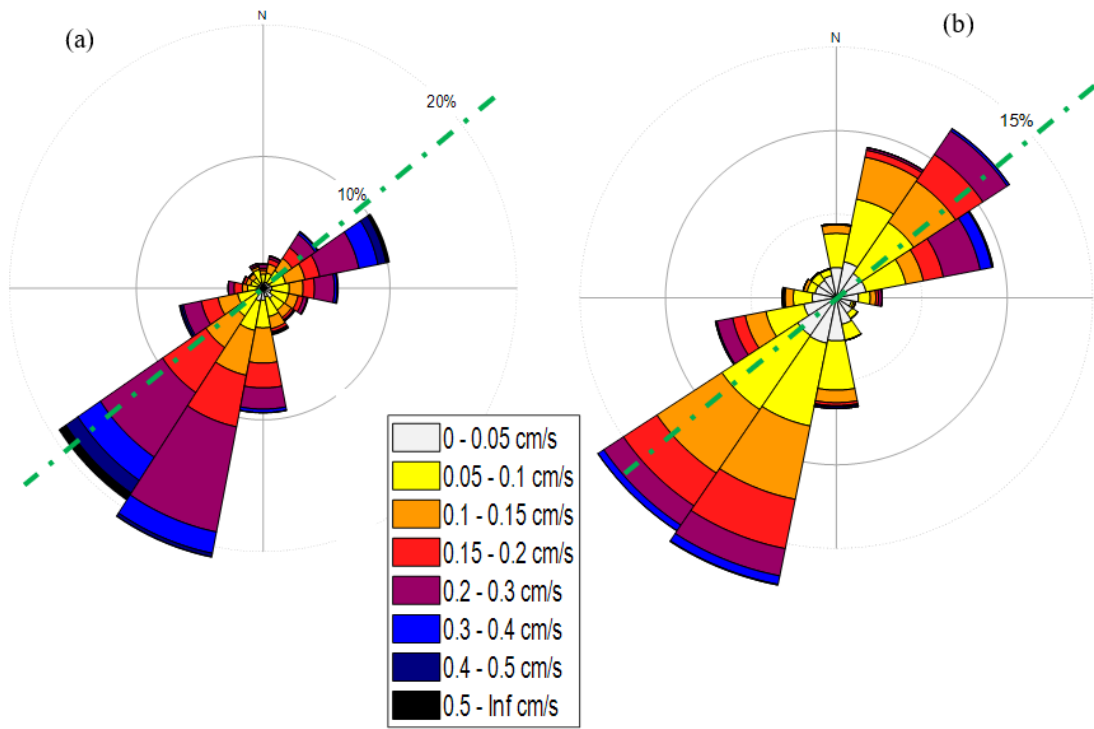


Figure 20. Distribution of current speed and direction in front of La Grande River (ADCP 21) at 9 m (a) and 3 m (b) above the bottom. The mean direction of currents is indicated with a green dashed line.

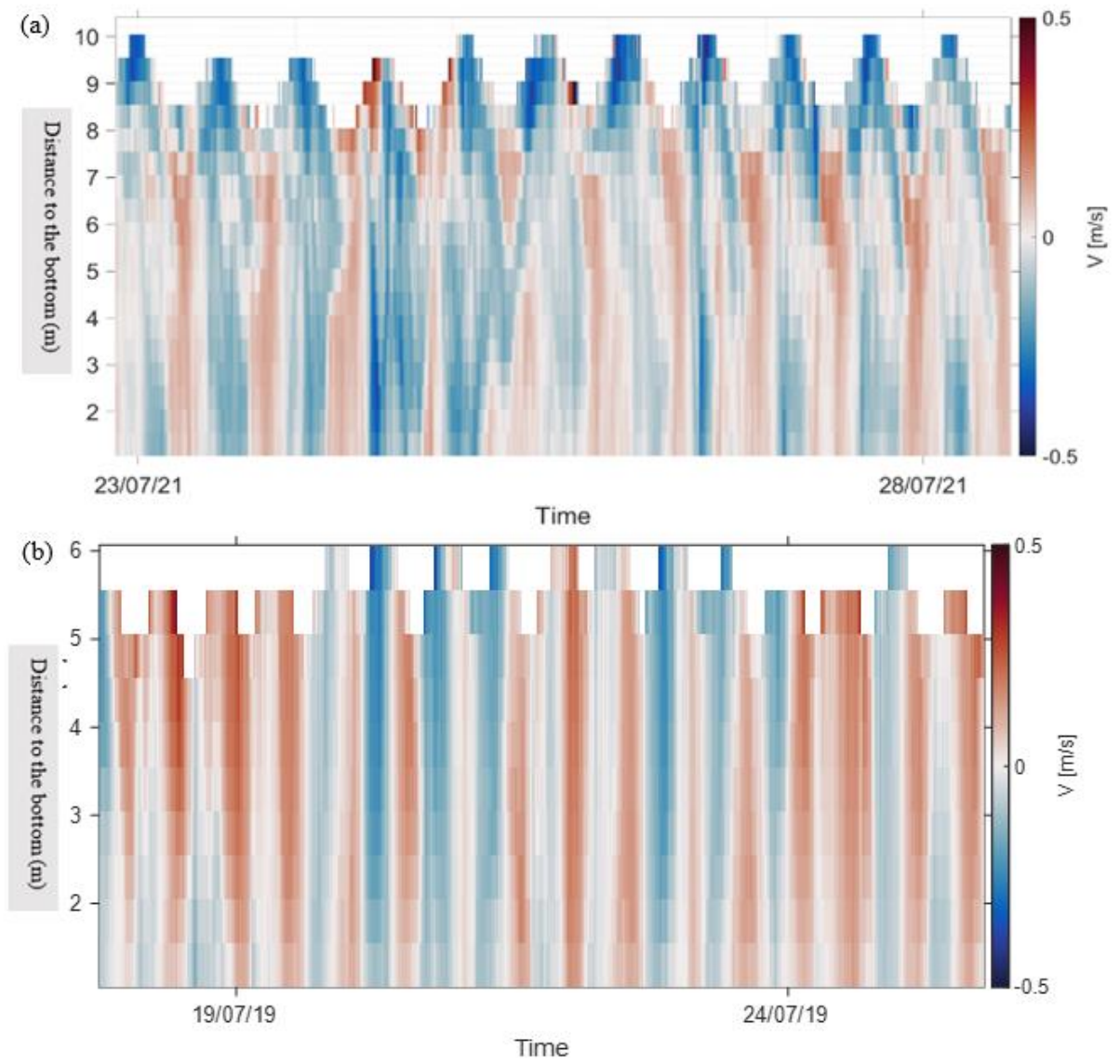


Figure 21. Hovmöller diagrams of meridional currents near Eastmain River (a) and in front of La Grande River (b).

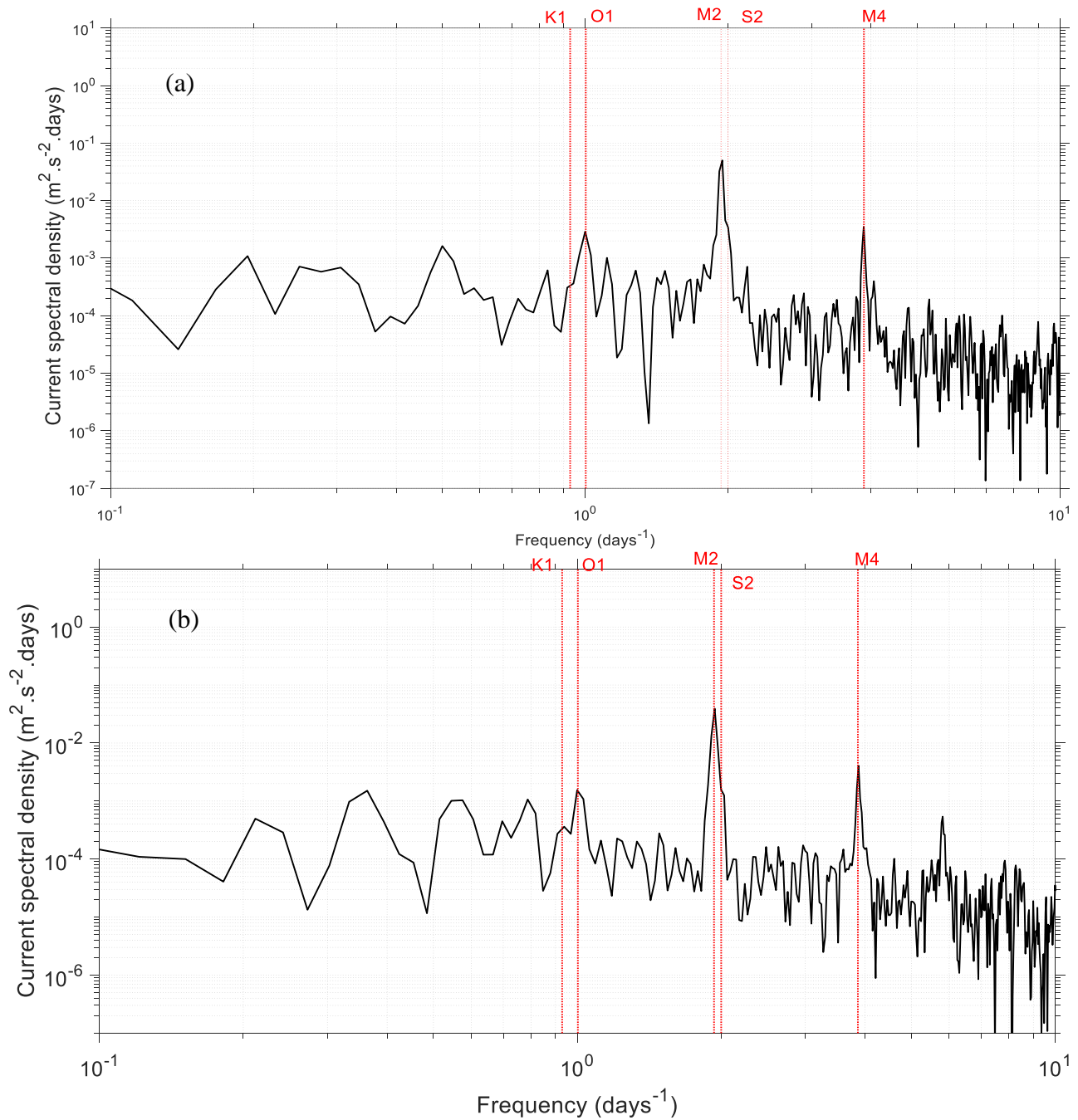


Figure 22. Current spectral analysis in the dominant axis at 9 m above the bottom in front of the La Grande River (a) and 5m above the bottom near to Eastmain (b).

To investigate the relationship between currents and salinity variations, we performed a cross-wavelet analysis between the currents in the dominant direction and salinity at different depths. In front of La Grande River (ADCP 21), the coherence between the surface currents and salinity is rarely significant (Figure 23), reflecting a weak influence of surface currents on salinity variations. In contrast, significant coherences are found between near-bottom currents and salinity (Figure 24). During July 2021, significant coherences are obtained for periods between 0.5 and 2 days, with phase lags near 90° indicating that salinity variations are leading currents. At the beginning of August, significant coherences are obtained for periods between 1 and 2 days with currents and salinity in anti-phase.

The same analysis was performed in front of Eastmain and the results are shown in Figure 25 and Figure 26. Contrary to what is observed near La Grande River, surface currents contribute significantly to salinity variations for our entire measurement period, mainly with phases of -90 degrees on 12-hour scales. On scales of 2 to 4 days, surface currents and salinity are significantly correlated but in anti-phase. Bottom currents and salinity are significantly correlated at scales of 4 to 24 hours over our entire measurement period, with phase lags of -90 degrees as well.

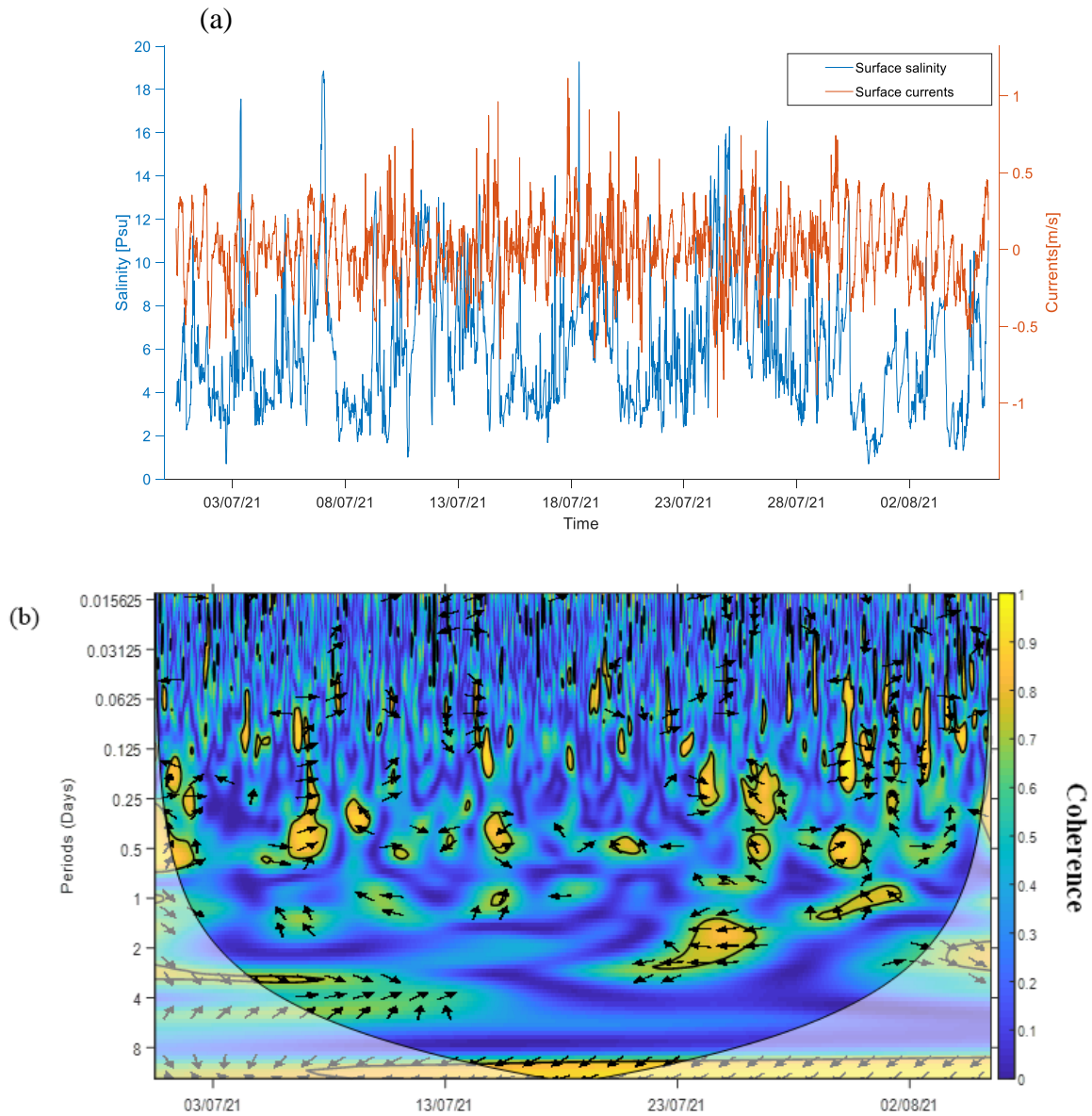


Figure 23. (a) Time series and (b) coherence between the current in the dominant direction and salinity at 1 m depth in front of la Grande Rivière at ADCP 21 for the summer 2021 (relative phase relationship is shown as arrows, with in-phase pointing right, anti-phase pointing left, currents leading salinity by 90° pointing down, and salinity leading currents by 90° pointing up). The coherences are high for colors that tend towards yellow. Black closed lines indicate significance at 95%.

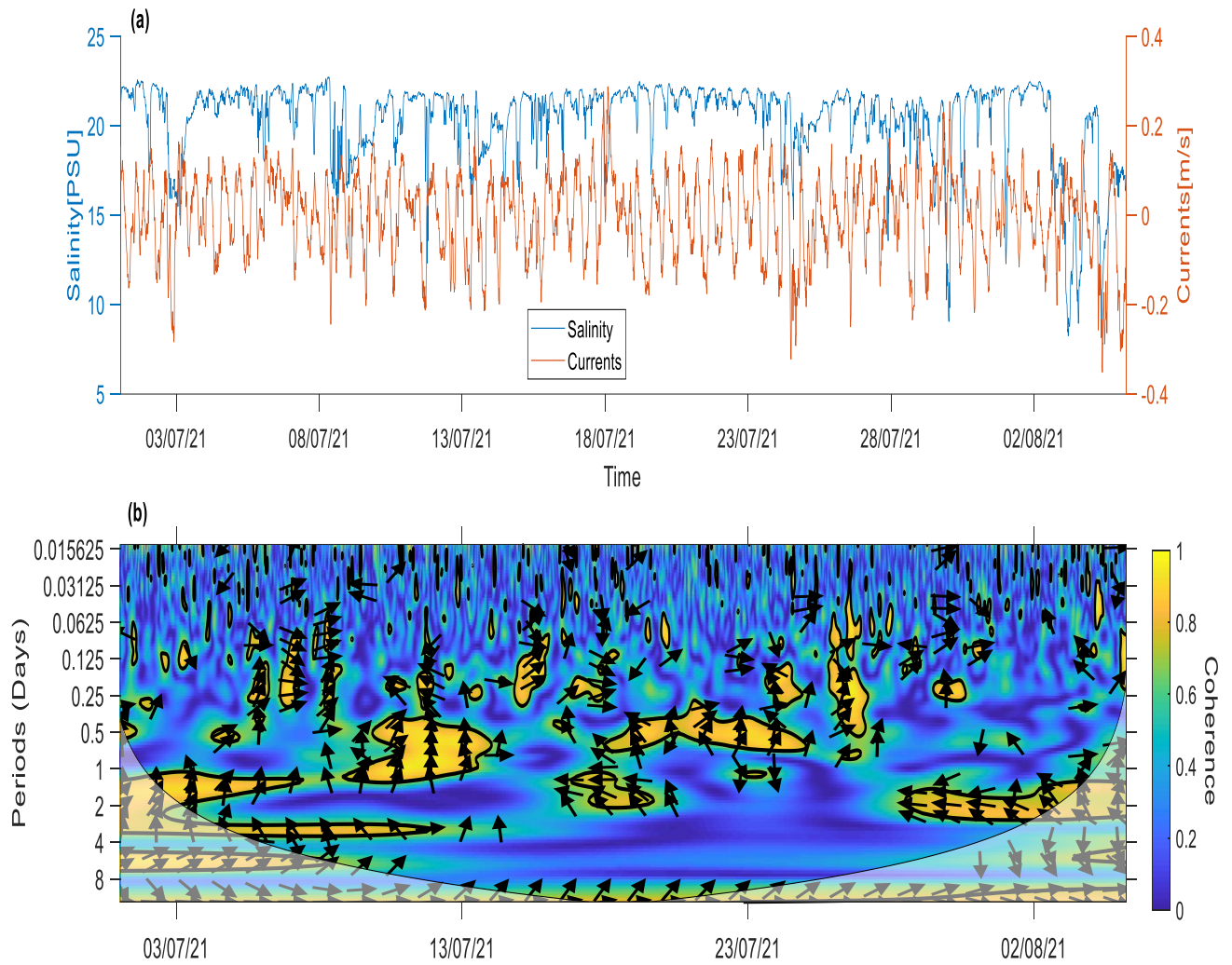


Figure 24. Same as figure 23 near the bottom (3 m above the seabed) at ADCP 21 in front of La Grande River.

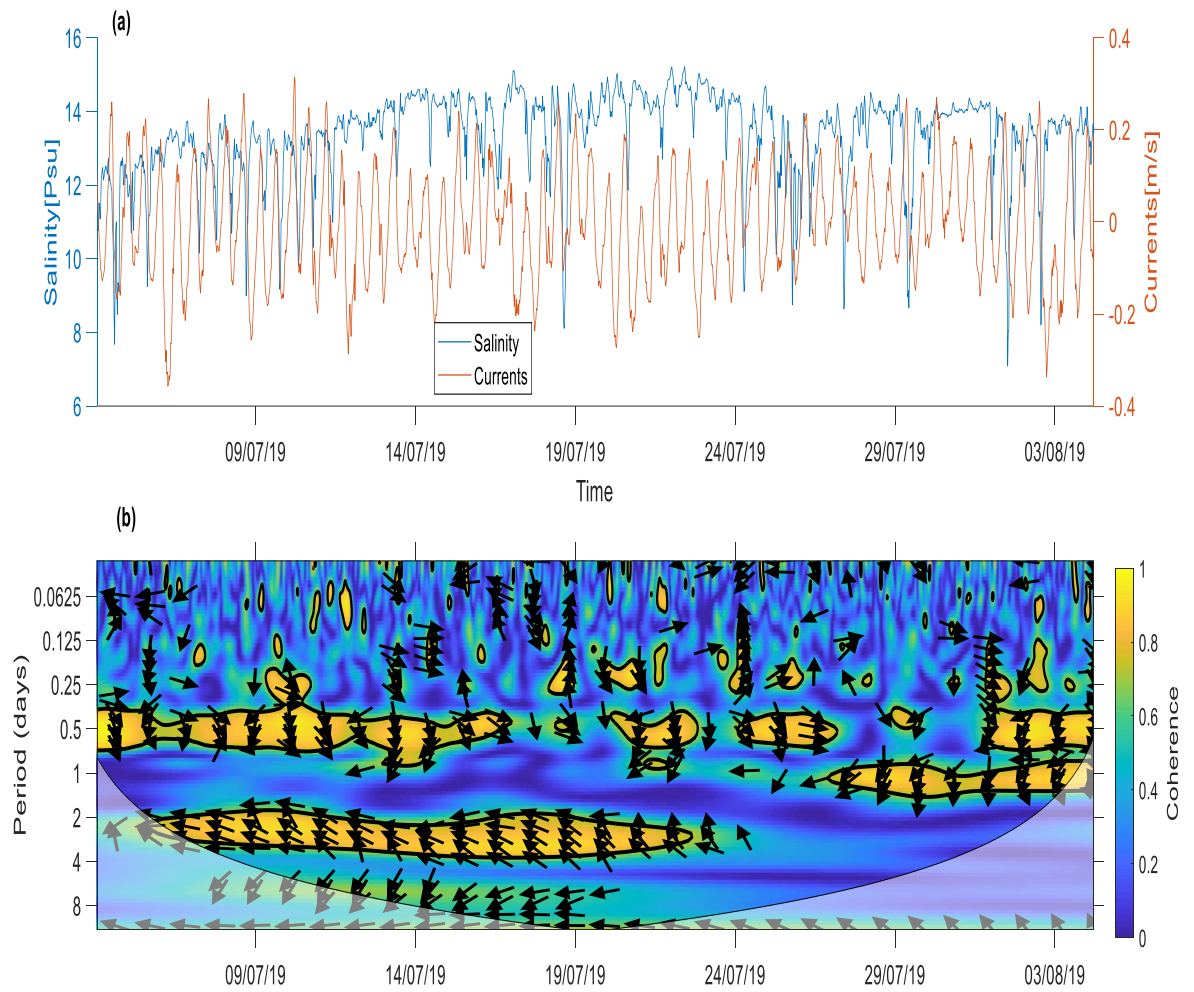


Figure 25. Same as Figure 23 at 1 m depth at ADCP 19 near Eastmain River

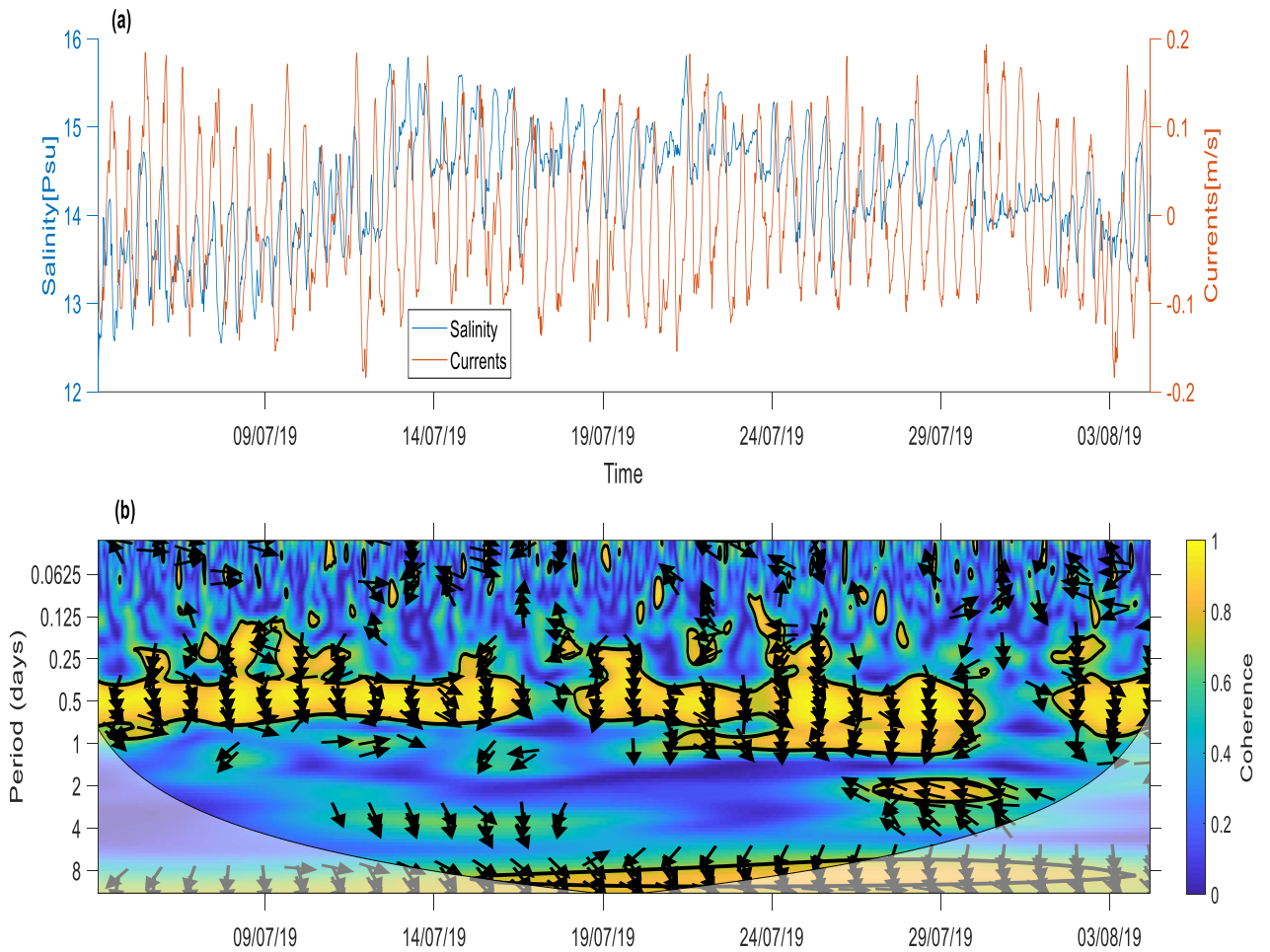


Figure 26. Same as Figure 23 at 5 m depth (1.5 m above the seabed) at ADCP 19 near Eastmain River.

2.5.4.2 Winds and precipitations

The average winter winds (Figure 27) are in general, much stronger in winter (December to March) compared to summer (June to August). Winds are on average from the west, with a southerly component in summer and northerly component in winter. The wind field is spatially more homogeneous in summer than in winter when its intensity is reduced in the south around Eastmain.

However, during the winter, the bay is often entirely covered by ice (Figure 27c), reducing the effect of the winds on the waters by creating a barrier at the sea surface. Therefore, vertical water mixing is reduced, and strong salinity stratification can develop. In summer, winds are correlated with salinity on time scales between 2 to 4 days (Figure 28) around La Grande River, and on a longer period near Eastmain with negative phases (Figure 29).

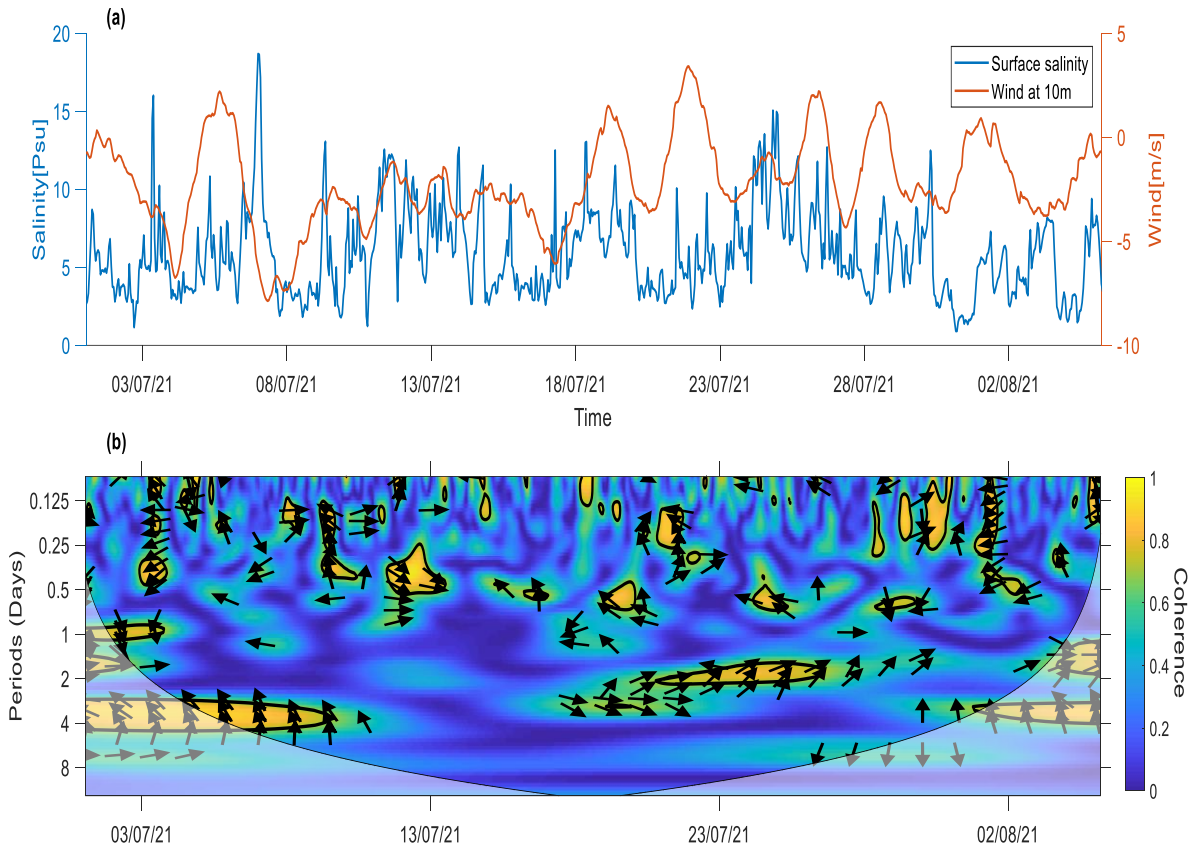


Figure 28. Same as figure 23 for wind in the dominant direction at 10 m above the surface and salinity at 1m depth at ADCP 21 in front of the La Grande River.

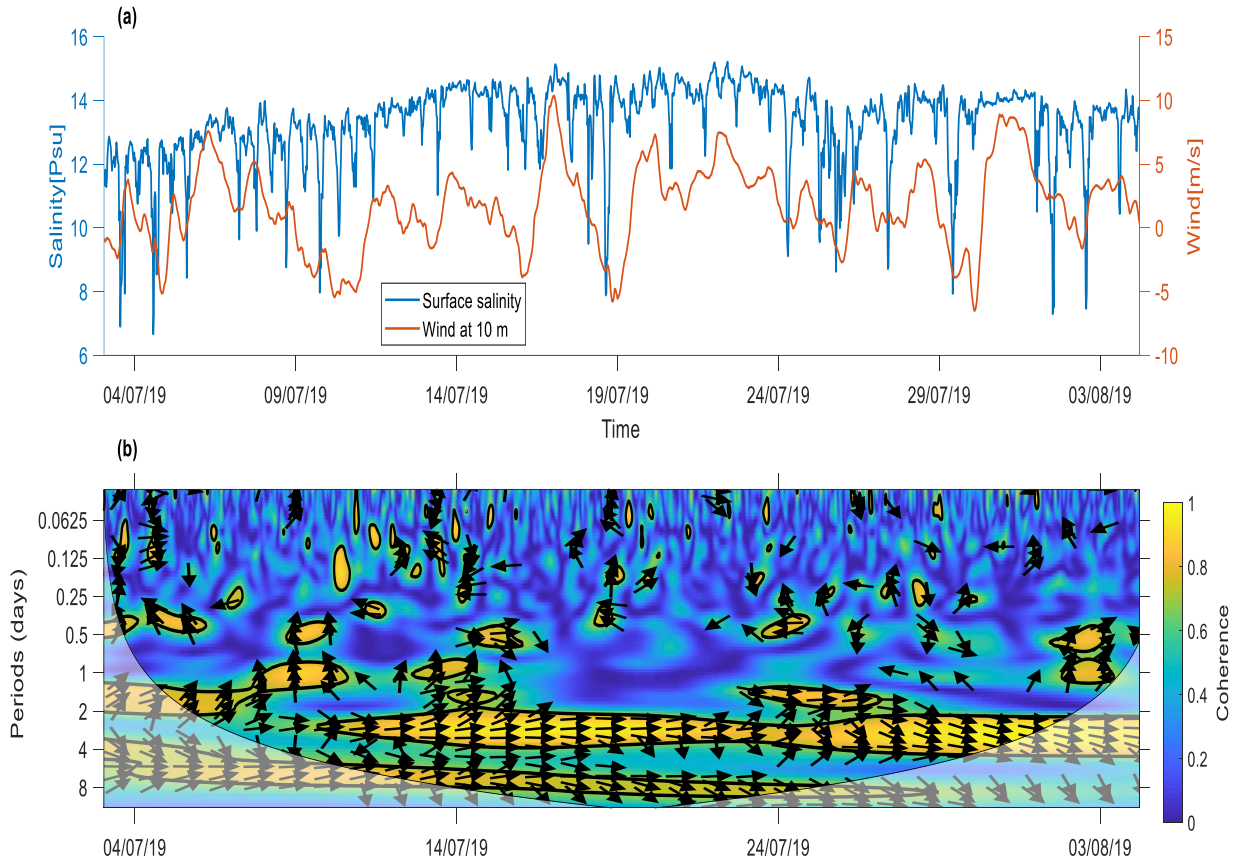


Figure 29. Same as Figure 23 for wind in the dominant direction at 10 m above the surface and salinity at 1m depth at ADCP 19 in front of Eastmain.

Precipitation in James Bay during summer contributes little to salinity variations (Figure 30 and Figure 31). We did not consider evaporation because it was negligible (evaporation was negligible compared to precipitation). The significant rainfall events associated with storms contribute to varying salinity at different scales. The scales of correlations go over 2 days at the beginning and the end of our sampling period with positive phases in summer 2019 and 2021, but also on smaller scales of a few hours (Figure 30 and Figure 31)

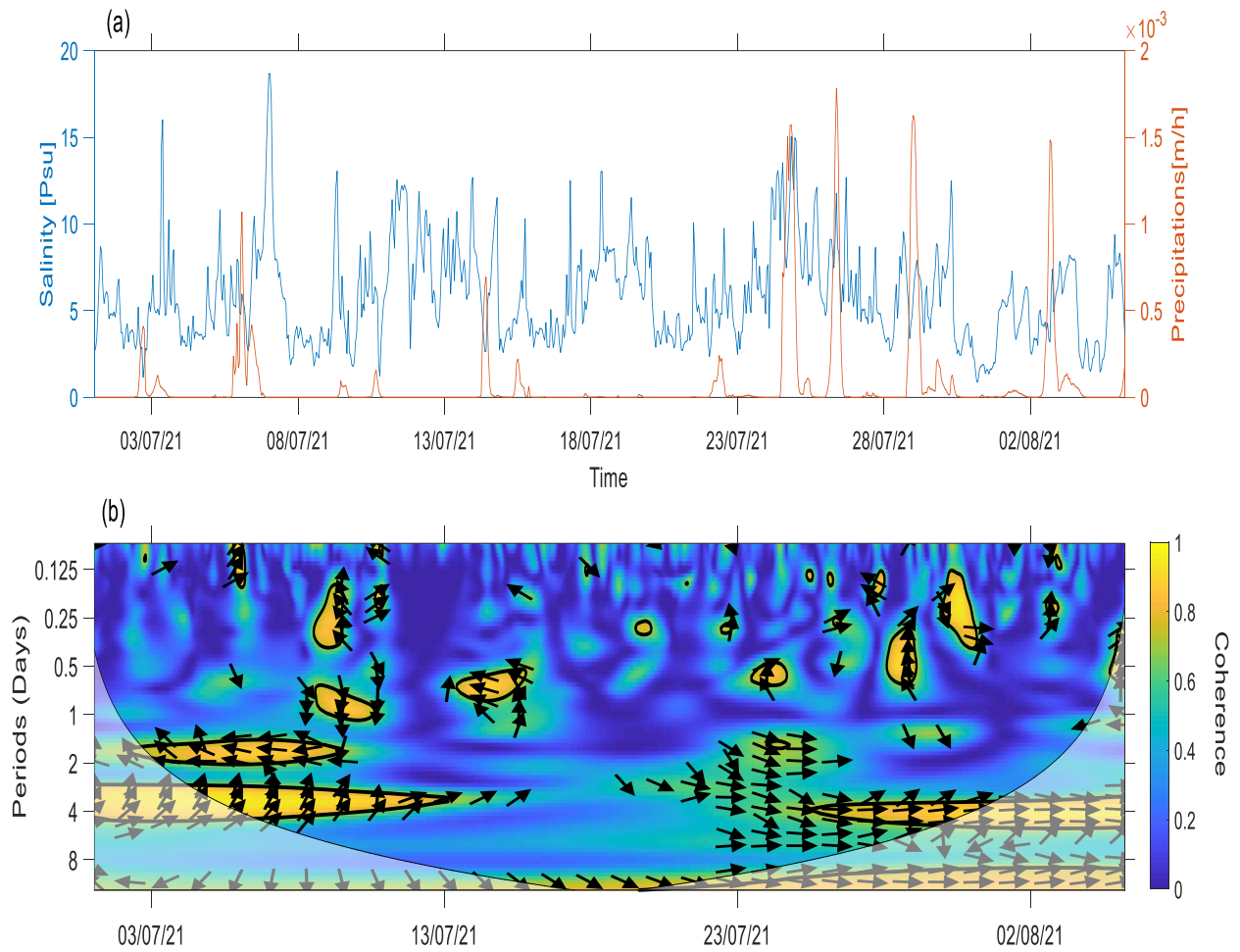


Figure 30. Same as Figure 23 for precipitations and salinity at 1m depth in front of La Grande River during summer 2021.

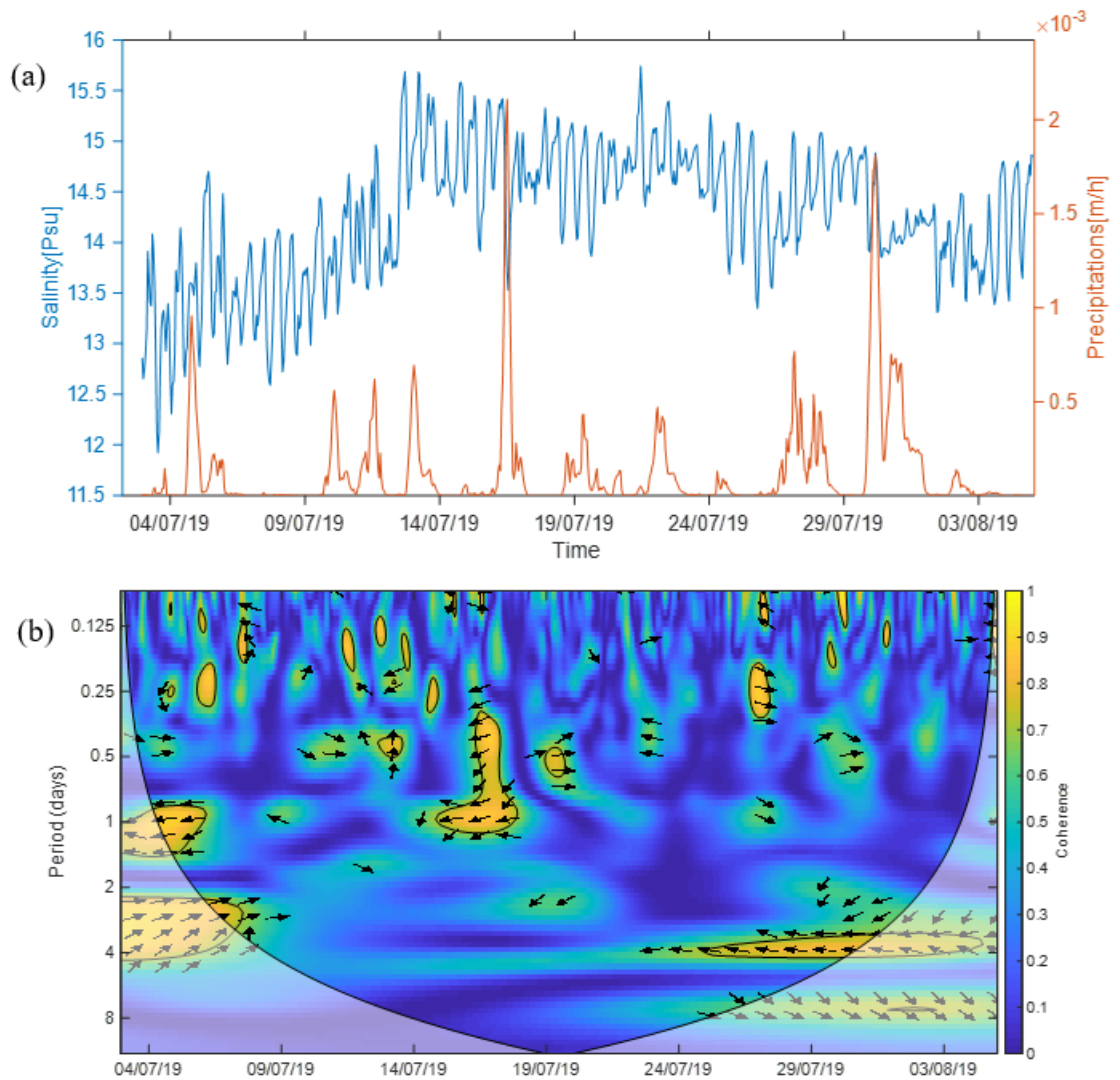


Figure 31. Same as Figure 23 for precipitations and salinity at 1m depth in front of Eastmain during summer 2019.

2.5.4.3 Water level

The variations in water level measured at the ADCP 19 station (average depth 5.25 m) are represented in Figure 32. The tidal range at this station varies from 0.8 to 1 m. Without the influence of the tide, the water level varies between 4.5 m and 5.6 m depending on the weather conditions and the spring-neap cycle (Figure 32). The spectral analysis of this temporal series (Figure 33) shows that the dominant components are M2 and S2.

At ADCP 21 (mean water depth 10.4 m), the tidal range varies from 1.2 m to 1.8 m (Figure 34). The water levels without the impact of the tide vary from 9.4 m to 10.5 m. The M2 and S2 components of the tide are largely dominant with higher spectral densities compared to ADCP 19 (Figure 33 and Figure 35).

At the La Grande River ADCP 21 station, there is not a strong tidal signal in the surface salinity. The coherence analysis shows that water levels and salinity are significantly correlated once every 3 to 4 days with tidal frequencies and 2-day periods at the beginning of July (Figure 36).

At the ADCP 19 station near the Eastmain River, water levels affect salinity variations much more. Significant correlations are observed throughout the summer at periods ranging from 6 hours to 3 days (Figure 37).

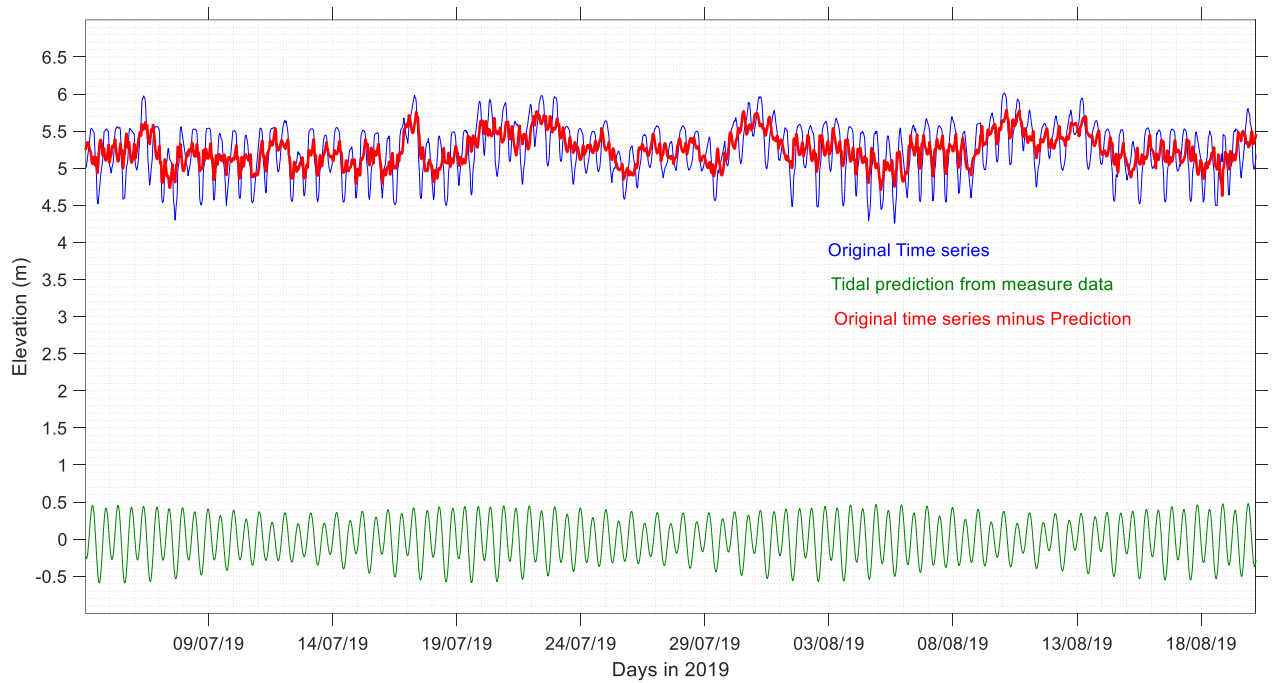


Figure 32. Water level and tidal prediction at ADCP 19.

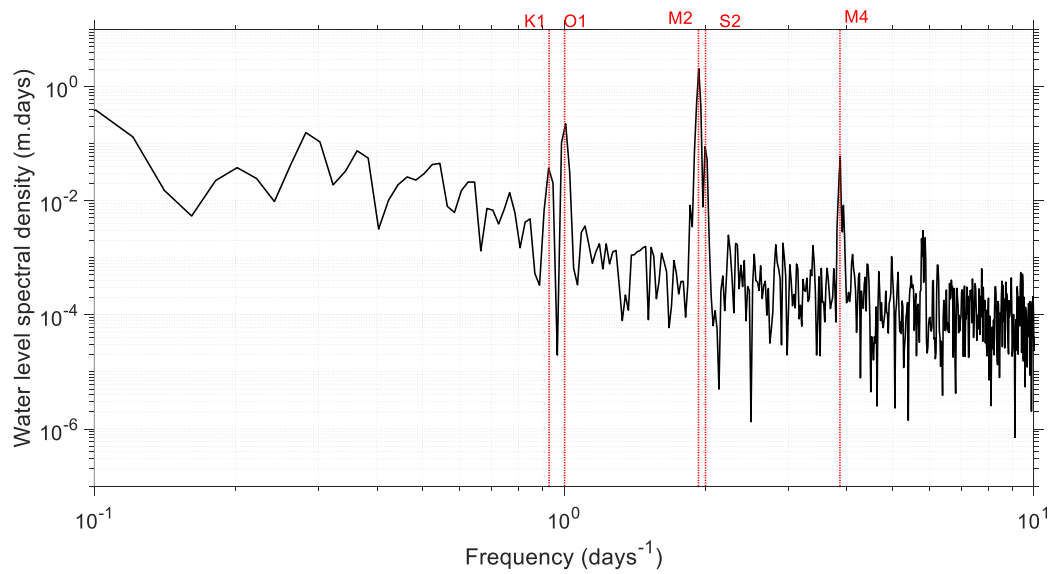


Figure 33. Water level spectral analysis in front of eastmain at ADCP 19.

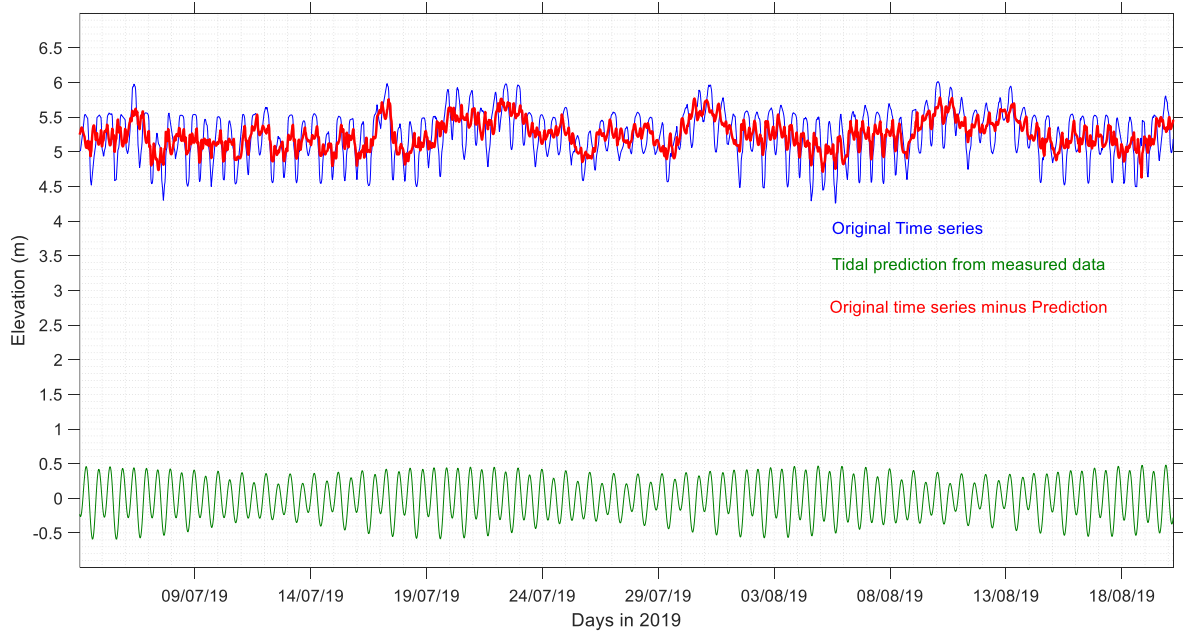


Figure 34. Water level and tidal prediction at ADCP 21.

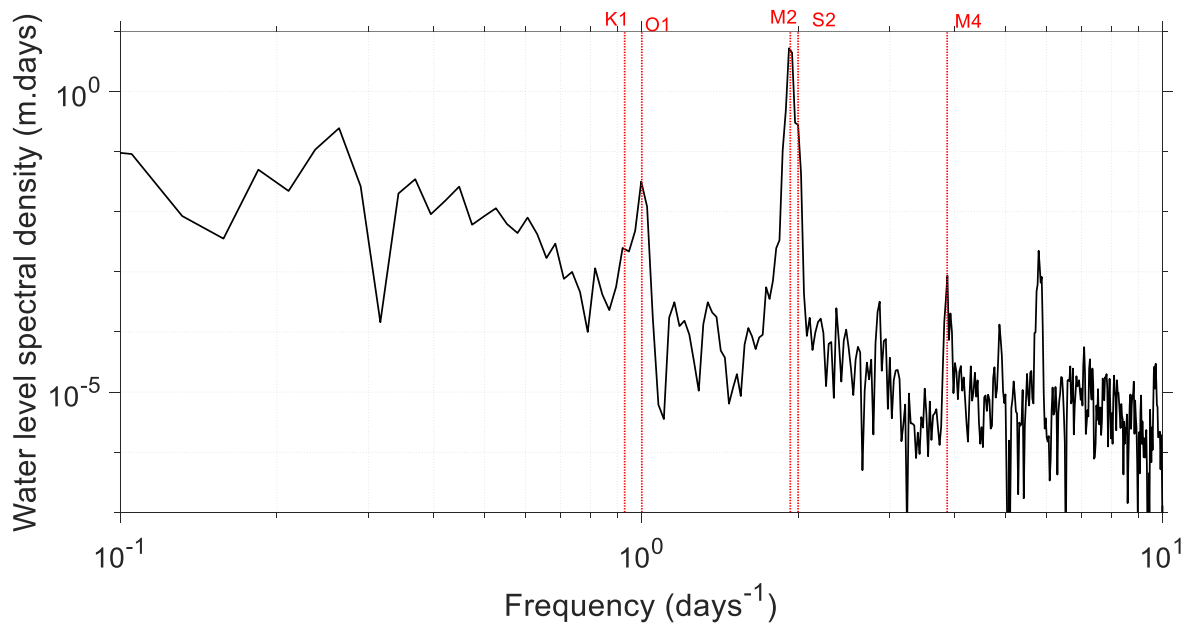


Figure 35. Current spectral analysis in front of La Grande River at ADCP 21.

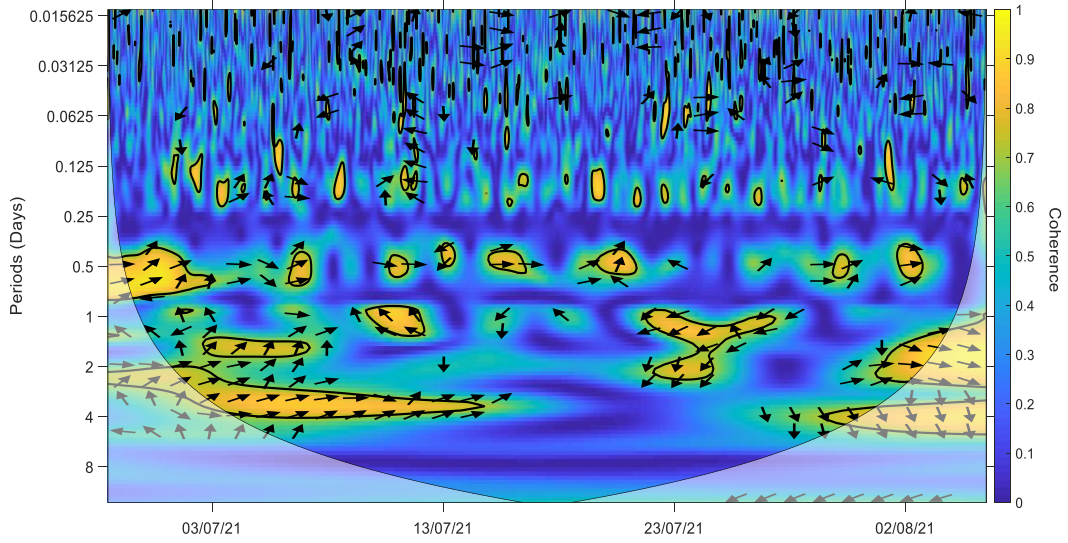


Figure 36. Coherence between water level and salinity at 1 m depth at ADCP 21 in front of La Grande River.

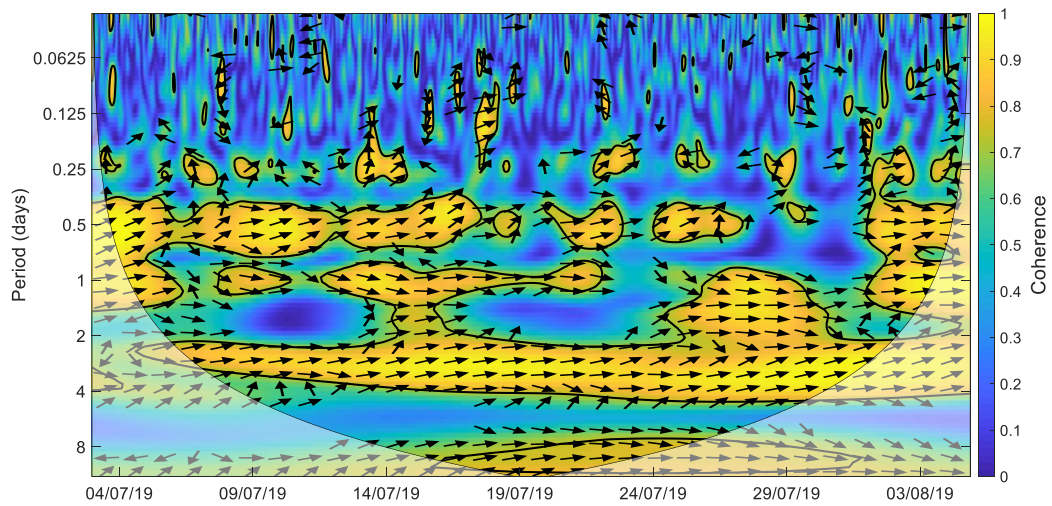


Figure 37. Coherence between water level and salinity at 1 m depth at ADCP 19 near the Eastmain River.

2.5.4.4 Combined effects of different forcings

The previous sections have shown that there are correlations between salinity and the different forcings (currents, winds, precipitations, and water level). However, these forcings do not act individually on the salinity, but it is rather their combined interactions which affect the variations of salinity. Therefore, we estimated over our measurement period the combined effects of the different forcings on summer salinity variations at mooring ADCP 19 with a multiple linear regression analysis.

In the previous sections we have shown that there are phase shifts between salinity and the various forcings. We therefore calculated the multiple linear regressions for the surface salinity near Eastmain (ADCP 19) taking into account the currents, the water level with phase shift of 3 and 6h, precipitation, wind and river flow. Over the entire summer period, the forcings considered (currents, water level winds, and river flow), although significant ($p < 0.01$) did give a poor regression model, which explained only 41.2 % of the variance and did not reproduce well the amplitude several semidiurnal salinity oscillations (Figure 38).

The same analysis was carried out for the near-bottom layer at Eastmain. Near the bottom, the regression model explained only 35.1 % of the variance and does not reproduce salinity variations existing on a 10-days scale (Figure 39). In both cases, precipitations were not significant and were excluded from the multiple linear regression.

Table 3 presents the coefficients obtained from the linear regression model near the surface.

Equation 2.5 gives the linear regression model near the surface.

$$ss2 = 5.38 - 0.05 \times d1 + 1.6 \times uv + 0.09 \times u10 + 1.88 \times wl \quad (2.5)$$

Where $d1$ is river discharge (m³/s), uv is current (m/s), $u10$ is the wind (m/s) and wl is the water level (m)

Table 3. Estimated coefficients of the linear regression model for surface salinity at ADCP 19 (near Eastmain River, summer 2019)

	Estimate	Standard error	Standardized coefficient	p-Value
(Intercept)	5.38	0.37	/	p<0.01
River flow (d1)	-0.05	0.003	0.3	p<0.01
Current (uv)	1.6	0.21	0.13	p<0.01
Wind (u10)	0.09	0.007	0.25	p<0.01
Water level (wl)	1.88	0.07	0.51	p<0.01

(Root Mean Squared Error: 0.958, R²: 0.42, Adjusted R²: 0.42, p-value <0.05)

Table 4 presents the coefficients obtained from the linear regression model near the bottom.

Equation 2.6 gives the linear regression model near the bottom.

$$ss2 = 10.87 - 0.03 \times d1 + 1.2 \times uv - 0.02 \times u10 + 0.97 \times wl \quad (2.6)$$

Table 4. Estimated coefficients of the linear regression model for bottom salinity at ADCP 19 (near Eastmain River, summer 2019)

	Estimate	Standard error	Standardized coefficient	p-Value
(Intercept)	10.87	0.2	/	0
River flow (d1)	-0.03	0.001	0.42	p<0.01
Current (uv)	1.2	0.17	0.14	p<0.01
Wind (u10)	-0.02	0.004	0.08	p<0.01
Water level (wl)	0.97	0.04	0.5	p<0.01

(Root Mean Squared Error: 0.53, R²: 0.42, Adjusted R²: 0.351, p-value <0.05)

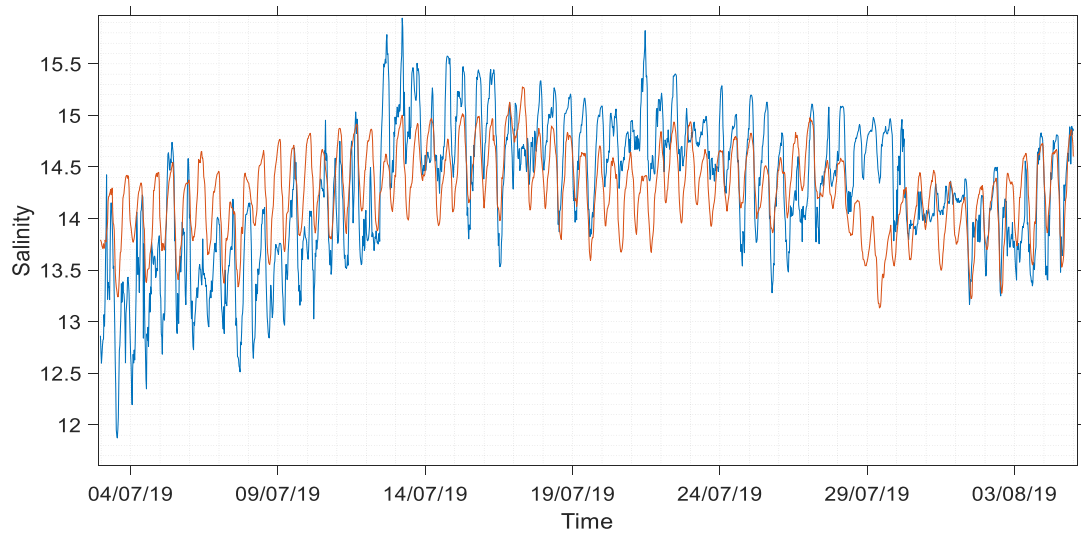


Figure 38. Surface salinity predicted with the multiple regression model and observed in summer 2019 at ADCP 19 at 1 m depth near Eastmain.

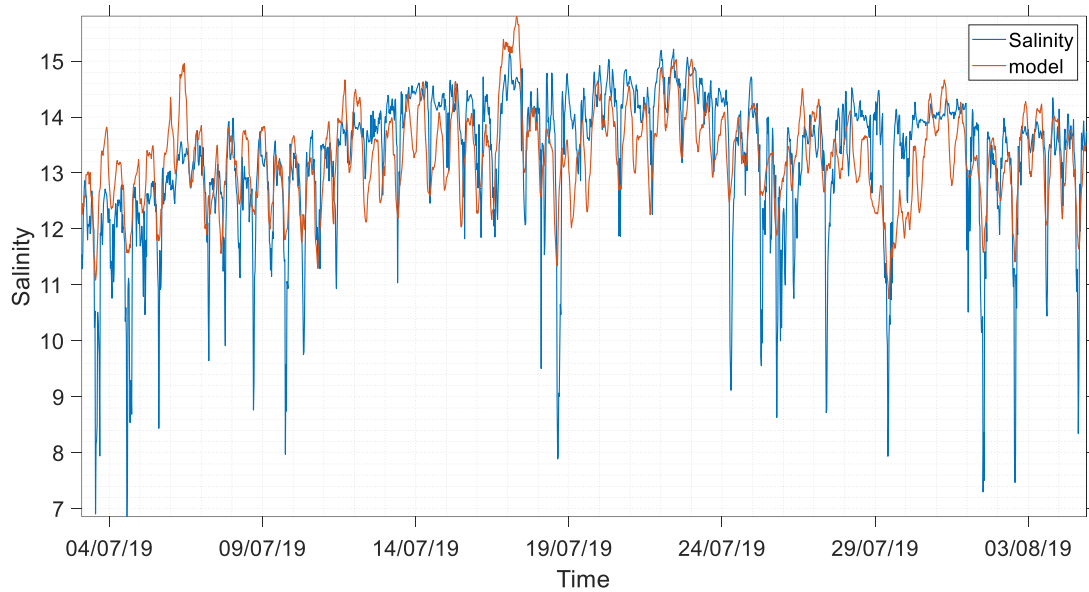


Figure 39. Surface salinity predicted with the multiple regression model and observed in summer 2019 at ADCP 19 at 5 m depth near Eastmain.

We were unable to obtain river flow data of La Grande River for the year 2021 (ADCP21). The percentage of explained variance by the linear regression model fell at 10 %. Therefore, this regression analysis is not presented.

2.6 DISCUSSION

Several geomorphological parameters, including bathymetry and the presence of islets, contribute to explain the local variations in currents and salinity between the stations around La Grande River. El-Sabh and Koutitonsky (1977), Godin (1972) and other authors had already made the same observation between stations distributed spatially at the mouth of La Grande River. The presence of the unregular distribution of islets and the bathymetry contribute to slowing down the effect of the James Bay wide counterclockwise circulation

on the advection of the waters from the river mouths towards both the center of the bay and Hudson Bay and Atlantic via the northward circulation along the coast.

Electricity production on the La Grande River contributes to increasing the flow of fresh water in winter, leading to a thickening of the layer of fresh water to 5 m for the stations in front of the river mouth. This layer gets thinner at stations further away from the river mouth. The thicknesses of the freshwater layer that we observed are slightly larger than those observed in the first years after the establishment of the hydroelectric dam with average values of 3.5 m (Freeman, 1982; Prinsenber, 1984). The freshwater diversion toward La Grande River during the three construction phases of the hydroelectric complex allows higher electricity production and explains a thickening of the freshwater layer. Another factor contributing in winter to the variations of the surface layer thickness and the stratification is the sea ice cover that limits mixing due to winds and waves (Granskog et al. 2011). The vertical profiles are different in summer because of the lower river discharge and stronger vertical mixing by waves and wind due to the absence of sea ice cover.

Near the mouth of Eastmain River, the impact of the river discharge is very little felt in winter on the salinity profile data, whereas salinities are lower in summer. This is indeed related to the natural regime of the lower Eastmain River watershed (the upper Eastmain River watershed is diverted to the La Grande River), with low flow in winter when water is stored as snow and ice.

The difference between the stations also shows that the impact of the fresh waters of the Eastmain River is towards the north, probably due to the anti-clockwise circulation in the bay, but only over distances of less than 10 km.

The year 2021 differs significantly from the years 2018 and 2019 in summer, with higher salinity on average, probably due to the differences in river flows between 2021 and the other years. The most important extension of the plume of La Grande River in winter towards the north reaches 55 km in winter 2019 versus around 46 km in winter 2018. The extension of this plume in winter is a little more than the recorded extension of 40 to 50 km

by Peck (1978) in 1975 and 1976, i.e., before 1981 when the hydroelectric reservoirs increased the river flow in winter. In our study, the plume limit was defined by the isohaline of 10. Peck et al. (2022) showed that for the years 2016 and 2017 the isohaline of 10 to 15 were located over 45-50 km to the north versus 25 to 30 km for the limit set by the isohaline 5. The extension of the plume is restricted by the bottom roughness of the fast ice, which creates friction stress (Freeman, 1982).

Around the Eastmain River in winter, the waters are saltier, as it was expected, because freshwater discharge by these rivers is lower in winter. In summer winds from the west-southwest should produce an Ekman transport to the south-southeast, which should advect the river plume to the south of James Bay, contrary to what we observe. St Laurent et al. (2011), highlighted the importance of Ekman transport in changes in rivers' flows. The simulations he made showed that winds produce (through Ekman dynamics) a seasonal advection of the river waters in the cross-shore direction and that this cross-shore transport involves about 25% of the annual river input. The work of Ingram et al. (1985), Lepage and Ingram (1986) showed that the salinity modifications in front of the Eastmain extended over a radius of 6-7 km following the installation of the hydroelectric complex. Beyond this limit, the salinity conditions seem to be identical to those before the installation of the hydroelectric complex and the diversion of the Eastmain River.

The relationship between currents and salinity at the surface is different between La Grande River and Eastmain River. For the La Grande River ADCP 21 mooring, the correlation is very weak but exists at tidal frequencies, whereas for the Eastmain River the correlations are strong at semidiurnal scale and are also observed at scales of 2 to 4 days. This could be explained by the position of the ADCP 21 a little offset from the main currents flowing in and out the river mouth. The other striking difference between La Grande Rivière and Eastmain is that the correlation with currents at periods of 2 to 4 days is stronger at ADCP 19 than at ADCP 21. This observation could be a major result because while it is recognized that there is a general circulation in James Bay, knowledge of its variability and thickness is almost undocumented.

Near the Eastmain River, the tidal currents correlate with variations in salinity on the diurnal and semi-diurnal tidal scales with phase lags of -90 degrees at the surface (currents leading salinity). At the bottom, the current is correlated with the variation of salinity between 2 to 4 days. The difference on the scales of variations would indicate different currents, i.e., the tidal currents and the local current which circulates on the east coast of the bay.

At ADCP 21 near La Grande River, correlation between salinity and currents are important at 2-4 days with phase lags of 90 degrees (salinity leading the currents).

More generally, the different forcings often interact simultaneously to affect salinity. Therefore, they should not be analyzed independently. Multiple linear regression models with water level, currents, river flow, and winds could only explain 42 m% of variances at the surface and 35% near the bottom. Especially low salinity peaks during the summer are not reproduced by the model for the surface salinity. One main explanation is put forward for the poor performance of the regression model. Two main explanations are put forward for the poor performance of the regression model. First, there are salinity peaks during the summer that are not reproduced by the regression model. These salinity peaks are associated with storms. Second, a linear regression model does not take into account the interactions between the different forcings. More efficient methods such as numerical modeling could allow a better assessment of the contribution of different forcings on salinity variability.

2.7 CONCLUSION

To study the variability of salinity along the east coast of James Bay, two sectors were examined in detail, near La Grande River and near Eastmain River, because they are among the main sectors that have undergone major changes following the establishment of the James Bay hydroelectric complex. In winter, the inflow of water from La Grande River contributes to setting up a layer of fresh water (salinity less than 5 psu) with a thickness of 3 to 5 m depending on the stations used in this study. River flow variations help explain the length of

the plume with salinity below 10 psu, which extends over distances around 46 km to the north in winter 2018 and around 55 km in 2019.

Off the Eastmain River, the waters are not very stratified in winter and the impact of the Eastmain River discharge seems to extend only over a few kilometers (6 -7 km). The differences observed between the stations are likely caused by the bathymetry, the presence of islets and the wind conditions. For both ADCP moorings (near Eastmain River and near La Grande River), the variations in salinity are significantly correlated with several forcings (river flow, precipitations, water level, wind and currents) at diurnal and semi-diurnal tidal scales and at scales of 2 to 4 days for the most part.

The multiple linear regression models of salinity with water level, river flow, winds, and currents explained 42.1% of the variance near Eastmain River near the surface and 35.1% near the bottom. However, the regression model did not succeed in reproducing low salinity peaks in the time series.

CHAPITRE 3: Conclusion générale

Les travaux présentés dans ce mémoire visent à décrire la nature et l'amplitude des variations spatio-temporelles de la salinité. Ils étudient aussi l'effet de certains forçages sur la salinité. Les principaux forçages considérés sont les débits des rivières, les courants, les vents, les niveaux d'eau et les précipitations.

Les débits des rivières constituent le principal forçage responsable des variations spatiales et saisonnières de la salinité. Ils expliquent la différence saisonnière de salinité entre le panache de la Grande Rivière, qui est aménagée pour la production hydroélectrique, et ceux d'autres rivières. La production des centrales hydroélectriques est plus élevée en hiver pour les besoins de chauffage, engendrant un débit fortement amplifié de la Grande Rivière. En hiver, ce très important déversement des eaux participe à mettre en place une couche d'eau douce (salinité inférieure à 5 psu) ayant une épaisseur de 3 à 5 m proche de l'embouchure de la Grande Rivière. Ce résultat a été illustré en détail pour 3 stations dans ce mémoire, mais a été vérifié pour d'autres stations également. Les différences observées entre les stations sont probablement causées par la bathymétrie, la présence d'îlots et les conditions de vent. Les variations de débits contribuent à expliquer la longueur du panache défini par l'isohaline 10, qui s'étend en hiver sur des distances d'environ 46 km vers le nord en 2018 et environ 55 km vers le nord en 2019. Ces distances ne sont pas très différentes de celles enregistrées par d'autres travaux comme ceux de Peck et al. (2022). Ce dernier indique pour des isohalines 10 à 15 des extensions allant entre 45 et 50 km. Au large de la rivière Eastmain, les eaux sont peu stratifiées en hiver et l'impact des eaux de la rivière Eastmain semble s'étendre sur seulement quelques kilomètres (6-7 km)

Pour les deux stations ADCP (ADCP 19 près de l'embouchure de la rivière Eastmain et ADCP 21 devant l'embouchure de la Grande Rivière), les variations de salinité sont significativement corrélées aux forçages étudiés à savoir les courants, les vents, les débits des rivières et les niveaux d'eaux ($p < 0.05$) à différentes échelles temporelles. Les courants sont corrélés avec la marée semi-diurne, aussi bien en surface qu'au fond. Des variations des

courants de fond à des périodes de 2 à 4 jours sont associées au courant général de circulation dans la Baie. Les courants sont corrélés avec la salinité, à l'échelle tidale, mais également à des échelles allant de 3 à 4 jours aux phases de 90 degrés (les phases de +90 indiquent que la salinité est en avance) qui expliquent l'impact des gradients de salinité sur les courants. Les vents, bien que faiblement corrélés aux variations de salinité en surface, contribuent à près de 21 % aux variations de salinité selon notre modèle de régression. L'impact du vent diminue vers le fond à 7 %.

. Ainsi, les résultats présentés s'inscrivent dans un registre de la compréhension du fonctionnement de la dynamique de la salinité de la Baie James. Ils permettent de fournir une base de données à jour de la salinité dans la Baie James ainsi que des principaux forçages. Toutefois nous reconnaissons que certains facteurs ne permettent pas de généraliser nos résultats. Par exemple nous avons montré que proche de la rivière Eastmain, les impacts de la rivière ne s'étendaient que sur moins de 10 km. Les résultats ne peuvent donc être généralisés que dans ce rayon. Auprès de la Grande Rivière, la bathymétrie et la présence des îlots rendent la dynamique des forçages variable. La méthode utilisée est novatrice, dans le système de la Baie James, pour comprendre la nature et l'amplitude des corrélations entre les différents forçages et les variations de salinité. Elle a l'avantage de suivre à différentes échelles de temps et d'espace la manière dont les phénomènes interagissent et de ce fait ouvre un champ d'interprétation plus large et plus précis. Ainsi, nous avons pu isoler les échelles temporelles privilégiées pendant lesquelles chaque forçage influençait la salinité. Aussi, nous avons pu comprendre quelles sont les variables physiques qui influencent le plus la variation de salinité. Cette approche est pratique, car elle permet de quantifier un ou plusieurs forçages en fonction de l'échelle temporelle des phénomènes.

Dans ce mémoire, nous avons montré qu'il existe une interdépendance entre les forçages sur la manière dont ils affectent la salinité. L'absence d'un de ces forçages, ou une mauvaise estimation de l'un d'entre eux, est susceptible de changer les prévisions des variations de salinité. Prendre en considération ces forçages est essentiel pour mieux comprendre l'impact de la variabilité saline sur l'environnement de la Baie James, en

particulier sur la santé de la zostère marine, qui constitue une préoccupation majeure pour les communautés locales de la baie James. Les modèles de régression linéaire multiples utilisés pouvaient expliquer près de la rivièrè Eastmain 42.1% de variance en surface contre 35.1% proche du fond. Le modèle de régression n'a pas réussi à reproduire des pics de faible salinité dans les séries temporelles en surface. Nous avons également montré que, du fait de la structure géomorphologique de la baie James, les résultats obtenus de nos mouillages ne peuvent automatiquement être généralisés. Nous recommandons d'installer davantage de mouillages particulièrement en hiver pour mieux saisir la dynamique globale de la salinité le long de la côte de la baie James. Ces mouillages permettront aussi d'évaluer l'énergie cinétique des marées. Cela permettrait d'étendre l'étude des impacts des courants à la période hivernale, quand les principaux changements de salinité s'opèrent, mais aussi de mieux estimer l'étendue du panache sous la glace.

De plus, les travaux présentés mettent en évidence une différence interannuelle des données de salinité probablement associée aux conditions climatiques. Elles devraient être quantifiées. Une des rares études ayant traité du bilan de chaleur et de la salinité dans ce système date de 1984 (Prinsenberg, 1984). Il est donc crucial, au vu de l'intérêt économique, social et scientifique de la Baie James, que davantage de recherches soient développées dans ce sens dans le contexte actuel de changement climatique afin de faciliter des prises de décision beaucoup plus avisées.

RÉFÉRENCES

- Chawla, A., Jay, D. A., Baptista, A. M., Wilkin, M. et Seaton, C. (2008). Seasonal variability and estuary-shelf interactions in circulation dynamics of a river-dominated estuary. *Estuaries and Coasts*, 31(2), 269–288.
- Dickey, M-H. (2015). Statut des herbiers de zostère marine sur la côte est de la baie James. Rapport interne, Environnement Canada, Québec, QC, 78 p.
- Dignard, N., Lalumière, R., Reed, A. et Julien, M. (1991). Habitats of the northeast coast of James Bay. *Canadian Wildlife Service Occasional Paper No. 70*.
- El-Sabh, M. I., & Koutitonsky, V. G. (1977). An Oceanographic Study of James Bay before the Completion of the La Grande Hydroelectric Complex. *Arctic*, 30(3), 169–186. <http://www.jstor.org/stable/40508845>
- Emery, W.J. et Thomson, R.E., (2001). Wavelet analysis. In: W.J. Emery, and R.E. Thomson (eds.), *Data analysis methods in physical oceanography*, pp. 2501–505. Amsterdam: Elsevier.
- FOPO (2008). Comité permanent des pêches et des océans. 2e session, 39e législature. Témoignages, mardi 4 mars 2008. Chambre des communes du Canada, 14 p.
- Freeman, N.G. (1982). Measurements and modelling of freshwater plumes under an ice cover. *Ocean Science and Surveys*, Dept. of Fisheries and Oceans, Burlington, Manus. Rept. Ser. No. 14, 155 p.
- Freeman, N.G., Roff, J.C. et Pett, R.J. (1982). Physical, chemical, and biological features of river plumes under an ice cover in James and Hudson Bays. *Le Naturaliste canadien*, 109, 745-764.
- Godin, G. (1972). *The analysis of tides*. Toronto: University of Toronto Press. 264 p.

- Galindo, V., Neumeier, U., Gosselin, M., Bélanger, S., Singh, R.K., Xie, H., Évrard, A., Caron, M., Montero-Serrano, J.C., 2020. Coastal oceanography of eastern James Bay, annual activity report from January to December 2019. Report prepared for the Niskamoon Corporation, Institut des sciences de la mer de Rimouski, 60 p.
- Granskog, M., Kuzyk, Z.A., Azetsu-Scott, K., et Macdonald, R.W., 2011. Distributions of runoff, sea-ice melt and brine using $\delta^{18}\text{O}$ and salinity data - a new view on freshwater cycling in Hudson Bay. *Journal of Marine Systems*, 88, 362–374.
- Grinsted, A., Moore, J. C. et Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561-566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>
- Hansen, D. V. et Rattray Jr, M. (1966). New dimensions in estuary classification. *Limnology and Oceanography*, 11: 319-25.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J., 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146, 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803
- Harlin, M. M. (1993). Changes in major plant groups following nutrient enrichment. In: J. McComb (ed.), *Eutrophic Shallow Estuaries and Lagoons*, pp. 173-187. Boca Raton (Florida): CRC Press, Inc.
- Hayeur, G. (2001). Synthèse des connaissances environnementales acquises en milieu nordique de 1970 à 2000. Hydro-Québec, Montréal. 110 p.

- Hydro-Québec et SEBJ (1985). Suréquipement de l'aménagement La Grande 2; rapport sur les études d'avant-projet. Volume 3 : Répercussions sur l'environnement. Hydro-Québec et Société d'énergie de la Baie James, 506 p.
- Hydro-Québec et SEBJ (1986). Suréquipement de l'aménagement La Grande 2; rapport sur les études d'avant-projet. Informations complémentaires. Hydro-Québec et Société d'énergie de la Baie James, Pagination multiple.
- Leblanc et al. (2022) Limited recovery following a massive seagrass decline in subarctic eastern Canada. *Global Change Biology* 29, 432-450. doi: 10.1111/gcb.16499
- Ingram, R. G. et Larouche, P. (1987). Variability of an under – ice river plume in Hudson Bay. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C9), 9541-9547.
- Ingram, R.G., Legendre, L., Simard, Y. et Lepage, S. (1985). Phytoplankton response to freshwater run off: the diversion of the Eastmain River, James Bay. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 42, 1216-1221
- IOC, IHO et BODC (2003). Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas. Published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans, British Oceanographic Data Centre, Liverpool.
- Jacques, C. 2005. Connaissez-vous les Jamésiens? Chibougamau: Centre régional de santé et de services sociaux de la Baie-James, Direction de la santé publique, 60 p.
- Kelble, C. R., Johns, E. M., Nuttle, W. K., Lee, T. N., Smith, R. H. et Ortner, P. B. (2007). Salinity patterns of Florida Bay. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71(1-2), 318-334. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.08.006>.
- Lalumière, R., Messier, D., Fournier, J. et McRoy, C.P. (1994). Eelgrass meadows in a low arctic environment, the northeast coast of James Bay, Quebec. *Aquatic Botany* 47, 303–315.

- Lalumière, R. et Lemieux, C. (2002). Suivi environnemental des projets La Grande-2-A et La Grande-1. La zostère marine de la côte nord-est de la baie James. Rapport synthèse pour la période 1988-2000. Rapport du Groupe conseil GENIVAR inc. pour la Direction Barrages et Environnement, Hydro-Québec Production, 92 p. et annexes.
- Larnder, M. M. (1968). The ice of Hudson Bay. In: Beals, C. S. (ed.), *Science, History and Hudson Bay*. Ottawa: Department of Energy, Mines and Resources. pp. 318-341.
- Lepage, S., et Ingram, R. G. (1986). Salinity intrusion in the Eastmain River estuary following a major reduction of freshwater input. *Journal of Geophysical Research*, 91(C1), 909. doi:10.1029/jc091ic01p00909
- Liu, B., Yan, S., Chen, X., Lian, Y., et Xin, Y. (2014). Wavelet analysis of the dynamic characteristics of saltwater intrusion – A case study in the Pearl River Estuary of China. *Ocean & Coastal Management*, 95, 81–92. doi:10.1016/j.ocecoaman.2014.03.027
- Messier, D. (2002). Suivi environnemental des projets La Grande-2-A et La Grande-1. Le panache de La Grande Rivière. Rapport synthèse pour la période 1987-2000. Direction Barrages et Environnement, Hydro-Québec Production. 73 p. et annexes.
- Messier, D., Lepage, S., et de Margerie, S. (1989). Influence du couvert de glace sur l'étendue du panache de La Grande Rivière (baie James). *Arctic*, 42(3), 278–284.
- Meyers, R. A. (2002). *Encyclopedia of Physical Science and Technology*. Amsterdam: University Press.
- Mix, D.F. et Olejniczak, K.J. (2003). *Elements of Wavelets for Engineers and Scientists*. Wiley-Inter Science.
- Meyers, S.D., Kelley, B.G. et O'Brien, J.J. (1993). An introduction to wavelet analysis in oceanography and meteorology: With application to the dispersion of the yanai waves. *Monthly Weather Review* 121: 2858–2866.

- Murty, T.S., et Barber, F.G. (1974). An assessment of ice transport in the Hudson Bay region. Proceedings of the Second International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, University Iceland.
- Niller, P.P. et Krauss, E.B. (1977). One dimensional models of the upper ocean. In Modelling and prediction of the upper layers of the ocean. In: E. B. Kraus (ed.), Proceedings of a NATO Advanced Study Institute. Oxford: Pergamon Press, pp. 143–172.
- Panizzo, A., Bellotti, G. et Girolamo, P.D. (2002). Application of wavelet transform analysis to landslide generated waves. Coastal Engineering 44: 321–338.
- Peck, G.S. (1978). James Bay oceanographic data report, Vol. 1: Winter, 1975 and 1976. Ocean and Aquatic Sciences, Central Region, Fisheries and Environment Canada, Burlington, Data Rep. Series, no. 78-1, 151 p.
- Peck, C. J., Kuzyk, Z.Z.A., Heath, J.P., Lameboy, J., et Ehn, J. K. (2022). Under-ice hydrography of the La Grande River plume in relation to a ten-fold increase in wintertime discharge. Journal of Geophysical Research: Oceans, 127, e2021JC018341.
- Postlethwaite, V.R., McGowan, A.E., Kohfeld, K.E., Robinson, C.L.K. et Pellatt M.G. (2018). Low blue carbon storage in eelgrass (*Zostera marina*) meadows on the Pacific Coast of Canada. PLOS ONE 13(6): e0198348.
- Prinsenber, S.J. (1977). Offshore oceanography of James Bay. James Bay Environment, 1976 Symposium, Proceedings. Montréal : Société d'Énergie de la Baie James. pp. 141-174.
- Prinsenber, S.J. (1982). Present and future circulation and salinity in James Bay. Naturaliste can., 109: 827-841.
- Prinsenber, S.J. (1986). Salinity and Temperature Distributions of Hudson Bay and James Bay. In: I.P. Martini (ed.) Canadian Inland Seas. Elsevier Oceanography Series 44, pp. 163–186.

- Prinsenber, S. J. (1994). Effects of Hydro-Electric Projects on Hudson Bay's Marine and Ice Environments. James Bay Publication Series, Hydro-Electric Development: Environmental Impacts, Paper N° 2.
- Prinsenber, S. J. et Freeman, N. G. (1986). Tidal Heights and Currents in Hudson Bay and James Bay. In: I.P. Martini (ed.) Canadian Inland Seas. Elsevier Oceanography Series 44, 205–216.
- Pritchard, D.W. (1952). Salinity distribution and circulation in the Chesapeake Bay estuarine system. *Journal of Marine Research* 11, 106e123.
- Shen, Z., Wang, W., et Mei, L. (1994). Fine structure of wind waves analyzed with wavelet transforms. *Journal of Physical Oceanography* 24: 1085–1094.
- Short, F.T. (2008). Report to The Cree Nation of Chisasibi on the status of eelgrass in James Bay. An assessment of Hydro-Quebec data regarding eelgrass in James Bay, experimental studies on the effects of reduced salinity on eelgrass, and establishment of James Bay environmental monitoring by the Cree nation. University of New Hampshire. 24 p. + annexes.
- Smith, T.J., Hudson, H.H., Robblee, M.B., Powell, G.V.N. et Isdale, P.J. (1989). Freshwater flow from the Everglades to Florida Bay: a historical reconstruction based on fluorescent banding in the coral *Solenastrea bournoni*. *Bulletin of Marine Science* 44, 274e282.
- Sola, J., Sorrell, B. K., Olesen, B., Søndergaard Jørgensen, M. et Lund-Hansen, L. C. (2020). Acute and prolonged effects of variable salinity on growth, gas exchange and photobiology of eelgrass (*Zostera marina* L.). *Aquatic Botany*, 165, 103236. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2020.103236>.
- St-Laurent, P., Straneo, F., Dumais, J.-F., & Barber, D. G. (2011). What is the fate of the river waters of Hudson Bay? *Journal of Marine Systems*, 88(3), 352–361.

- Teegavarapu, R. (2018). Trends and Changes in Hydroclimatic Variables: Links to Climate Variability and Change. Elsevier.
- Torrence, C., Compo, G. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79 (1), 61–78.
- Torrence, C. et. Webster P. J. (1999). Interdecadal changes in the enso-monsoon system. *Journal of Climate* 12 (8), 2679-2690.
- Touchette, B.W., Burkholder, J.M. (2000). Review of nitrogen and phosphorus metabolism in seagrasses. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 250, 133–167.
- Walter, R.K., O’Leary, J.K., Vitousek, S., Taherkhani, M., Geraghty, C. et Kitajima, A. (2020). Large-scale erosion driven by intertidal eelgrass loss in an estuarine environment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 243: 106910.