



COASTS, OCEANS,  
PORTS & RIVERS  
INSTITUTE

J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng. 2017, 143(5), 04017010  
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000394](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000394)

Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary.  
II: Reproduction of Spatial and Temporal Patterns  
Mô hình hoá thuỷ động lực cho cửa sông St. Lawrence  
II: Tái lập các hình thể không gian và thời gian

Pascal Matte • Yves Secretan • Jean Morin

Biên dịch: Nguyễn Quang Chiến  
GV Bộ môn Công trình Biển và Đường thuỷ  
Trường Đại học Thủy lợi



Image by hameleon4422 from Pixabay

# Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. II: Reproduction of Spatial and Temporal Patterns Mô hình hoá thủy động lực cho cửa sông St. Lawrence II: Tái lập các hình thể không gian và thời gian

Pascal Matte<sup>1</sup>, Yves Secretan<sup>2</sup>, Jean Morin<sup>3</sup>

1. Research Scientist, Environmental Numerical Prediction Research Section (RPN-E), Meteorological Research Division, Environment and Climate Change Canada, Government of Canada, 801-1550 avenue d'Estimauville, Québec, QC, Canada G1J 0C3 (corresponding author). ORCID: <http://orcid.org/0000-0003-0968-507X>. E-mail: [pascal.matte@canada.ca](mailto:pascal.matte@canada.ca)

2. Professor, Centre Eau Terre Environnement, Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE), Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada G1J 0C3. E-mail: [yves.secretan@ete.inrs.ca](mailto:yves.secretan@ete.inrs.ca)

3. Chief, Hydrology and Ecohydraulic Section, National Hydrological Service, Environment and Climate Change Canada, Government of Canada, 801-1550, avenue d'Estimauville, Québec, QC, Canada G1J 0C3. E-mail: [jean.morin@canada.ca](mailto:jean.morin@canada.ca)

Received: July 05, 2016 / Accepted: December 27, 2016 / Published online: March 27, 2017

Nhận bài: 5-6-2016 / Chấp nhận: 27-12-2016 / Đăng trực tuyến: 27-03-2017.

## Tóm tắt nội dung

This is the second part of an investigation aimed at documenting the tidal hydrodynamics of the St. Lawrence fluvial estuary (SLFE). In Part I, the calibration and validation of a high-resolution, two-dimensional (2D), time-dependent hydrodynamic model of the SLFE was presented. Herein, the process-based (structural) validation procedure used to quantitatively assess the ability of the model to reproduce spatial and temporal patterns observed in the field data is presented. Tidal and flow features were found to be reproduced satisfactorily in terms of their lateral and longitudinal variability at both the intratidal and fortnightly scales. These properties can be used to describe the real system dynamics, including flooding–drying processes, tidal propagation and modulation, and transient momentum balance, providing insights into the general physical processes of the SLFE and of large tidal rivers globally.

Đây là phần thứ hai của một nghiên cứu nhằm ghi lại chế độ thủy động lực vùng triều của cửa sông St. Lawrence (SLFE). Ở Phần I đã trình bày việc hiệu chỉnh và kiểm định một mô hình thủy động lực 2 chiều, diễn biến thời gian, có độ phân giải cao cho SLFE. Trong bài này sẽ trình bày thủ tục kiểm định dựa trên quá trình (cấu trúc) được dùng để đánh giá định lượng khả năng của mô hình tái lập được những dạng mẫu không gian và thời gian như đã quan trắc được tại thực địa. Các đặc điểm thủy triều và dòng chảy được thấy đã tái lập thỏa đáng về mặt biến đổi hướng ngang và dọc dòng chảy theo cỡ thời gian trong một con triều lần 14 ngày. Những thuộc tính đó có thể được dùng để mô tả động lực của hệ thống thật, bao gồm các quá trình ướt-khô, sự lan truyền và biến điệu sóng triều cũng như cân bằng động lượng tức thời, đã giúp làm sáng tỏ những quá trình vật lý chung của SLFE và của các sông vùng triều lớn trên toàn thế giới.

ASCE Subject Headings: Hydrodynamics, Time dependence, Two-dimensional models, Hydrologic models, Field tests, Validation, Calibration, Estuaries

Từ khóa chủ đề ASCE: Thủy động lực học, Phụ thuộc thời gian, Mô hình 2 chiều, Mô hình thủy văn, Kiểm tra thực địa, Kiểm định, Hiệu chỉnh, Cửa sông

## 1 Introduction | Giới thiệu

In the study of tidal rivers, the use of high-resolution hydrodynamic models is essential to understanding the complex interaction between tides, river flow, and geometry. Such tools enable reliable and sustainable ecosystem monitoring and are a prerequisite for predicting the likely consequences of management practices, anthropogenic changes, and natural events on a system [e.g., Araújo et al. (2008); Babu et al. (2005); Horsburgh and Wilson (2007); Morin and Champoux (2006); Picado et al. (2010)]. Furthermore, hydrodynamic models can be coupled or used as input to morphodynamic models (Nabi et al. 2012; Rinaldi et al.

Khi nghiên cứu các đoạn sông vùng triều, việc dùng mô hình thủy động lực với độ phân giải cao là thiết yếu để hiểu được sự tương tác phức tạp giữa thủy triều, dòng chảy sông, và địa hình. Những công cụ này cho phép giám sát hệ sinh thái một cách bền vững và tin cậy; chúng là yêu cầu tiên quyết để dự báo hệ quả từ những biện pháp quản lý, thay đổi do con người và những biến cố tự nhiên đối với hệ thống [Araújo và nnk. (2008); Babu và nnk. (2005); Horsburgh và Wilson (2007); Morin và Champoux (2006); Picado và nnk. (2010)]. Hơn nữa, mô hình thủy

2008), hydrologic models (de Paiva et al. 2013), advection–diffusion models (Bárcena et al. 2012; Simons et al. 2006), wave–current interaction models (Liu et al. 2007), and aquatic habitat models (Morin et al. 2003), among others.

In Part I (Matte et al. 2017), a high-resolution, two-dimensional (2D), time-dependent hydrodynamic model of the St. Lawrence fluvial estuary (SLFE) was presented, which includes a drying–wetting component that allows water in intertidal areas to be cyclically stored and evacuated. The numerical terrain model (NTM) is based on high-density topographic data stemming from light detection and ranging (LIDAR) surveys and multibeam bathymetric soundings. Friction fields are defined according to bottom substrate composition and macrophytes, whose coefficients were adjusted during calibration. A finite-element mesh with an average spatial resolution of 50 m was designed, far denser than that of previous/existing models, with refinements for regions of complex topography. The model was proven to be replicatively valid in that it matches the field data used during the calibration phase with high accuracy. Demonstration of model replicative validity was performed based on a comparison of modeled and observed water levels, mean water levels (MWLs), tidal ranges, and harmonic properties at 29 tide gauges and discharges at 13 transects during two simulation periods in June and August 2009 for which detailed data were available.

In this second part, a process-based validation is presented that exploits tide gauge observations and cross-sectional water-level and velocity data collected in the SLFE (Matte et al. 2014a). The focus of this process-based validation is oriented toward the reproduction of temporal and spatial patterns observed in the field data, along with quantities extracted from the reconstructed fields. These properties can be used to describe the real system dynamics, in terms of its lateral and longitudinal variability, at both the intratidal and fortnightly scales, providing new insights into the tidal hydrodynamics and circulation complexities of the SLFE.

động lực có thể được ghép hoặc dùng làm đầu vào cho mô hình động lực hình thái (Nabi và nnk. 2012; Rinaldi và nnk. 2008), mô hình thủy văn (de Paiva và nnk. 2013), mô hình chuyển tải - khuếch tán (Bárcena và nnk. 2012; Simons và nnk. 2006), mô hình tương tác sóng - dòng chảy (Liu và nnk. 2007), và mô hình quần xã thủy sinh (Morin và nnk. 2003), v.v.

Phần I (Matte và nnk. 2017) đã trình bày một mô hình thủy động lực học 2 chiều, diễn biến thời gian, có độ phân giải cao cho cửa sông St. Lawrence (SLFE); trong đó bao gồm thành phần khô-ướt để cho phép nước trong vùng liên triều được lưu trữ và thoát theo chu kỳ. Mô hình số địa hình (NTM) được dựa trên số liệu địa hình độ phân giải cao bắt nguồn từ đo đạc LIDAR và hồi âm đa chùm tia đo địa hình đáy. Trường ma sát được xác định theo thành phần lớp nền đáy và thực vật thủy sinh, với hệ số ma sát được điều chỉnh trong khâu hiệu chỉnh. Một lưới phần tử hữu hạn với độ phân giải không gian trung bình 50 m được thiết lập, dày hơn lưới của những mô hình trước/hiện có, và được làm mịn ở vùng có địa hình phức tạp. Mô hình cho thấy sự hợp lý có thể tái lập được vì cho kết quả phù hợp với số liệu thực địa được dùng trong khâu hiệu chỉnh với độ chính xác cao. Để biểu diễn tính hợp lý tái lập được của mô hình, đã tiến hành so sánh giữa các trị số tính toán và thực đo của các yếu tố mực nước, mực nước trung bình (MNTB), độ lớn triều, và đặc trưng điều hoà tại vị trí 29 trạm đo triều, cũng như lưu lượng tại 13 mặt cắt trong hai thời đoạn mô phỏng là tháng 6 và 8/2009, khi số liệu chi tiết đã sẵn có.

Phần thứ hai này trình bày khâu kiểm định bằng quá trình, trong đó khai thác số liệu quan trắc tại trạm đo triều và số liệu mực nước, lưu tốc thu thập trên SLFE (Matte và nnk. 2014a). Mục tiêu của công đoạn kiểm định quá trình này là nhằm hướng tới sự tái lập các mẫu động thái không gian và thời gian thấy được từ số liệu hiện trường, cùng với các đại lượng trích xuất từ các trường tái dựng được. Những thuộc tính này có thể dùng để mô tả động thái của hệ thống thực, về mặt biến động hướng ngang và hướng dọc sông, ở cả hai cỡ thời gian là nội trong kì triều lẫn 14 ngày, qua đó cung cấp thông tin mới ẩn sâu trong chế độ thủy động lực vùng triều và chế độ hoàn lưu phức tạp của hệ thống SLFE.

## 2 Data and Methods | Dữ liệu và phương pháp

### 2.1 Data | Dữ liệu

Detailed hydrodynamic data were collected in the SLFE during a field campaign conducted in the summer of 2009, as summarized in Part I. Data from an extended tide gauge network composed of 29 stations were obtained, along with water-level and velocity data simultaneously acquired along 13 transects [cf. Matte et al. (2017), Fig. 1], each repeatedly surveyed by boat during approximately one tidal cycle. At each measurement transect, the irregular mixed space–time data series were interpolated in space and in time, following a procedure developed by Matte et al. (2014b), to allow reconstruction of continuous and synoptic fields and facilitate comparison with model results. Details of the data processing and interpolation er-

Dữ liệu thủy động lực chi tiết được thu thập ở SLFE trong suốt đợt khảo sát thực địa tiến hành vào mùa hè 2009, như đã tóm tắt ở Phần I. Dữ liệu nhận được từ một mạng lưới trạm đo triều rộng khắp bao gồm 29 trạm, cùng với số liệu mực nước và lưu tốc thu được đồng thời trên 13 mặt cắt [xem Matte và nnk. (2017), Hình 1], từng số liệu mặt cắt được khảo sát lặp lại bằng thuyền chạy trong khoảng 1 chu kì triều. Tại mỗi mặt cắt đo đạc, chuỗi dữ liệu không đều đặn và hỗn hợp không gian-thời gian được nội suy cả theo không gian và theo thời gian, dựa vào một thủ tục lập bởi Matte và nnk. (2014b), vốn cho phép tái dựng lại các trường sy-nốp và liên tục cũng như thuận lợi để so sánh với kết quả mô hình. Chi tiết về xử lý dữ liệu và sai

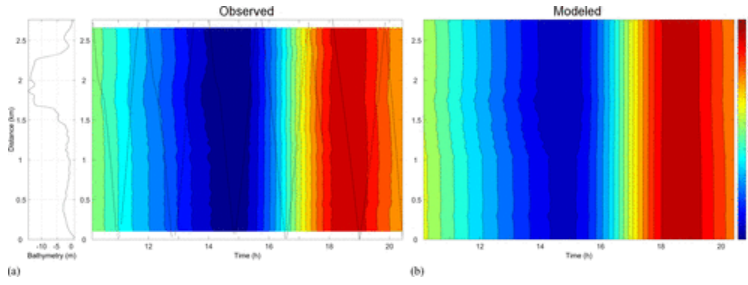
## 2.2 Model Validation | Kiểm định mô hình

In Part I, a replicative validation was performed, focusing on a comparison of observed and modeled water levels at the tide gauges and discharges at the transects. In this paper, a process-based validation is presented as a demonstration of the model's capability to reproduce the real system dynamics. The same 15-day simulation periods starting on June 14, 2009, 00:00:00 EDT, and August 19, 2009, 00:00:00 EDT, where transect data were acquired were used for this purpose. Measured and simulated data were used for direct comparisons, whereas quantities representative of the tidal dynamics were extracted from the observed and modeled fields and compared both qualitatively and quantitatively. The validation process involved the following steps:

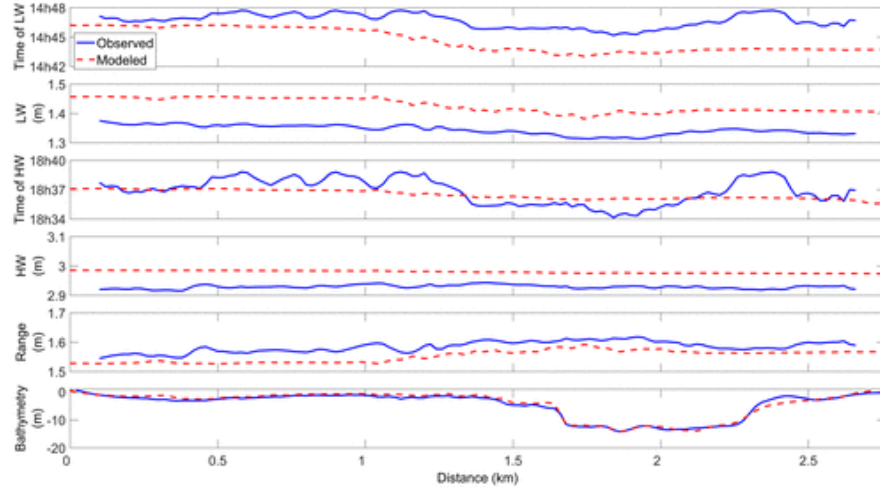
1. Lateral water level and velocity fields reconstructed over a tidal cycle were compared with model results at a selected transect to validate their general spatiotemporal patterns.
2. A series of variables extracted from the water level and velocity fields was used to quantify lateral and intratidal differences at the surveyed transect [namely, timing and height of low water (LW) and high water (HW), tidal range (TR), maximum velocity, timing of slack water, and inclination of velocity vectors].
3. Observed and modeled water-level time series were compared at the tide gauges for the two simulation periods and used to investigate tidal damping and distortion.
4. Tidal range and tidal datum levels [i.e., higher high water (HHW), MWL, and lower low water (LLW)] were extracted for conditions of neap, mean, and spring tides both at tide stations and along the thalweg. They were used to validate the longitudinal displacement of the tidal amplitude maximum and the fortnightly modulation of tidal datum levels, including the neap-spring reversal of LLWs.
5. Longitudinal and fortnightly variations in ebb and flood velocities and in the position of the upstream limit of current reversal were assessed based on modeled tidal velocities, extracted for conditions of neap, mean, and spring tides along the thalweg.
6. The flow distribution between the two arms of Orleans Island was validated with tidal discharge measurements at two transects. The velocity patterns at the island junction were analyzed based on model results over a tidal cycle.
7. Transient momentum balance was characterized based on a snapshot taken during spring tide, encompassing the various features observed during a tidal cycle (i.e., slack currents, peak ebb and flood currents).

Phần I đã thực hiện kiểm định tái lập, tập trung vào so sánh các mực nước quan trắc và mô hình hóa tại các trạm đo triều và lưu lượng tại các mặt cắt. Trong bài báo này, khâu kiểm định theo quá trình được trình bày để biểu diễn khả năng của mô hình trong việc tái lập chế độ động lực của hệ thống thực. Phục vụ cho mục đích này vẫn là thời đoạn mô phỏng 15 ngày bắt đầu từ 14/VI/2009 00:00 múi giờ Đông Mỹ, khi số liệu mặt cắt được thu thập. Các số liệu đo đạc và mô phỏng được dùng để so sánh, trong khi các đại lượng đặc trưng cho chế độ thủy động lực vùng triều được kết xuất từ các trường yếu tố quan trắc và mô phỏng để so sánh cả về định tính lẫn định lượng. Quá trình kiểm định gồm các bước sau:

1. Trường lưu tốc và mực nước hướng ngang sông tái dựng qua một chu kỳ triều được so sánh với kết quả mô hình tại mặt cắt lựa chọn để kiểm định những dạng mẫu tổng quát của chúng theo không-thời gian.
2. Một loạt các biến được kết xuất từ các trường lưu tốc và trường mực nước, và được dùng để lượng hóa sự khác biệt theo hướng ngang sông nội trong chu kỳ triều tại mặt cắt đo đạc [cụ thể, thời điểm xuất hiện và trị số mực nước thấp (MNT), mực nước cao (MNC), độ lớn triều (TR), lưu tốc cực đại, thời điểm nước đứng, và độ nghiêng của những vectơ lưu tốc].
3. Các chuỗi thời gian mực nước thực đo và mô hình hóa được so sánh tại các trạm thủy triều cho hai thời kỳ mô phỏng và được dùng để khảo sát hiện tượng tắt dần và biến dạng sóng triều.
4. Độ lớn triều và các mốc độ cao triều [tức mực nước đỉnh triều cao (MNĐTC), MNTB, và mực nước chân triều thấp (MNCTT)] được kết xuất cho các điều kiện triều kém, triều TB và triều cường, cả ở các trạm thủy triều lẫn dọc theo đường lạch sông. Chúng được dùng để kiểm định sự dịch chuyển hướng dọc sông của cực đại biên độ triều lẫn biến điệu các mốc độ cao triều trong kỳ 14 ngày, kể cả sự đảo ngược các MNCTT qua kỳ triều kém - triều cường.
5. Những thay đổi hướng dọc sông và thời đoạn 14 ngày về vận tốc triều rút + dâng, về vị trí giới hạn thượng lưu của nơi đổi dòng triều được đánh giá dựa theo vận tốc triều mô phỏng, kết xuất cho các điều kiện triều kém, TB, triều cường dọc theo đường lạch sâu.
6. Phân bố dòng chảy giữa hai nhánh quanh đảo Orleans được kiểm định với số liệu thực đo lưu lượng triều tại hai mặt cắt. Dạng vận tốc tại phân lưu được phân tích dựa trên kết quả mô hình qua một kỳ triều.
7. Cân bằng động lượng tức thời được đặc trưng dựa trên bức tranh tại một thời điểm thuộc kỳ triều cường, bao gồm những đặc điểm quan trắc được trong một kỳ triều (nước đứng, đỉnh các dòng triều rút và triều dâng).



Hình 1: | Fig. 1. (Color) Water levels (in meters) at Grondines on June 19, 2009, as a function of cross-sectional distance (or bathymetry) and time: (a) observed; (b) modeled (Note: Black dots represent the gridded data points along the boat track; time reference is EDT) • Mức nước (đơn vị mét) tại Grondines ngày 19/VI/2009, như một hàm số theo khoảng cách ngang mặt cắt (hay địa hình đáy) và thời gian: (a) quan trắc; (b) mô phỏng (Lưu ý: Các chấm đen biểu diễn những điểm dữ liệu lưới dọc đường đi của tàu; thời gian theo múi giờ Đông Mỹ)



Hình 2: | Fig. 2. (Color) Comparison between observed and modeled variables extracted from the water-level fields at Grondines on June 19, 2009, as a function of cross-sectional distance (or bathymetry): times and heights of LW, times and heights of HW, and tidal range • So sánh giữa các biến số quan trắc và mô phỏng trích xuất từ trường mực nước ở Grondines ngày 19/VI/2009, như một hàm số theo khoảng cách ngang mặt cắt (hoặc địa hình đáy): thời gian và mực nước thấp, thời gian và mực nước cao, cùng độ lớn triều

### 3 Results | Kết quả

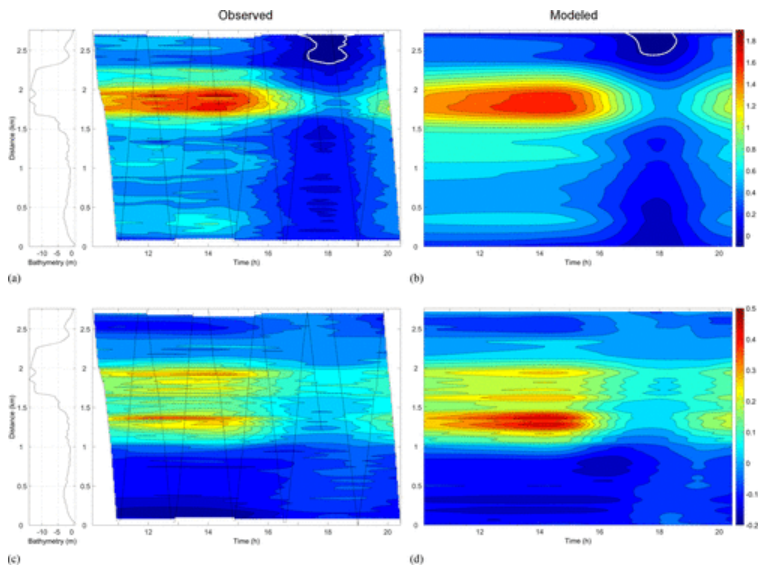
#### 3.1 Lateral and Intratidal Variability | Biến động hướng ngang và nội trong 1 con triều

The model was validated by comparison with water-level and velocity measurements at the surveyed transects. Results are presented in Figs. 1-4 for a selected river cross section located at Grondines [river kilometer (rkm) 179.5].

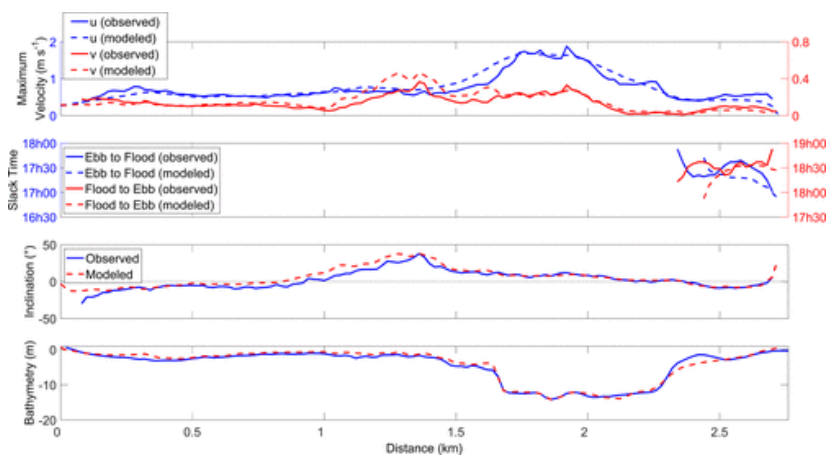
Observed and modeled water levels are shown in Fig. 1. The agreement between the two was found to be good, both in terms of synchronicity of the signals and reproducibility of the lateral patterns. Of particular interest is the lateral gradient that formed during the falling tide between 1.0 and 1.7 km from the south shore, which is responsible for the emptying of the tidal flats into the channel. Variables extracted from the water-level fields are shown in Fig. 2, allowing a quantitative assessment of model performance at the transect. The timing and heights of HW and LW and tidal range are plotted as a function of cross-sectional distance. LW occurred slightly (~1–5 min) earlier in the model data than in the observed data, with a later arrival and a higher level on the southern tidal flat (first kilometer). Modeled LW was also ~10 cm higher than expected, but it exhibited lateral gradients similar to those in the observations. The timing of HW in the model was relatively similar to that in the observations but showed less lateral variability. The modeled heights of HW were also higher than the observed heights, with the differences being smaller than those for LW (<10 cm); they remained almost unchanged across the section. Overall, the LW is more sensitive than HW to lateral gradients

Mô hình được kiểm định bằng cách so sánh với các trị số thực đo mực nước và lưu tốc tại các mặt cắt khảo sát. Kết quả được trình bày trên các Hình 1-4 cho một mặt cắt ngang sông lựa chọn tại Grondines [khoảng cách dọc sông 179.5 km].

Các mực nước quan trắc và mô phỏng được cho thấy trên Hình 1. Sự phù hợp giữa hai bộ số liệu khá tốt, kể cả về tính đồng bộ giữa hai tín hiệu lẫn khả năng tái lập các dạng mẫu dòng chảy ngang sông. Đặc biệt quan tâm là gradient hướng ngang sông được hình thành trong khi thủy triều hạ ở đoạn sông từ 1.0 km đến 1.7 km cách bờ nam, nơi bãi triều trút nước vào lòng sông. Các biến số trích xuất từ trường mực nước được cho thấy trên Hình 2 cho phép ta đánh giá định lượng về hiệu năng mô hình tại mặt cắt. Thời điểm xuất hiện, MNC, MNT và độ lớn triều được vẽ đồ thị như hàm số theo khoảng cách ngang mặt cắt. MNT xảy ra trong số liệu mô phỏng là hơi sớm (~1–5 phút) trước số liệu thực đo, với mực nước cao truyền tới chậm hơn và độ cao cũng lớn hơn ở phía bãi triều Nam (kilomet thứ nhất). Các MNT mô phỏng cũng cao hơn ~10 cm so với dự kiến, nhưng nó thể hiện các gradient hướng ngang sông tương tự như quan trắc. Thời điểm xuất hiện MNC trong mô hình thì khá giống quan trắc nhưng ít biến động hướng ngang hơn. Các MNC mô phỏng cũng cao hơn là quan trắc, với chênh lệch chỉ (<10 cm), không bằng trường hợp MNT; chênh lệch này gần như không đổi dọc theo cả đoạn sông. Nhìn tổng thể, so với MNC



Hình 3: | Fig. 3. (Color) Depth-averaged velocity components (in meters per second) at Grondines on June 19, 2009, as a function of cross-sectional distance (or bathymetry) and time: (a) observed  $u$  velocities; (b) modeled  $u$  velocities; (c) observed  $v$  velocities; (d) modeled  $v$  velocities (Note: Black dots represent the gridded data points along the boat track; white contours identify the slack waters; time reference is EDT) • Các thành phần lưu tốc trung bình độ sâu (đơn vị m/s) tại Grondines ngày 19/VI/2009, như một hàm số theo khoảng cách ngang mặt cắt (hay địa hình đáy) và thời gian: (a) thành phần  $u$  quan trắc; (b) thành phần  $u$  mô phỏng; (c) thành phần  $v$  quan trắc; (d) thành phần  $v$  mô phỏng (Lưu ý: Các chấm đen biểu diễn những điểm dữ liệu lưới dọc đường đi của tàu; các đường đồng mức trắng nhận diện thời điểm nước đứng; thời gian theo múi giờ Đông Mỹ)



Hình 4: | Fig. 4. (Color) Comparison between observed and modeled variables extracted from the velocity fields at Grondines on June 19, 2009, as a function of cross-sectional distance (or bathymetry): maximum absolute  $u$  and  $v$  velocities, times of slack water, and inclination of the tidal ellipse • So sánh giữa các biến số quan trắc và mô phỏng trích xuất từ trường mực nước ở Grondines ngày 19/VI/2009, như một hàm số theo khoảng cách ngang mặt cắt (hoặc địa hình đáy): các cực đại trị tuyệt đối lưu tốc  $u$  và  $v$ , thời điểm nước đứng, cùng độ nghiêng của elip triều

in bathymetry. As a result, the tidal ranges were larger in the channel than on the shoal at Grondines. They were lower in the model compared with observations, but they followed a similar trend. Slightly decreasing friction near Grondines would potentially reduce the local predicted tidal heights and increase tidal range. However, the observed differences mostly remain within measurements errors (Matte et al. 2014b). They can also be partly explained by differences between the bathymetry measured along the section and that obtained from the Canadian Hydrographic Service (CHS) soundings; they are referred to as observed and modeled bathymetries in bottom panel of Fig. 2, the latter being the one actually incorporated in the NTM.

Depth-averaged  $u$  and  $v$  velocity components are shown in Fig. 3, corresponding to the along- and cross-channel velocities, respectively. Current reversals occurred only on the north shore during the surveyed period (identified as a white contour in Fig. 3). The highest  $u$  velocities were concentrated in the channel, whereas  $v$  velocities presented two distinct regions characterized by large positive values (oriented to the north). The southernmost region is the result of the tidal flats emptying into the channel, in concordance with the observed lateral gradients in water levels (cf. Fig. 1). The second region is in the channel and likely corresponds to the effects of local channel curvature on the velocity directions. These general flow features were adequately reproduced by the model, suggesting that the lateral variations in topography and friction were well captured. Variables extracted from the velocity fields are presented in Fig. 4. The modeled maximum  $u$  and  $v$  velocities were found to have patterns very similar to those of the observations, although they were slightly higher in the tidal flat, between 1.0 and 1.7 km. Part of these discrepancies may be explained by interpolation errors in the observed data, which amount to approximately 0.1 m/s at Grondines (Matte et al. 2014b). Conversely, the observed times of slack water in both the ebb-to-flood and flood-to-ebb transitions [i.e. the low-water slack (LWS) and high-water slack (HWS)] were found to be relatively well synchronized with the model. Current reversals, however, occurred within a shorter distance from the north shore in the model. Finally, the inclination of the tidal ellipse formed by the velocity vector over a tidal cycle (a measure of the relative strength of the lateral and longitudinal velocity components) presented generally small differences between the model and observations. The highest inclinations were found in the southern tidal flat, where lateral exchanges are maximal.

Although comparisons are herein limited to one cross section, detailed results for all surveyed transects have been given by Matte (2014, Appendix 3).

### 3.2 Longitudinal and Neap–Spring Variability | Biến động hướng dọc và theo triều cường-kém

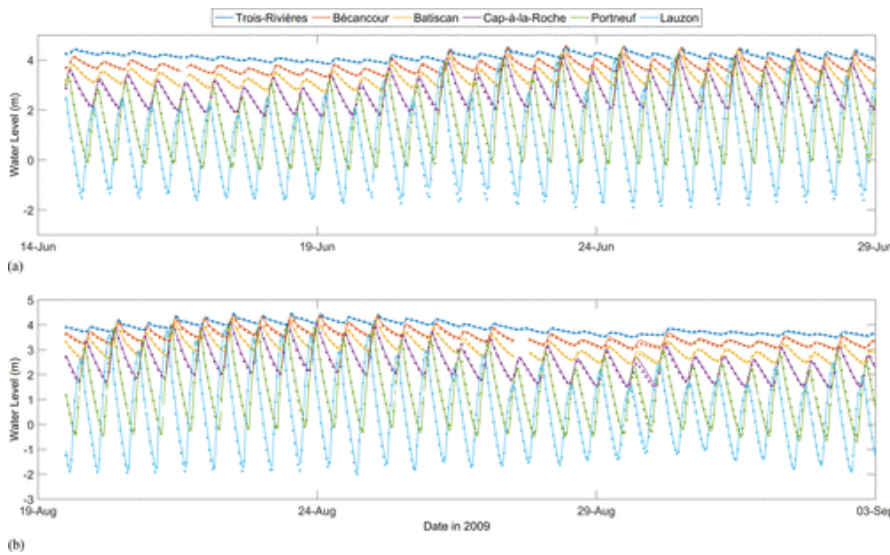
An appreciation of the longitudinal variations in tidal amplitude, signal distortion, and neap–spring variability in the system can be gained by comparing the observed and modeled water levels for the two simulation periods of

thì MNT nhạy hơn về các gradient hướng ngang của địa hình đáy. Hệ quả là, các độ lớn triều trong lòng sông thì lớn hơn so với trên các bãi ngầm ở Grondines. Trị số này trong mô hình đều thấp hơn so với thực đo, song chúng đều có xu hướng tương đồng. Việc ma sát hơi giảm đi ở gần Grondines có thể sẽ làm giảm mực nước triều dự đoán tại chỗ và làm tăng độ lớn triều. Tuy nhiên, những khác biệt quan trọng được chủ yếu vẫn trong phạm vi những sai số đo đạc (Matte và nnk. 2014b). Chúng có thể phần nào được giải thích bằng những khác biệt giữa địa hình đo đạc đoạn sông và thu được từ đo hồi âm thực hiện bởi Cục thủy đạc Canada (CHS) vốn được gọi là địa hình thực đo và mô phỏng trong khung dưới cùng của Hình 2; địa hình mô phỏng là cái được ghép vào trong NTM.

Các thành phần lưu tốc trung bình độ sâu  $u$  và  $v$  được cho thấy trên Hình 3, tương ứng lần lượt với các lưu tốc hướng dọc và ngang sông. Sự đảo dòng chảy chỉ xảy ra ở bờ Bắc trong suốt khoảng thời gian khảo sát (chỉ định bởi đường màu trắng trên Hình 3). Lưu tốc  $u$  lớn nhất tập trung trong lòng dẫn, còn lưu tốc  $v$  thể hiện hai vùng tách biệt đặc trưng bởi giá trị dương lớn (hướng về phía Bắc). Miền phía Nam là kết quả của các bãi triều trút nước vào lòng sông, thống nhất với các gradient mực nước hướng ngang quan sát thấy (xem Hình 1). Miền thứ hai là ở trong lòng sông và dường như tương ứng với hiệu ứng của đoạn sông cong đối với hướng vận tốc. Những đặc điểm chung của dòng chảy này được tái lập khá đủ bởi mô hình, điều đó cho thấy rằng biến động hướng ngang về đại hình và ma sát được nắm bắt tốt. Các biến trích xuất từ trường lưu tốc được thể hiện trên Hình 4. Cực trị lưu tốc mô phỏng  $u$  và  $v$  được thấy có dạng rất giống với thực đo, dù chúng hơi cao hơn ở bãi triều, chỗ giữa 1.0 và 1.7 km. Khác biệt này phần nào có thể giải thích bởi sai số nội suy trong số liệu quan trắc, vốn xấp xỉ 0.1 m/s ở Grondines (Matte và nnk. 2014b). Trái lại, các thời điểm quan trắc nước đứng ở cả lúc chuyển tiếp từ dòng chảy ngược qua xuôi, lẫn chuyển dòng từ xuôi sang ngược [nghĩa là nước đứng triều thấp (LWS) lẫn nước đứng triều cao (HWS)] đều cho thấy khá đồng pha với mô hình. Tuy vậy, sự đảo dòng xảy ra trong một khoảng cách ngắn từ bờ Bắc ở mô hình. Sau cùng, độ nghiêng của elip triều tạo bởi vec-tơ vận tốc trong một chu kỳ triều (độ đo cường độ tương đối của các thành phần lưu tốc hướng ngang và hướng dọc sông) thể hiện khác biệt khá nhỏ giữa mô hình và quan trắc. Những độ nghiêng lớn nhất có thể thấy ở bãi triều phía Nam, nơi những trao đổi hướng ngang là mạnh nhất.

Mặc dù các so sánh ở đây đều giới hạn trong một mặt cắt, song kết quả chi tiết cho tất cả các mặt cắt khảo sát đã được Matte (2014, Phụ lục 3) trình bày.

Để hình dung được những thay đổi hướng dọc sông về biên độ triều, mức biến dạng tín hiệu, và sự biến đổi triều cường-kém trong hệ thống, ta có thể so sánh các mực nước quan trắc và tính toán cho hai thời đoạn mô phỏng



Hình 5: | Fig. 5. (Color) Observed (solid lines) and modeled (dotted lines) water levels from the global model at six permanent tide gauges for the two simulation periods: (a) June 14–29, 2009; (b) August 19–September 3, 2009  
 • Các mực nước đo đạc (nét liền) và mô phỏng (nét đứt) từ mô hình miền lớn tại 6 trạm đo triều cố định cho hai thời đoạn mô phỏng: (a) 14-29/VI/2009; (b) 19/VIII-3/IX/2009

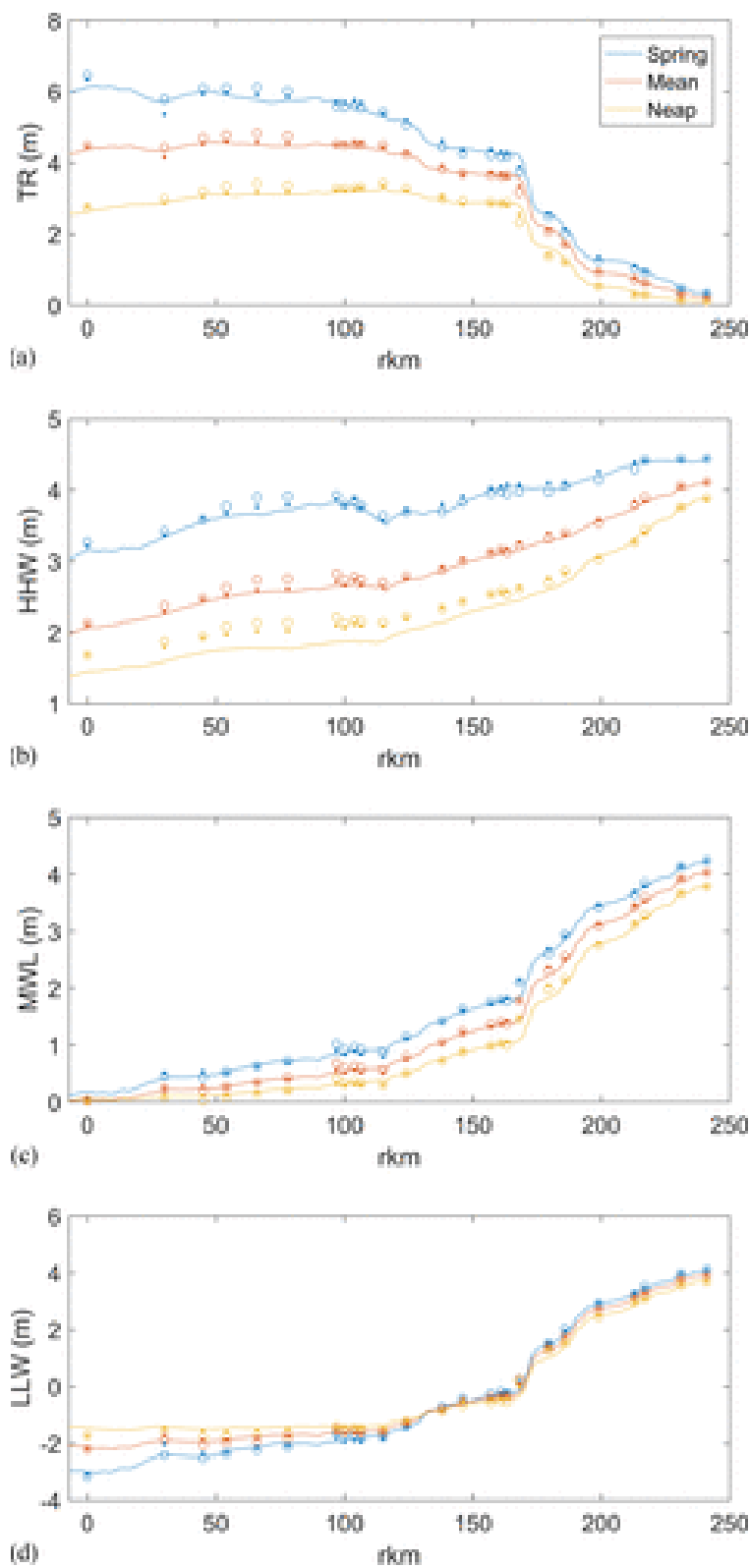
June and August 2009 (Fig. 5). From downstream to upstream, the tidal wave is progressively damped and distorted, with significantly shorter rising than falling tides. Generally, the observed water levels were well reproduced by the model at the stations during both neap and spring tides. Fortnightly variations in MWL were also well captured at upstream stations [e.g., Trois-Rivières (rkm 231) and Bécancour (rkm 217)]. However, the differences between observed and modeled water levels at Bécancour were larger in August than June, with MWL being lower than expected in August (cf. Matte et al. 2017, Table 3). This points toward a gradual underestimation of friction in the Gentilly shoal, located 2 km downstream of Bécancour, following the growth of macrophytes during summer. The same friction field (cf. Matte et al. 2017, Fig. 3) was used during both simulation periods, but time-varying friction based on density and growth phase factors could be implemented to take this effect into account (Morin et al. 2000).

The observed and modeled signals at the stations were used to extract information on tidal range, HHW, MWL, and LLW. They are presented in Fig. 6 and compared with modeled longitudinal profiles aligned with the thalweg for the simulation of August 2009. Tidal ranges were significantly reduced landward, exceeding 6 m downstream during spring tides and almost vanishing upstream during neap tides. Most of the damping occurred between Portneuf (rkm 163.5) and Cap-à-la-Roche (rkm 186) as a result of the presence of rapids associated with a sharp increase of the bottom slope. Over the neap–spring cycle, modulations of the tidal ranges were significantly more pronounced at downstream stations, with differences in tidal range between spring and neap tides exceeding 3 m at Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0). More specifically, during the analyzed period, observed tidal ranges were the largest in the St. Lawrence at Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0) during spring tides, whereas during neap tides, they reached their maximum at Saint-François, about 66 rkm upstream. In other words, tidal amplification occurring in the estuary persists further landward during neap tides than spring tides. Overall, these features were well captured by the model, as shown by the proximity of the

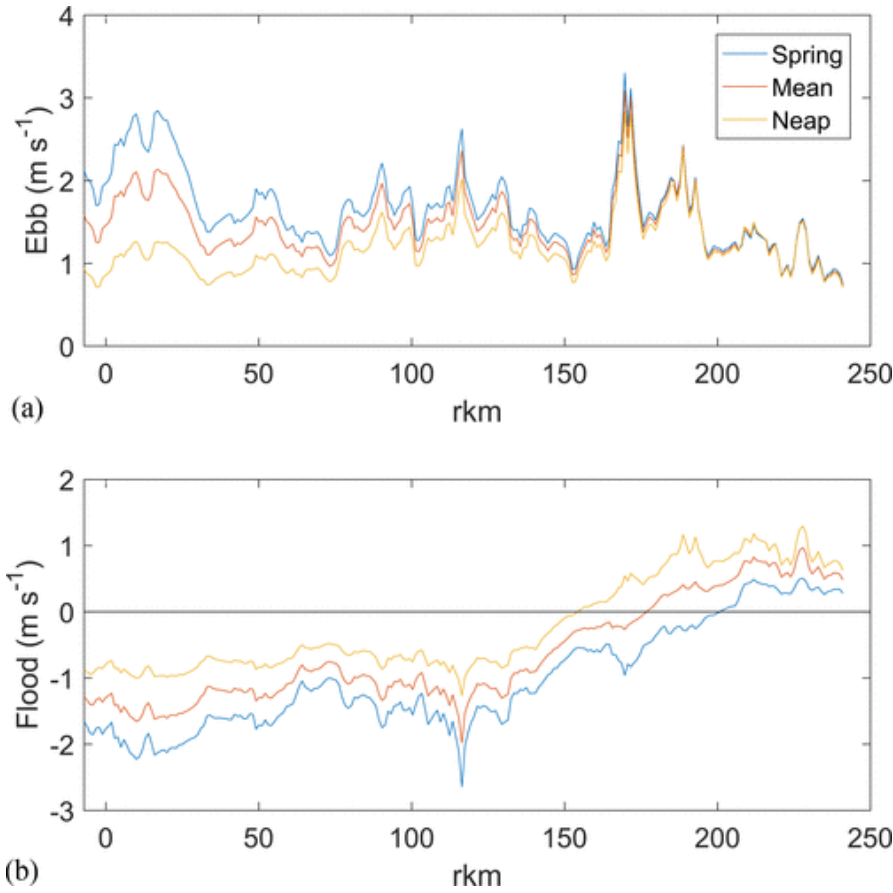
là tháng VI và VIII/2009 (Hình 5). Từ hạ lưu lên thượng lưu, sóng triều dần bị tắt và biến dạng, với thời gian triều lên ngắn hơn đáng kể so với thời gian triều hạ. Nhìn chung, mực nước thực đo đều được mô hình tái lập tốt ở các trạm, kể cả kì triều cường lẫn triều kém. Những thay đổi giai đoạn 14 ngày của MNTB cũng được nắm bắt tốt ở những trạm thượng lưu [như Trois-Rivières (km 231 ds) và Bécancour (km 217 ds)]. Tuy nhiên, chênh lệch giữa các mực nước thực đo và mô phỏng ở Bécancour vào tháng VIII thì lớn hơn so với tháng VI, với MNTB tháng VIII thấp hơn dự kiến (xem Matte và nnk. 2017, Bảng 3). Điều này chỉ ra việc ước tính dần thiên nhỏ của ma sát ở bãi ngầm Gentilly, nằm cách Bécancour 2 km về phía hạ lưu, do sự sinh sôi của thực vật vào mùa hè. Cũng trường ma sát đó (xem Matte và nnk. 2017, Hình 3) đã được dùng cho cả hai kì mô phỏng, nhưng còn có thể tính ma sát biến đổi theo mật độ và giai đoạn sinh trưởng của cây để xét đến ảnh hưởng thực vật đã nêu (Morin và nnk. 2000).

Những tín hiệu quan trắc và mô hình hóa tại trạm được dùng để trích xuất thông tin độ lớn triều, MN cao ngày, MNTB, và MN thấp ngày. Chúng được thể hiện trên Hình 6 và so sánh với các mặt cắt dọc mô hình chạy theo lạch sông trong mô phỏng VIII/2009. Độ lớn triều bị giảm đáng kể khi đi sâu vào đất liền, vượt hơn 6 m ở hạ lưu trong kì triều cường và gần như triệt tiêu ở thượng lưu vào kì triều kém. Phần lớn sự tắt dần sóng triều xảy ra giữa Portneuf (km 163.5 ds) và Cap-à-la-Roche (km 186 ds) do hệ quả của sự hiện diện những ghềnh dốc. Qua một chu kì triều cường-kém, sự biến điệu biên độ triều rõ ràng hơn đáng kể ở những trạm hạ lưu, với sự chênh lệch độ lớn giữa triều cường và triều kém vượt quá 3 m ở Saint-Joseph-de-la-Rive (km 0 ds). Cụ thể hơn, trong thời đoạn được phân tích, các độ lớn triều quan trắc lớn nhất trên dòng St. Lawrence tại Saint-Joseph-de-la-Rive (km 0 ds) vào kì triều cường, còn kì triều kém, chúng lan đến điểm cực đại ở Saint-François, khoảng 66 km ds về phía thượng lưu. Nói cách khác, sự khuếch đại sóng triều xảy ra ở cửa sông duy trì sâu hơn vào phía đất liền trong kì triều kém hơn là kì triều cường. Nói chung, những đặc điểm này đều được mô hình nắm bắt tốt, như cho thấy bởi sự tương đồng giữa các số liệu quan trắc và mô hình hóa (thể hiện lần lượt bởi các vòng tròn và điểm chấm ở Hình 6). Tuy vậy,

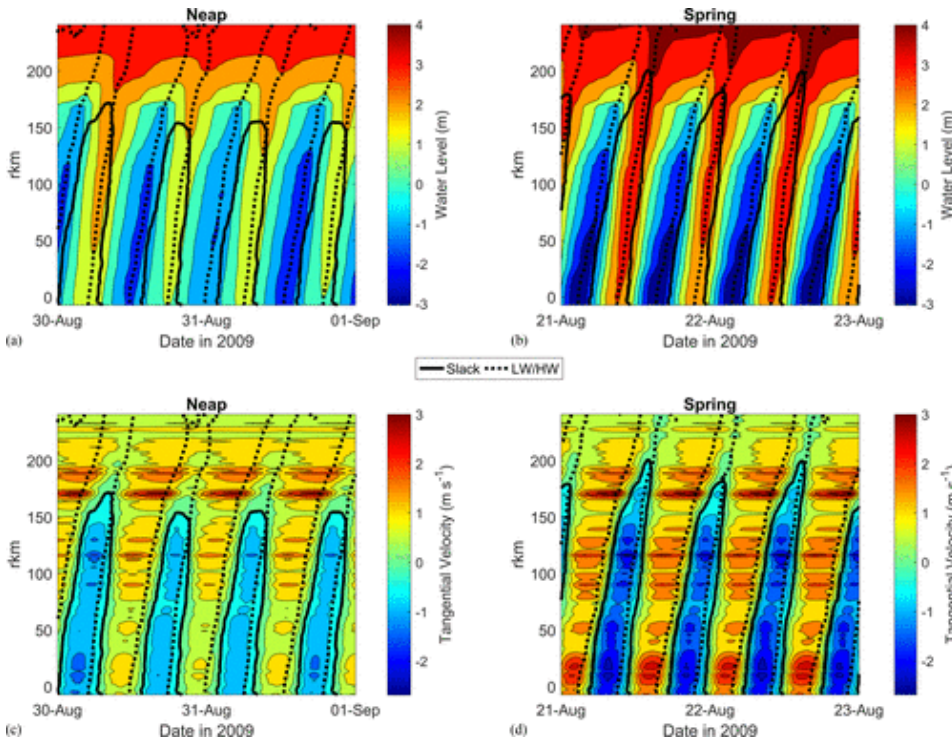




Hình 6: | Fig. 6. (Color) Longitudinal and neap-spring variability in water levels—modeled longitudinal profiles aligned with the thalweg (solid lines), along with observed (circles) and modeled (dots) values at the stations under conditions of spring (blue), mean (red), and neap (yellow) tides for the simulation period of August 19 through September 3, 2009: (a) TR; (b) HHW; (c) MWL; (d) LLW • Sự biến đổi dọc sông và giữa kì triều kém-cường của mực nước mô phỏng - các mặt cắt dọc sông theo đường lạch sâu (nét liền) kèm theo các trị số đo đạc (vòng tròn) và mô phỏng (điểm chấm) tại các trạm đo trong điều kiện triều cường (xanh lam), trung bình (đỏ) và triều kém (vàng) trong thời đoạn mô phỏng từ 19/VIII đến 3/IX/2009: (a) độ lớn triều; (b) MN cao nhất ngày; (c) MNTB; (d) MN thấp nhất ngày



Hình 7: | Fig. 7. (Color) Longitudinal and neap–spring variability in velocities—modeled longitudinal profiles under conditions of spring (blue), mean (red), and neap (yellow) tides for the simulation period of August 19 through September 3, 2009: (a) maximum ebb velocity; (b) maximum flood velocity (Note: Negative flood velocities are oriented in the landward direction) • Sự biến đổi dọc sông và giữa kì triều kém-cường của lưu tốc mô phỏng cho profile hướng dọc trong các điều kiện triều cường (xanh lam), triều trung bình (đỏ) và triều kém (vàng) với thời đoạn mô phỏng 19/VIII-3/IX/2009: (a) lưu tốc triều rút tối đa; (b) lưu tốc triều dâng tối đa (Lưu ý: lưu tốc triều dâng có trị số âm thì hướng về phía đất liền)



Hình 8: | Fig. 8. (Color) Longitudinal and temporal variability during neap and spring tides for the simulation in August, 2009: (a and b) water levels; (c and d) tangential velocities (Note: Thick black contours indicate the time and location of slack currents; black dotted lines show the time and location of LW and HW) • Sự biến đổi dọc sông và theo thời gian trong kì triều kém và triều cường đối với mô phỏng VIII/2009: (a và b) mực nước; (c và d) lưu tốc hướng tiếp tuyến (Lưu ý: Các đường đậm nét màu đen cho thấy thời gian và vị trí xảy ra nước đứng; các đường đứt nét màu đen cho thấy thời gian và vị trí nước thấp và nước cao)

observed and modeled data (represented by circles and dots in Fig. 6, respectively). However, the model tended to push the amplitude maximum upstream toward Lauzon (rkm 100) during neap tides, possibly as a result of underestimated friction between the Orleans Island and the downstream boundary. Differences between the station data and the longitudinal profiles are an indication of the lateral variability in tidal ranges throughout the system. Smaller tidal ranges near the shore than in the channel were generally observed as the extent of tidal flats increased, for example, between Deschambault (rkm 168) and Cap-à-la-Roche (rkm 186), as also shown in Fig. 2. These smaller tidal ranges correlated with larger MWL on the shore.

Both HHW and MWL were systematically higher on spring tides than on neap or mean tides. Longitudinal variations of HHW were, however, smoother (almost linear landward of the Quebec Bridge; rkm 115) than MWL and LLW because they are less affected by longitudinal changes in bottom slope. In contrast, at the neap-spring scale, HHWs were quite variable throughout the system, with a range of variability decreasing landward. Downstream, differences in HHW between spring and neap tides were similar to those in LLW, as they mostly arise from the amplitude difference between M2 and S2. LLWs were higher on neap tides than on spring tides, but they presented almost identical heights over roughly 115 rkm during neap tides, from Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0) to the Quebec Bridge (rkm 115). This follows the amplification of the tidal ranges only occurring between these stations during neap tides. The neap-spring modulations of MWL gradually increased from Saint-Joseph-de-la-Rive (rkm 0) landward, reaching a maximum between Portneuf (rkm 163.5) and Cap-à-la-Roche (rkm 186). Upstream, even though the tidal range became weak, the MWL still varied by more than 0.5 m over the neap-spring cycle as a result of the nonlinear growth of low-frequency compound tides (e.g., MSf), thus exceeding the semidiurnal tide in amplitude. As a result, both HHW and LLW presented larger variations than what tidal range alone could explain. Furthermore, because the MWL was much lower on neap tides, the LLW also occurs on neap tides at upstream locations. This shift in the relative levels of LLW between neap and spring tides typically occurs around Deschambault (rkm 168), where the amplitude of the fortnightly tidal component (MSf) is equal to that of S2 (Hoitink and Jay 2016). However, it could appear sooner or later (in the rkm sense) depending on tidal and river flow conditions. In fact, in the present example, this transition seemed to occur earlier (around Neuville; rkm 138), although this may be a result of the rather short simulation period used to extract the tidal datum levels, comprising only one neap-spring cycle.

Lateral differences between the near-shore stations and the channel profiles were the most significant with HHW, especially during neap tides. Similarly, the discrepancies between observed and modeled HHW were the largest among all tidal datum levels. These differences could be attributable to lateral gradients in topography or friction, but further investigation is needed to identify the exact

mô hình có xu hướng đẩy cực đại biên độ về phía thượng lưu tới Lauzon (km 100 ds) trong kì triều kém, có thể là do ước tính thiên nhỏ ma sát giữa Đảo Orleans và biên hạ lưu. Chênh lệch giữa số liệu trạm và các mặt cắt dọc là một dấu hiệu cho thấy sự biến động hướng ngang của độ lớn triều xuyên suốt hệ thống. Thường quan sát thấy độ lớn triều bé hơn xuất hiện ở gần bờ so với giữa dòng, khi phạm vi bãi triều mở rộng, như ở giữa Deschambault (km 168 ds) và Cap-à-la-Roche (km 186 ds), cũng chỉ ra trên Hình 2. Các độ lớn triều nhỏ hơn này cũng tương quan với MNTB cao hơn sát bờ.

Cả mực nước cao ngày (MNCN) và MNTB đều cao hơn, một cách có hệ thống, vào kì triều cường so với triều kém hoặc triều trung bình. Tuy nhiên, những biến động hướng dọc sông của MNCN lại trơn hơn (gần như tuyến tính kể từ Cầu Quebec; km 115 ds về phía đất liền) so với MNTB và mực nước thấp ngày (MNTN) vì chúng ít chịu ảnh hưởng bởi những thay đổi độ dốc đáy theo hướng dọc sông. Trái lại, ở quy mô triều kém/cường, các mực nước cao ngày lại biến động khá mạnh xuyên suốt hệ thống, với một phạm vi biến động nhỏ dần về phía đất liền. Về phía hạ lưu, những khác biệt về mực nước cao ngày giữa triều cường và triều kém cũng tương tự như các giá trị về MNTN, vì chúng bắt nguồn từ sự chênh lệch biên độ giữa M2 và S2. Các MNTN vào kì triều kém thì đều cao hơn vào kì triều cường, nhưng chúng biểu diễn gần như chiều cao y hệt trên suốt khoảng 115 km dọc sông suốt kì triều kém, từ Saint-Joseph-de-la-Rive (km 0 ds) tới Cầu Quebec (km 115 ds). Điều này tiếp theo việc khuếch đại độ lớn triều chỉ xuất hiện giữa những trạm đo này trong kì triều kém. Sự biến điệu kì triều kém/cường của MNTB dần tăng từ Saint-Joseph-de-la-Rive (km 0 ds) về phía đất liền, đạt tới cực đại giữa Portneuf (km 163.5 ds) và Cap-à-la-Roche (km 186 ds). Ở thượng lưu, dù cho độ lớn triều suy yếu, MNTB vẫn biến động hơn 0.5 m qua chu kì triều cường-kém do sự tăng trưởng phi tuyến của triều phức hợp tần số thấp (như MSf), do vậy vượt quá triều bán nhật xét về biên độ. Kết quả là, cả mực nước cao ngày và MNTN đều thể hiện những biến động lớn hơn những gì có thể giải thích chỉ với độ lớn triều. Hơn nữa, vì MNTB thấp hơn nhiều vào các kì triều kém, MNTN cũng xuất hiện ở kì triều kém tại những vị trí thượng lưu. Sự dịch chuyển về MNTN tương đối giữa các kì triều kém và triều cường điển hình xảy ra quanh Deschambault (km 168 ds), nơi mà biên độ của thành phần triều 14 ngày (MSf) bằng biên độ S2 (Hoitink và Jay 2016). Tuy nhiên, nó có thể xuất hiện sớm hoặc muộn hơn (theo số km ds), tùy thuộc vào điều kiện thủy triều và dòng chảy sông. Thực ra, ở ví dụ hiện tại, sự chuyển biến này dường như xuất hiện sớm hơn (quanh Neuville; km 138 ds), dù rằng điều này có thể là kết quả của việc dùng thời đoạn mô phỏng ngắn để kết xuất các mực cao độ thủy triều, chỉ bao gồm một chu kì triều kém/cường.

Chênh lệch hướng ngang sông giữa các trạm gần bờ và profile lòng dẫn là đáng kể nhất với mực nước cao ngày, đặc biệt là trong kì triều kém. Tương tự, những khác biệt giữa mực nước cao ngày quan sát và mô phỏng là lớn nhất giữa tất cả các mực chuẩn cao độ. Những chênh lệch này có thể là do gra-dien hướng ngang của địa hình hoặc ma sát, nhưng cần có nghiên cứu sâu thêm để nhận diện chính

source of variability.

Tidal velocities were also characterized by strong longitudinal and neap–spring variability (Fig. 7). Maximum ebb velocities generally occur during the falling tide, slightly before low tide. They were the strongest around Île aux Coudres (cf. Matte et al. 2017, Fig. 1) and under the Québec Bridge (rkm 115) and Richelieu rapids near Deschambault (rkm 168), where they exceeded 3 m/s under spring-tide conditions. Downstream, ebb velocities during spring tides were approximately twice as strong as during neap tides. This neap–spring variability was reduced moving upstream, up to Deschambault, landward of which the tidal range had practically no effect on peak ebb velocities, as they were mostly controlled by the river discharge. In contrast, peak flood velocities exhibited marked variations between neap- and spring-tide conditions throughout the system. They were the highest at the Québec Bridge constriction, the narrowest and deepest section of the St. Lawrence, but not so strong at Deschambault compared with its respective ebb velocities. This is attributable to the rapid widening of the Deschambault cross section on the rising tide, which is associated with large intertidal flats, proportionally reducing the flood velocities as they get flooded.

Another manifestation of the neap–spring variability appears in the location of the upstream limit of current reversal. This is illustrated in Fig. 7 by the flood velocities crossing zero (i.e., reaching slack current) before becoming positive. In the present case, the upstream limit of current reversals moved between rkm 154 (neap tide) and rkm 200 (spring tide), but it is expected to vary even further in each direction under more extreme conditions of tidal range and river flow. Upstream of this limit, the tidal current was decelerated during the rising tide and accelerated during the falling tide. Lateral patterns in flow reversal were also observed, as illustrated in Fig. 3 by the white contours identifying the slack waters. Overall, these lateral patterns were characterized by current reversals being lagged and occurring earlier near the shore than in the channel [see also Matte (2014), Appendix 3].

Fig. 8 provides a detailed picture of the longitudinal and temporal variability of water levels and velocities, separately for neap and spring tides, from which the longitudinal profiles of Figs. 6 and 7 were extracted. Although Fig. 8 summarizes some of the information noted previously, the following additional features are worthy of note:

1. Tides are progressive in nature and become increasingly asymmetric moving upstream. The LWs propagate slower than the HWs, and the rising tide is considerably shortened compared with the falling tide, as shown by the diminishing distance separating the black dotted lines in Fig. 8. Landward of Deschambault (rkm 168), this asymmetric behavior was accentuated as the tide entered the tidal-fluvial reach (see Discussion for details on the reach classification). It was also exacerbated during spring tides compared with neap tides.
2. The duration of flood currents, circumscribed by the thick black contours in Fig. 8, was approximately

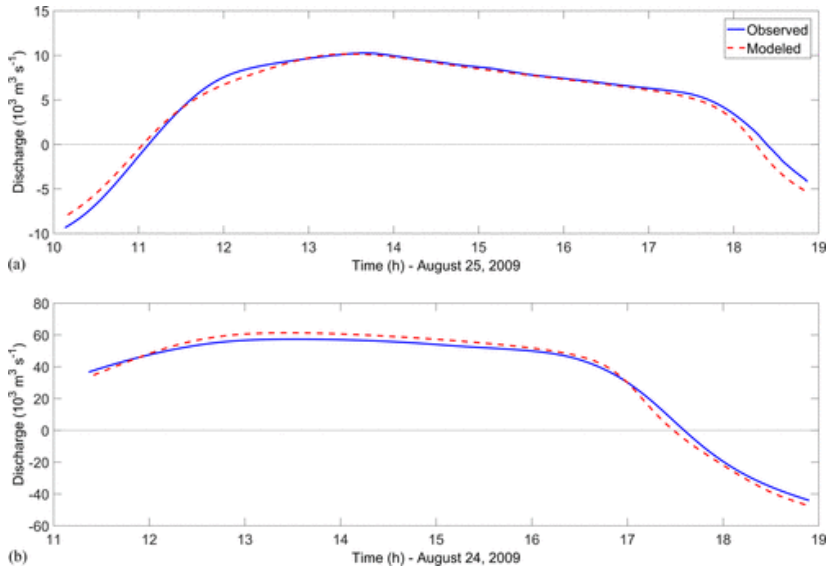
xác nguồn gốc biến đổi.

Vận tốc triều cũng được đặc trưng bởi biến động mạnh theo hướng dọc sông và giữa kì triều cường-kém (Hình 7). Lưu tốc triều rút tối đa thường xảy ra ở chân triều rút, sớm hơn điểm chân triều một chút. Dòng triều mạnh nhất ở quanh Île aux Coudres (xem Matte và nnk. 2017, Hình 1) và dưới Cầu Québec (km 115 ds) và ghềnh Richelieu gần Deschambault (km 168 ds), nơi lưu tốc nêu trên vượt quá 3 m/s trong điều kiện triều cường. Phía hạ lưu, lưu tốc triều rút kì triều cường gấp khoảng hai lần vào kì triều kém. Sự biến động theo kì triều này thì giảm bớt khi di chuyển lên thượng lưu, đến tận Deschambault, từ đó về phía đất liền thì biên độ triều không có ảnh hưởng đáng kể đối với lưu tốc triều rút cực đại, vì bị chi phối chủ yếu bởi lưu lượng nước sông. Ngược lại, lưu tốc triều dâng thì thể hiện biến động rõ rệt giữa các điều kiện kì triều cường/kém xuyên suốt toàn hệ thống. Lưu tốc này đạt cực đại ở đoạn thắt Cầu Québec Bridge, đoạn hẹp nhất và sâu nhất của dòng St. Lawrence, nhưng không mạnh tại Deschambault so với các lưu tốc triều rút tương ứng. Điều này là do sự đột ngột mở rộng của mặt cắt Deschambault đối với dòng triều dâng, vốn gắn với sự có mặt của các bãi triều rộng, làm giảm vận tốc dòng triều dâng ở mức độ tỉ lệ khi các bãi triều này bị ngập.

Một biểu hiện khác của biến động kì triều cường/kém xuất hiện ở vị trí giới hạn thượng lưu của dòng đảo chiều. Điều này được thể hiện trên Hình 7 qua những điểm giao cắt 0 của tốc độ dòng triều (nghĩa là tiến đến nước đứng) trước khi trở nên dương (dòng triều rút). Với trường hợp hiện tại, giới hạn thượng lưu của sự đảo dòng biến động trong khoảng từ km 154 ds (kì triều kém) và km 200 ds (triều cường), song dự liệu rằng nó sẽ còn biến động nhiều hơn nữa về cả hai hướng trong những điều kiện cực đoan hơn về biên độ triều và dòng chảy sông. Từ giới hạn này lên phía thượng lưu, dòng triều bị giảm tốc khi nước triều dâng và được tăng tốc khi nước triều hạ. Cũng quan sát thấy những hình thể đảo chiều dòng chảy hướng ngang, như trên Hình 3, với các đường đồng mức trắng thể hiện nước đứng. Nhìn tổng thể, những hình thể hướng ngang được đặc trưng hóa bởi đảo chiều dòng chảy bị trễ và xảy ra sớm ở gần bờ hơn là ở lòng sông [xem thêm Matte (2014), Phụ lục 3].

Hình 8 cho ta bức tranh chi tiết về sự dao động theo hướng dọc sông và theo thời gian của mức nước và lưu tốc, riêng cho kì triều kém và triều cường; từ đó các mặt cắt dọc sông, Hình 6 và 7 được trích xuất. Dù Hình 8 đã tóm tắt một số thông tin đã đề cập như ở trên, song các đặc điểm bổ sung sau đây cũng đáng lưu ý:

1. Thủy triều về bản chất thì có tính lan truyền và trở nên ngày càng bất đối xứng khi di chuyển lên thượng lưu. Các MNT sẽ lan truyền chậm hơn các MNC, và sườn triều lên bị rút ngắn đáng kể so với sườn triều xuống, như chỉ ra bởi khoảng cách triệt tiêu dẫn giữa các đường đen đứt nét trên Hình 8. Về phía đất liền của Deschambault (km 168 ds), sự bất đối xứng này được tăng cường khi triều tiến vào đoạn sông chế độ triều-lũ (xem Mục Thảo luận để biết thêm chi tiết về cách phân loại). Nó cũng trở nên rõ rệt trong triều cường so với triều kém.



Hình 9: | Fig. 9. (Color) Observed and modeled flow division around Orleans Island: (a) north arm; (b) south arm • Mức độ phân dòng quan trắc và tính toán quanh Đảo Orleans: (a) nhánh Bắc; (b) nhánh Nam

equivalent to the duration of ebb currents downstream but became relatively reduced upstream, up to the point of no current reversal.

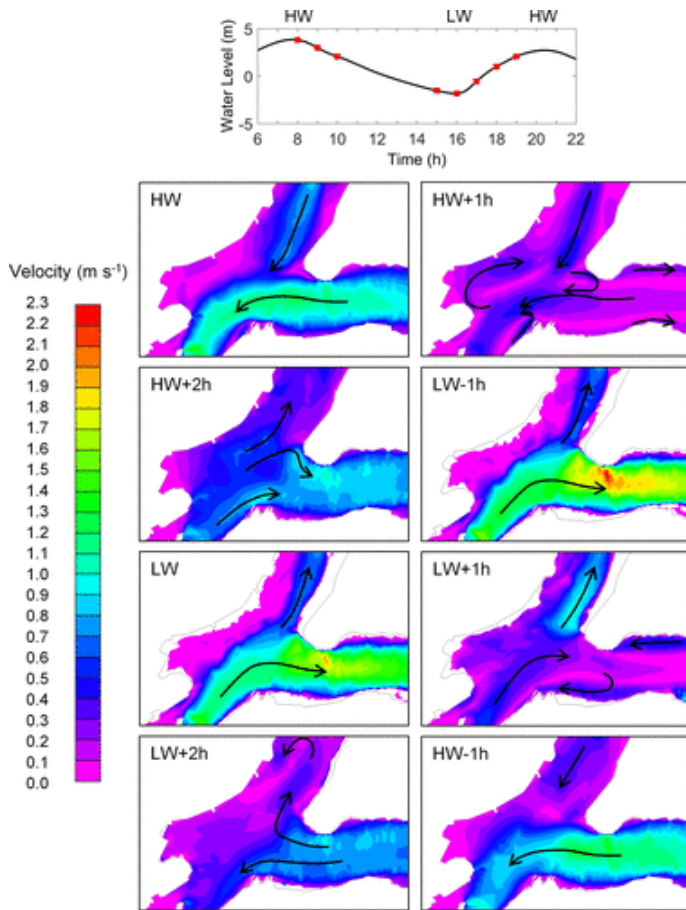
- Variations in the location of the upstream limit of current reversals were observed between neap and spring tides but also between successive semidiurnal tides as a result of the diurnal inequality in tidal range.
- The LWS systematically occurred after LW, and the HWS came after HW, everywhere except near the upstream limit of current reversal, where the HWS sometimes occurred slightly before HW. Past Portneuf (rkm 163.5), the LWS got progressively closer to HW than LW during the rising tide.
- Landward of Saint-François (rkm 66), the HWS occurred nearly simultaneously over  $\sim 75$ – $100$  rkm, especially during neap tides.

- Khoảng thời gian duy trì dòng triều dâng, khoan bằng các đường màu đen đậm trên Hình 8, gần tương đương với thời gian duy trì dòng rút phía hạ lưu nhưng trở nên tương đối ngắn về phía thượng lưu, đến tận điểm tại đó không có hiện tượng đảo dòng.
- Các biến động về vị trí giới hạn thượng lưu đảo dòng quan sát thấy giữa kì triều kém và triều cường và còn giữa hai con triều bán nhật liên tiếp, đây là kết quả của sự mất cân đối độ lớn triều trong một ngày.
- NDTT xuất hiện sau MNT một cách có hệ thống, còn NDTC xảy ra sau MNC, tại mọi vị trí trừ giới hạn thượng lưu của hiện tượng đảo dòng, nơi mà NDTC đôi khi xảy ra sớm một chút so với MNC. Quá Portneuf (km 163.5 ds), NDTT dần tiến sát về MNC so với MNT trong kì triều lên.
- Về phía đất liền của Saint-François (km 66 ds), NDTC xảy ra gần như đồng thời suốt cả đoạn  $\sim 75$ – $100$  km ds, đặc biệt là trong kì triều kém.

### 3.2.1 Flow Division at a Tidal Junction | Phân chia dòng chảy ở một nhánh sông vùng triều

Computed tidal discharges in the north and south arms of Orleans Island are presented in Fig. 9 to illustrate flow distribution around the island. Boat measurements in the two arms were taken 1 day apart from each other (Matte et al. 2014b) so that the river discharge conditions during each survey would be comparable. Similarly, the tidal range only slightly decreased between the 2 days (cf. Fig. 5). At both locations, observed and modeled discharges were found to compare very well over the tidal cycle, meaning that flow was well distributed between the channels. The average discharge at Québec was  $11,600 \text{ m}^3/\text{s}$  during the measurement period, but the peak discharge exceeded  $60,000 \text{ m}^3/\text{s}$  during ebb tide and reached almost the same (negative) value during flood tide in the south arm of Orleans Island. In the north arm, another  $10,000 \text{ m}^3/\text{s}$  was discharged during ebb tide at its peak. These differences in discharge, measured during spring tide, follow the geometry of the channels, with the higher depths and wider

Các lưu lượng dòng triều tính toán cho các nhánh Bắc và Nam của Đảo Orleans được biểu diễn trên Hình 9 để minh họa sự phân bố dòng chảy quanh đảo. Những đo đạc bằng thuyền ở 2 nhánh được thực hiện cách nhau 1 ngày (Matte và nnk. 2014b) sao cho điều kiện lưu lượng sông trong mỗi đợt khảo sát có thể so sánh với nhau được. Tương tự, độ lớn triều chỉ giảm một chút giữa hai ngày (xem Hình 5). Tại cả hai vị trí, cả lưu lượng quan trắc lẫn dự đoán đều cho thấy rất tương đồng trong toàn chu kì triều, nghĩa là dòng chảy được phân chia đều giữa hai nhánh. Lưu lượng trung bình tại Québec là  $11.600 \text{ m}^3/\text{s}$  trong suốt thời đoạn đo đạc, nhưng đỉnh lưu lượng vượt quá  $60.000 \text{ m}^3/\text{s}$  trong suốt kì triều rút và đạt được gần như giá trị (âm) so với trong kì triều dâng ở nhánh phía Nam của Đảo Orleans. Ở nhánh phía Bắc, thêm  $10.000 \text{ m}^3/\text{s}$  nữa chảy trong kì triều rút tại thời điểm đạt đỉnh. Sự khác biệt này về lưu lượng, đo trong kì triều cường, tuân theo hình dạng các nhánh sông, với những đoạn sâu hơn và rộng hơn gặp ở nhánh



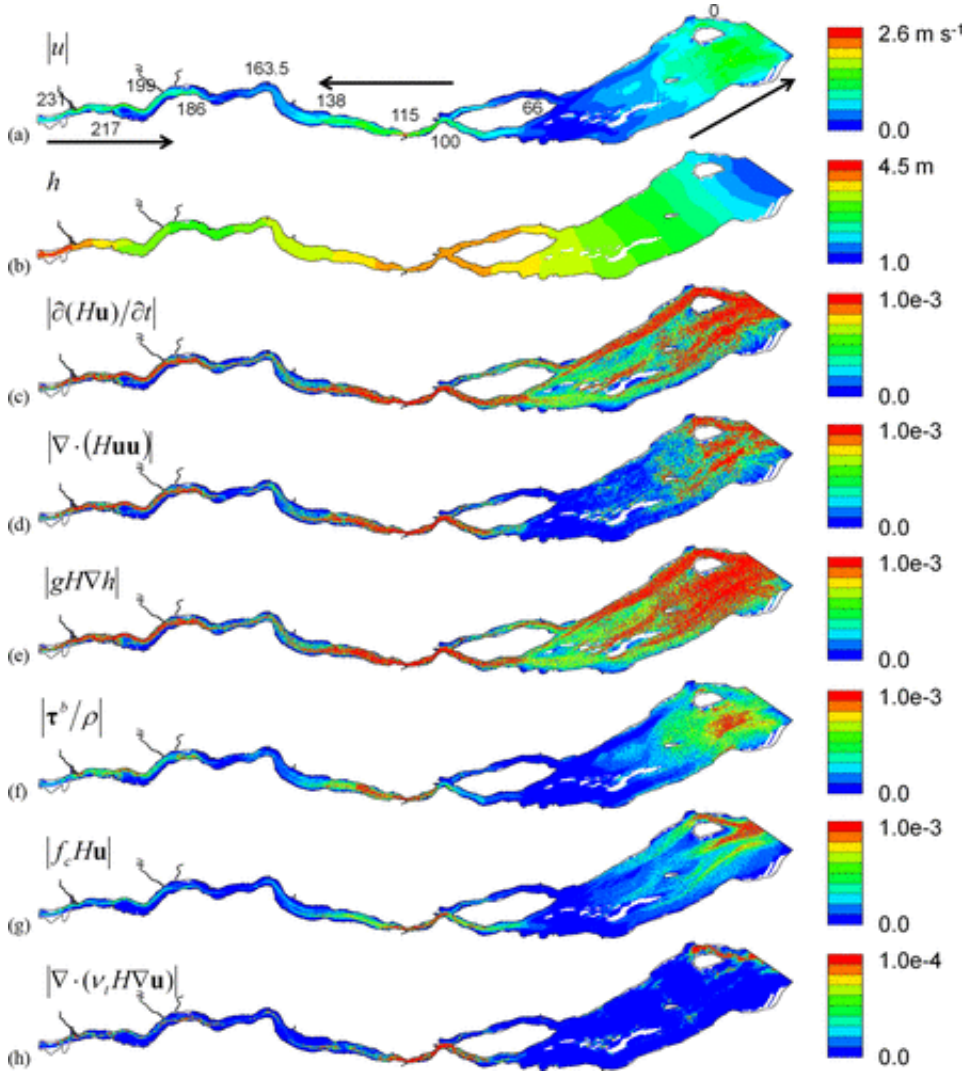
Hình 10: | Fig. 10. (Color) Modeled depth-averaged velocity modulus (in meters per second) at the junction of Orleans Island at different stages of the tidal cycle, identified by red squares over a tidal signal measured at Lauzon on June 24, 2009 (spring tide), with corresponding HW and LW values (Note: Arrows indicate the direction of currents and recirculations) • Độ lớn vận tốc mô phỏng trung bình độ sâu (m/s) ở ngã ba Đảo Orleans tại các giai đoạn khác nhau trong một chu kỳ triều, chỉ định bởi những hình vuông đỏ trên đường mực nước triều đo tại Lauzon ngày 24/6/2009 (triều cường), với các giá trị MNC và MNT tương ứng (Lưu ý: Mũi tên chỉ hướng dòng triều và hoàn lưu)

sections being encountered in the south arm. However, to see how flow is partitioned in an average sense, the residual (tidally averaged) discharges should be computed at the two branches; such a comparison could not be performed here because of the length of the available discharge records, which did not exceed one tidal cycle.

Fig. 10 presents simulation results at the junction of Orleans Island at different stages of the tidal cycle. Results are presented for a spring tide, measured at Lauzon (rkm 100) on June 24, 2009, under approximately average discharge conditions ( $11,100 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Arrows indicate the mean direction of currents and recirculations. At high tide, currents were reversed in both arms of Orleans Island, with velocities reaching approximately  $1.5 \text{ m/s}$  in the deepest regions. One hour after HW, currents were weakened, and recirculation appeared in shallow regions where water was redirected downstream. Two hours after HW, currents were oriented downstream and increased in importance with the falling tide; tidal flats were also progressively dried. Currents were at their maximum approximately 1 hour before low tide, with velocities reaching  $2.3 \text{ m/s}$ . At low tide, currents started decreasing; they rapidly changed in the following hours as a result of the more abrupt rising tide. One hour after LW, slack water had reached Lauzon, but ebb currents were still strong in the north arm of Orleans Island. Two hours after LW, currents were completely reversed in the south arm; they were partly diverted into the north arm and partly directed upstream. Slack water finally arrived in the north arm 1 hour before the next HW, and currents were completely reversed thereafter for approximately the next 3

phía Nam. Tuy nhiên, để xem dòng chảy được phân chia thế nào xét về trung bình, thì cần phải tính lưu lượng dư (sau khi đã trung bình toàn con triều) cho hai nhánh; cách so sánh như vậy không thực hiện được ở đây, vì chiều dài của chuỗi số liệu lưu lượng đo đạc không vượt quá được một kỳ triều.

Hình 10 thể hiện kết quả mô phỏng tại ngã ba Đảo Orleans ở những giai đoạn khác nhau trong một chu kỳ triều. Kết quả được thể hiện cho một con triều cường, đo tại Lauzon (km 100 ds) vào ngày 24/6/2009, trong điều kiện lưu lượng xấp xỉ trung bình ( $11.100 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Các mũi tên cho thấy hướng trung bình của các dòng chảy và hoàn lưu. Lúc nước triều cao, các dòng chảy bị đảo chiều trên cả hai nhánh sông quanh Đảo Orleans, với lưu tốc đạt xấp xỉ  $1,5 \text{ m/s}$  ở những chỗ sâu nhất. Một giờ sau thời điểm MNC, các dòng chảy đã yếu đi và hoàn lưu xuất hiện ở những chỗ nông nơi nước sẽ hướng xuống hạ lưu. Hai giờ sau MNC, các dòng chảy hướng về hạ lưu và càng quan trọng hơn với dòng triều rút; những bãi triều cũng dần trở nên khô hơn. Dòng chảy đạt cực đại khoảng 1 giờ sau lúc nước triều thấp, với lưu tốc đạt  $2,3 \text{ m/s}$ . Tại lúc nước triều thấp, dòng chảy bắt đầu chậm dần; chúng thay đổi gấp trong giờ tiếp theo đó bởi thủy triều dâng gấp gấp hơn. Một giờ sau MNT, hiện tượng nước đứng đã vượt tới Lauzon, nhưng dòng triều rút vẫn còn mạnh ở nhánh Bắc của Đảo Orleans. Hai giờ sau MNT, các dòng chảy hoàn toàn đổi chiều ở nhánh Nam; chúng phần nào được dẫn qua nhánh Bắc và một phần dẫn xuống hạ lưu. Nước đứng cuối cùng cũng đến nhánh Bắc 1 giờ trước thời điểm MNC kế tiếp, và dòng chảy thì hoàn toàn đảo chiều sau đó trong suốt khoảng 3 giờ đồng hồ.



Hình 11: | Fig. 11. (Color) Terms of the momentum balance (modulus in meters squared per second squared) on June 24, 2009, 08:00:00 EDT (spring tide): (a) depth-averaged velocities with arrows indicating the direction of currents; (b) water levels; (c) local acceleration; (d) advective acceleration; (e) pressure gradient; (f) bottom friction; (g) Coriolis acceleration; (h) turbulent viscosity, whose scale is 1 order of magnitude smaller than the other terms [Note: River kilometer marks are provided in (a)]

• Các số hạng trong cân bằng động lượng (độ lớn mét bình phương trên giây bình phương) vào 24/6/2009 8:00 giờ EDT (triều cường): (a) lưu tốc trung bình độ sâu với mũi tên chỉ hướng dòng chảy; (b) mực nước; (c) gia tốc cục bộ; (d) gia tốc bình lưu; (e) gradien áp suất; (f) ma sát đáy; (g) gia tốc Coriolis; (h) độ nhớt rối, với thang đo 1 cấp độ lớn dưới các số hạng khác [Lưu ý: các khoảng cách dọc sông được cho ở (a)].

hours.

The flow patterns just described are in concordance with continuous water-level and velocity measurements taken at the junction of Orleans Island during the same tidal cycle as the one presented in Fig. 10 [cf. Matte (2014), Appendix 3].

### 3.2.2 Momentum Balance | Cân bằng động lượng

Instantaneous momentum balances were computed for the spring tide of June 24, 2009, 08:00:00 EDT. Each term of the balance appears in the momentum conservation of the shallow-water equations given by Matte et al. [2017, Eq. (4)]. Their moduli are reported in Fig. 11, calculated from the  $x$  and  $y$  components of the balance. This snapshot encompasses the various features that can be observed during a tidal cycle (e.g., slack currents, peak ebb and flood currents), in contrast to tidally averaged momentum balances (not shown); the latter would be slightly less contrasted spatially but would highlight the regions where each term is the most influential in an average sense. The hydrodynamic conditions prevailing at the time of the snapshot are shown in Figs. 11(a and b). Upstream, the flow was unidirectional down to approximately Batiscan (rkm 199). A slack water before flood (or LWS) occurred at Deschambault (rkm 168), as shown by near-zero veloci-

Dạng dòng chảy vừa được mô tả đều thống nhất với kết quả đo đạc liên tục mực nước và lưu tốc tại ngã ba sông của Đảo Orleans trong cùng chu kỳ triều với kết quả đã trình bày trên Hình 10 [xem Matte (2014), Phụ lục 3].

Cân bằng động lượng tức thời được tính cho kì triều cường ngày 24/6/2009 lúc 08:00:00 giờ EDT. Từng số hạng của cân bằng này xuất hiện trong bảo toàn động lượng của phương trình nước nông cho bởi Matte và nnk. [2017, PT (4)]. Các số dư được báo cáo trên Hình 11, được tính từ các thành phần  $x$  và  $y$  của cân bằng. Bức tranh tại thời điểm đó hàm chứa nhiều đặc điểm mà ta có thể quan sát được trong một chu kỳ triều (ví dụ như nước đứng và các cực đại dòng triều rút và triều dâng), trái ngược với các cân bằng động lượng trung bình kì triều (không trình bày ở đây); cái thứ hai này sẽ hơi ít tương phản hơn theo không gian, nhưng vẫn làm nổi bật những vùng mà từng số hạng sẽ có ảnh hưởng lớn nhất xét trung bình. Các điều kiện thủy động lực chi phối tại thời điểm xét tới được thể hiện ở Hình 11(a và b). Về phía thượng lưu, dòng chảy chỉ theo 1 chiều xuống đến tầm Batiscan (km 199 ds). Một thời điểm nước đứng trước triều dâng (hay NDTT) xảy

ties and by a minimum in water levels close by [Figs. 11(a and b)]. This was then followed by a flood tide where currents were reversed and water-level gradients were positive (in the seaward direction). A slack before ebb (or HWS) was observed at the eastern end of Orleans Island, followed by increasing ebb currents in the seaward direction that were accompanied by a sharp decrease in water levels. Note that neither the LWS nor the HWS was exactly synchronized with the water-level extrema. They were both located downstream (or occurred later, in a time-reference frame) of the minimum and maximum in water levels, respectively.

Figs. 11(c–h) show the contribution of local acceleration  $|\partial(H\mathbf{u})/\partial t|$ , advective acceleration  $|\nabla \cdot (H\mathbf{u}\mathbf{u})|$ , pressure gradient  $|gH\nabla H|$ , bottom friction  $|\tau^b/\rho|$ , Coriolis acceleration  $|f_c H\mathbf{u}|$ , and turbulent viscosity  $|\nabla \cdot (\nu_t H\nabla \mathbf{u})|$  to the momentum balance, respectively [cf. Matte et al. 2017, Eqs. (4a) and (4b)]. Clearly, the dynamic balance was dominated by the local acceleration and pressure gradients, which are the major driving force of the flow. At both full ebb and full flood, local and advective accelerations, bottom friction, and, to a lesser extent, Coriolis acceleration balanced the pressure gradient. In the two upstream regions of high velocities, the local and advective accelerations were comparable to the pressure gradient because of the relatively low-water-level slopes. In contrast, in the downstream ebb, the flow was primarily driven by gravity because of the much-steeper gradients of water levels. Ratios calculated between the terms (not presented) show that bottom friction dominated over the effects of pressure gradient almost exclusively in shallow areas (e.g., intertidal flats, shoals). The Coriolis acceleration, for its part, typically exceeded the advective acceleration in regions where velocities were lower than 1 m/s. As for turbulence, it was 1 order of magnitude smaller than the other terms. The highest values were located in the deepest portions of the river, in front of Québec and Île aux Coudres, and around engineering structures and islands. Turbulence was also higher in the channel than in the intertidal regions. Near slack, only the pressure gradient remained significant, which was balanced by local acceleration.

Hench and Luettich (2003) analyzed the transient momentum balances at shallow barotropic tidal inlets and found that they oscillated between two dynamical states, depending on whether the phase of the tide was near maximum ebb or flood or near slack. Here, similar analyzes were carried out with complete coverage of the tidal cycle in space rather than in time. Similar conclusions can be drawn from the analyzed fields with respect to the differing dynamic states observed at high velocity versus near slack. Near maximum ebb or flood, the pressure gradients were balanced by the acceleration and bottom friction terms. As the dynamic state approached slack waters, the velocities were reduced, and the balance shifted between the pressure gradient and local acceleration only. Lateral variations in the respective contribution of each force could also be observed and are associated with cross-channel gradients in bathymetry and friction.

ra tại Deschambault (km 168 ds), như thấy ở các lưu tốc gần bằng 0 và cực tiểu mực nước gần đó [các Hình 11(a và b)]. Tiếp theo là một cơn triều dâng, ở đó dòng chảy đảo chiều và các gradient mực nước là dương (hướng ra biển). Một thời điểm nước đứng trước triều rút (hay NĐTC) đã quan trắc được ở bờ Đông của Đảo Orleans, tiếp theo là dòng triều rút mạnh dần về hướng biển cùng với mực nước giảm mạnh. Lưu ý rằng cả MNTT và MNTC đều không đồng bộ chính xác với các cực đại mực nước. Chúng đều nằm về phía hạ lưu (hay xảy ra muộn hơn trong hệ quy chiếu thời gian) lần lượt so với các mực nước cực tiểu và cực đại.

Các hình 11(c–h) cho thấy đóng góp lần lượt của gia tốc cục bộ  $|\partial(H\mathbf{u})/\partial t|$ , gia tốc bình lưu  $|\nabla \cdot (H\mathbf{u}\mathbf{u})|$ , gradient áp suất  $|gH\nabla H|$ , ma sát đáy  $|\tau^b/\rho|$ , gia tốc Coriolis  $|f_c H\mathbf{u}|$ , và độ nhớt rối  $|\nabla \cdot (\nu_t H\nabla \mathbf{u})|$  tới cân bằng động lượng [xem Matte và nnk. 2017, các PT (4a) và (4b)]. Rõ ràng là cân bằng động bị chi phối bởi gia tốc cục bộ và các gradient áp suất, vốn là những lực đẩy chính cho dòng chảy. Cả lúc dòng triều rút hoàn toàn và dòng triều dâng hoàn toàn, các gia tốc cục bộ và bình lưu, ma sát đáy, và phần nào là cả gia tốc Coriolis đều bị cân bằng bởi gradient áp suất. Ở hai vùng thượng lưu nơi có lưu tốc lớn, các gia tốc cục bộ và bình lưu sánh ngang với gradient áp suất vì độ dốc mặt nước tương đối nhỏ. Trái lại, với dòng triều rút hạ lưu, dòng chảy chủ yếu là được thúc đẩy bởi trọng lực vì gradient mực nước dốc hơn nhiều. Các tỉ số tính được giữa các số hạng (không trình bày ở đây) cho thấy rằng ma sát đáy áp đảo hiệu ứng do gradient áp suất trên những vùng nước đặc biệt nông (như các bãi triều, cồn cạn). Về phần mình, gia tốc Coriolis thường lớn vượt gia tốc bình lưu ở những vùng mà lưu tốc nhỏ hơn 1 m/s. Về rối động, nó còn nhỏ hơn một cấp độ so với những số hạng khác. Những trị số lớn nhất có ở các phần sâu nhất thuộc con sông, phía trước Québec và Île aux Coudres, và xung quanh các công trình và hòn đảo. Rối động trong lòng sông cũng cao hơn ở trên các bãi triều. Gần nước triều đứng, chỉ còn gradient áp suất là đáng kể, và nó bị cân bằng bởi gia tốc cục bộ.

Hench và Luettich (2003) đã phân tích các cân bằng động lượng tức thời tại những lạch triều áp hướng nông và phát hiện rằng chúng dao động giữa hai trạng thái động, tùy thuộc vào pha của gần cực đại, triều rút, cực đại triều dâng hay nước nước. Ở đây, những phân tích tương tự được tiến hành với toàn bộ chu kỳ triều trong không gian thay vì theo thời gian. Có thể rút ra những kết luận tương tự từ các trường được phân tích theo các trạng thái động khác biệt quan sát thấy tại lưu tốc lớn so với gần lúc nước đứng. Gần cực đại dòng triều dâng hoặc rút, các gradient áp suất được cân bằng bởi những số hạng gia tốc và ma sát đáy. Khi trạng thái động tiến đến những kì nước đứng, lưu tốc được giảm đi và cân bằng dịch chuyển chỉ giữa gradient áp suất và gia tốc cục bộ. Những biến đổi hướng ngang của sông trong sự đóng góp lần lượt của từng lực cũng được quan sát và gắn với những gradient hướng ngang của địa hình và ma sát.



## 4 Discussion | Thảo luận

### 4.1 Flooding–Drying Processes | Các quá trình ướt-khô

In the SLFE, large tidal ranges are responsible for rapid variations in flow conditions and in the wetted areas. At downstream locations, where tidal ranges exceed 6 m, increases in water levels of more than 1 m/h can be observed during the rising tide. These variations are the main driving force behind the flooding–drying processes, which play a key role not only in the transport of water over shallow areas but also in the strength of tidal currents in the main river channel. In fact, the convergence of lateral flow toward the channel tends to add mass and increase the magnitude of the along-estuary flow in the channel during ebb (Valle-Levinson et al. 2000). In contrast, the filling of intertidal flats during the rising tide reduces the flood velocities as part of the flow is redirected toward the shores. Ignoring these lateral exchanges could lead to significant under- and/or overestimation of the amplitude of tidal currents (Zheng et al. 2003).

Observations in the SLFE and other large tidal rivers [e.g., Jay et al. (2015)] have shown that LWs are higher on the tidal flats with respect to the channel (cf. Fig. 2) and may even be truncated when the floodplain is dried, depending on river flow and tidal conditions. Conversely, HWs remain relatively constant across the river section. As a result, tidal ranges are overall larger in the main channel than in the floodplain. Moreover, as observed by Valle-Levinson et al. (2000), lateral convergences are produced by phase lags of the tidal flow between the channel and the shoals, with magnitudes that are proportional to the along-estuary bathymetry gradients and to the tidal range. This is corroborated by results in the SLFE, where HW and LW timings were found to occur later over shallow topography than in the deeper channel, with the time lags of LWs being more significant than those of HWs (cf. Fig. 2). This yields a more pronounced tidal asymmetry in shallow areas. Laterally, these differences in amplitude and timing create gradients in velocity directing water toward the channel during ebb and toward the shores during flood.

Accurate representation of the floodplain topography, channel bathymetry, and bottom friction is therefore essential from a modeling perspective because they directly affect the magnitudes of these exchanges. In the SLFE, the availability of high-resolution LIDAR data and bathymetric soundings and detailed cross-sectional hydrodynamic data (i.e., simultaneous water levels and velocities) combined with a high-resolution finite-element mesh allowed for a precise description and validation of the flooding–drying processes occurring over shallow topography.

### 4.2 Tidal Propagation and Modulation | Lan truyền và biến điệu sóng triều

Factors influencing the strength of the tidal forcing over the tidal month include the neap–spring effect, the apogee–perigee effect, and the lunar declination, which is responsible for the diurnal inequality (Jay et al. 1990). Neap–spring variability in tidal systems is a well-known phenomenon that arises from the interaction of the dominant lunar and so-

Trong cửa sông SLFE, biên độ triều lớn là nguyên nhân gây ra những biến động về điều kiện dòng chảy trong các vùng ngập ướt. Ở hạ lưu, nơi độ lớn triều vượt 6 m, cường độ suất mực nước lớn hơn 1 m/h có thể thấy được trên nhánh triều dâng. Những biến động này là yếu tố chính thúc đẩy quá trình ngập-khô, chúng đóng vai trò mấu chốt không chỉ đối với sự vận chuyển nước ở chỗ nông mà còn với cường độ dòng triều trong lòng sông chính. Thực ra, sự hội tụ của dòng hướng ngang về phía lòng sông có xu hướng làm tăng khối lượng và tăng độ lớn của dòng chảy dọc cửa sông trong thời gian triều rút (Valle-Levinson và nnk. 2000). Trái lại, sự dâng nước ngập bãi triều trong giai đoạn nước triều lên làm giảm vận tốc triều dâng vì một phần dòng chảy lại hướng ngoặt về phía hai bờ. Nếu bỏ qua những trao đổi hướng ngang này thì ta sẽ có thể tính thiên lớn/thiên nhỏ đáng kể những biên độ dòng triều (Zheng và nnk. 2003).

Những quan trắc ở SLFE cùng những đoạn sông vùng triều lớn [như Jay và nnk. (2015)] đã cho thấy rằng các MNT ở bãi triều đều cao hơn so với ở lòng sông (xem Hình 2) và thậm chí có thể bị cắt cụt khi bãi triều rút cạn nước, tùy theo điều kiện dòng chảy sông và thủy triều. Ngược lại, các MNC vẫn tương đối giữ nguyên ngang đoạn sông. Hệ quả là, các độ lớn triều nhìn chung ở lòng chính thì lớn hơn ở đồng bằng lũ. Ngoài ra, như Valle-Levinson và nnk. (2000) đã quan sát, sự hội tụ hướng ngang được tạo bởi sự trễ pha của dòng triều giữa lòng sông và các bãi ngầm, với độ lớn tỉ lệ với các gradient địa hình hướng dọc sông và với độ lớn triều. Điều này được ủng hộ bởi kết quả trong SLFE, với các thời điểm xuất hiện MNC và MNT được thấy là xuất hiện ở vùng nông chậm hơn là ở lòng sông sâu, với các độ trễ của MNT thì kéo dài hơn là các MNC (xem Hình 2). Điều này dẫn tới một bất đối xứng triều thấy rõ trên các vùng nước nông. Theo hướng ngang, những khác biệt này về biên độ và thời điểm đã tạo nên các gradient lưu tốc đưa nước hướng về lòng sông trong giai đoạn triều rút và hướng về bờ lúc triều dâng.

Cách biểu diễn chính xác địa hình đồng bằng lũ, đại hình lòng sông, và ma sát đáy, do vậy sẽ là thiết yếu về mặt mô hình hoá vì chúng ảnh hưởng trực tiếp đến độ lớn của những luồng trao đổi. Ở SLFE, mức độ sẵn có của dữ liệu LIDAR độ phân giải cao và đo hồi âm địa hình đáy cũng như dữ liệu thủy động lực trên mặt cắt ngang (tức là mực nước và lưu tốc cùng lúc) kết hợp với lưới phần tử hữu hạn độ phân giải cao cho phép mô tả chính xác và kiểm định quá trình ướt-khô xảy ra trên vùng địa hình nông.

Các yếu tố ảnh hưởng đến cường độ thủy triều trong tháng triều, gồm có hiệu ứng triều cường-kém, hiệu ứng viễn điểm-cận điểm và độ nghiêng Mặt trăng, vốn gây ra sự chênh lệch nội nhật (Jay và nnk. 1990). Sự biến động triều kém-triều cường trong các hệ thống triều là hiện tượng được biết nhiều tới, nó nảy sinh từ sự tương tác giữa các

lar semidiurnal tides (M2 and S2, respectively), whereas apogee-perigee modulations and the diurnal inequality involve interactions between M2 and N2, and K1 and O1, respectively. In tidal rivers, the effects of these interactions are numerous, three of which are the longitudinal displacement of the tidal amplitude maximum [e.g., Jay et al. (1990)]; the fortnightly modulation of tidal ranges, HW, MWL, and LW [e.g., LeBlond (1979)]; and the longitudinal displacement of the upstream limit of current reversal [e.g., Jay (1984)].

As a result of topographic funneling effects, tides in the St. Lawrence are amplified as they enter the gulf and estuary. They reach their maximum amplitude between Île aux Coudres and Orleans Island (Matte et al. 2017; Fig. 1), depending on the phase on the neap-spring tidal cycle and river discharge. The longitudinal position of the tidal amplitude maximum can be explained in terms of the tidal energy budget, where the tidal energy flux divergence is balanced against dissipation (Jay et al. 1990). Whereas the former is proportional to the square of the velocity, the latter is cubic in velocity, meaning that dissipation increases more than the incoming energy flux divergence as tidal range increases. This tends to damp the tide earlier and push any amplitude maximum seaward on spring tides. As a result, less energy is transmitted upriver, and the differences in tidal range between the neap and spring tides are smaller upstream than at the mouth (cf. Fig. 6).

In the SLFE, tides are increasingly distorted and damped as they propagate upriver as a result of nonlinear interactions of the incoming tide with river flow, friction, and topography. The respective contribution of these factors to the system's internal variability is a function of both time and space, thus yielding distinct spatiotemporal patterns in water levels and velocities. Among these patterns are, for example, the flooding-drying processes occurring over shallow intertidal flats, marked changes in the tidal behavior associated with breaks in morphology [e.g., Matte et al. (2014a); Sassi et al. (2012)], and flow division at tidal junctions, for which topography and friction are known to be critical components (Buschman et al. 2010). In general, the timing of current reversals is strongly dependent on the geometry of the channel, and in the case of multiple channels (e.g., around the Orleans Island), their respective geometries will affect both tidal propagation and flow distribution. Cyclic exchanges occurring between the south and north arms of the Orleans Island are one example of the effects of asynchronous tidal propagation.

From downstream to upstream, tidal energy is progressively transferred from major astronomical constituents to overtides and subtidal frequencies. Overtides contribute to tidal asymmetry (i.e., wave steepening) by exerting an influence on the amplitude and timing of HW and LW. Low-frequency compound tides, for their part, contribute to the lowering of MWLs and LWs during neap tides with respect to spring tides (Aubrey and Speer 1985; Godin 1984, 1999; Jay et al. 2015; LeBlond 1978, 1979; Nidziko 2010; Speer and Aubrey 1985). These effects are modulated by the river discharge, which adds to frictional damping and alters constituent amplitudes by stimulating energy transfers between frequency bands (Godin 1985,

triều bán nhật Mặt trăng và Mặt trời (M2 và S2), còn sự biến điệu viễn điểm-cận điểm và độ chênh lệch nội nhật có sự tương tác lẫn lượt giữa các cặp thành phần M2 and N2, K1 và O1. Ở các đoạn sông vùng triều, những tương tác này có nhiều ảnh hưởng; và 3 trong số đó là: sự dịch chuyển dọc sông của cực đại biên độ triều [như Jay và nnk. (1990)]; sự biến điệu 14 ngày của độ lớn triều, MNC, MNTB và MNT [như LeBlond (1979)]; và sự dịch chuyển dọc sông của giới hạn phía thượng du của sự đổi hướng dòng [như Jay (1984)].

Một kết quả của hiệu ứng phễu địa hình, thủy triều ở dòng St. Lawrence bị khuếch đại khi đi vào vịnh và cửa sông. Triều đạt biên độ cực đại giữa Île aux Coudres và Đảo Orleans (Matte và nnk. 2017; Hình 1), tùy theo pha của chu kỳ triều kém/cường và lưu lượng dòng sông. Vị trí dọc sông của cực đại biên độ triều có thể được giải thích theo quỹ năng lượng triều, trong đó sự phân kỳ thông lượng năng lượng triều được cân bằng với sự tiêu tán năng lượng (Jay và nnk. 1990). Đại lượng đầu tỉ lệ thuận với bình phương lưu tốc, còn đại lượng sau với lập phương lưu tốc; nghĩa là độ tiêu tán tăng nhanh hơn là độ phân tán năng thông, khi độ lớn triều tăng lên. Điều này có xu thế làm tắt dần con triều trước và đẩy các cực đại biên độ về phía biển vào lúc triều cường. Hệ quả là ít năng lượng được truyền lên thượng lưu và ở thượng lưu, chênh lệch độ lớn triều giữa các con triều kém và triều cường sẽ nhỏ hơn ở cửa sông (xem Hình 6).

Ở SLFE, khi lan truyền về thượng lưu, thủy triều ngày càng bị biến dạng và tắt dần, do sự tương tác phi tuyến giữa triều đến và dòng nước sông, ma sát, và địa hình. Sự đóng góp tương ứng của các yếu tố này tới biến đổi nội tại của hệ thống là một hàm số phụ thuộc cả không gian lẫn thời gian, và do vậy cho ta những dạng mẫu không-thời gian riêng biệt về mực nước và lưu tốc. Trong số các dạng mẫu này có thể kể đến quá trình ngập-khô xảy ra trên các bãi triều nông, những biến đổi rõ rệt về ứng xử thủy triều gắn với những gián đoạn về địa mạo [như Matte và nnk. (2014a); Sassi và nnk. (2012)], và sự phân lưu tại các ngã ba sông vùng triều, ở đó địa hình và ma sát được biết là các yếu tố then chốt (Buschman và nnk. 2010). Nhìn chung, thời điểm đổi dòng thì phụ thuộc mạnh vào địa hình lòng sông, và trong trường hợp nhiều lòng sông (như quanh Đảo Orleans), địa hình của chúng sẽ ảnh hưởng cả sự truyền triều và phân bố dòng chảy. Những trao đổi có tính chu kỳ xuất hiện giữa các nhánh Nam và Bắc của Đảo Orleans là một ví dụ về các hiệu ứng truyền triều bất đối xứng.

Từ hạ lưu lên thượng lưu, năng lượng triều được dần dần chuyển từ các thành phần sóng thiên văn chính tới các triều thứ cấp và các tần số dưới triều. Các triều thứ cấp góp phần vào bất đối xứng triều (nghĩa là độ dốc sóng triều) qua việc tác động lên biên độ và thời điểm xuất hiện các MNC và MNT. Đến lượt mình, các triều phức hợp tần số thấp lại góp phần hạ các MNTB và MNT xuống của kỳ triều kém, so với kỳ triều cường (Aubrey và Speer 1985; Godin 1984, 1999; Jay và nnk. 2015; LeBlond 1978, 1979; Nidziko 2010; Speer và Aubrey 1985). Những hiệu ứng này bị biến điệu bởi lưu lượng sông, vốn tăng cường sự tắt dần do ma sát và làm thay đổi các biên độ thành phần bằng việc kích thích sự chuyển năng lượng

1999; Jay and Flinchem 1997). In the St. Lawrence, the neap-spring reversal of MWLs begins seaward of the limit of salinity intrusion (which moves between Orleans Island and Île aux Coudres), whereas the neap-spring reversal of LLWs more or less begins at Deschambault (rkm 168), that is,  $\sim 100$  rkm upstream of the salinity intrusion limit. Roughly, this corresponds to the point where the amplitude of MSf equals that of S2 (Hoitink and Jay 2016). It also coincides with the location where the amplitude of MSf is maximal in the SLFE and where a change in tidal asymmetry occurs (Matte et al. 2014a). The amplitude of the fortnightly tide eventually exceeds that of the semidiurnal tide near Trois-Rivières (rkm 231), approximately 160 rkm beyond the salinity intrusion limit. In sum, the SLFE can be divided into four regions (Matte et al. 2014a): (1) a tide-dominated reach downstream of Portneuf (rkm 0–163.5); (2) a transitional reach between the tidal and tidal-fluvial regimes (rkm 163.5–186), characterized by a rapid increase in bottom slope at the Richelieu Rapid near Deschambault (rkm 168); (3) a tidal-fluvial reach from Cap-à-la-Roche to Laviolette Bridge near Trois-Rivières (rkm 186–235), acting as a major restriction to the flow; and (4) a river-dominated reach upstream (rkm 235–302), where most of the short-period tide gets extinguished but where long-period oscillations persist.

Downstream, where tidal flows are bidirectional, the tidal storage volume can be estimated from the volume differences between HWS and LWS (Zhang et al. 2015). The limit where currents cease to reverse (i.e., where the HWS and LWS coincide) moves between Regions (1) and (3) in the SLFE as a function of tidal range and river discharge. Although the tidal wave propagates beyond this limit, the water is no longer transported upstream by the tidal current during flood tide (cf. Fig. 7). Instead, the currents experience a tidal backwater effect, where they decelerate during the rising tide and accelerate during the falling tide as water is periodically stored and released. Similarly, at the neap-spring scale, water is temporarily stored in the system during spring tide and released as the neap tide approaches, with a direct consequence on flood currents but little effect on ebb currents in the tidal-fluvial reach (cf. Fig. 7). The main reason for this is that during spring tide, a higher surface-level gradient is needed to realize the same discharge than during neap tide (Hoitink and Jay 2016), causing a fortnightly oscillation in water levels and leaving the outgoing flow almost unaffected. On the long term, river-tide interaction creates an oscillatory gradient of the MWL and steepens the surface-level profile as a result of the enhanced subtidal friction, up to the point of tidal extinction or even beyond (Buschman et al. 2009, 2010; Sassi and Hoitink 2013).

## 5 Conclusion | Kết luận

To gain insight into the tidal hydrodynamics of the SLFE, a 2D time-dependent hydrodynamic model was developed. In Part I (Matte et al. 2017), model calibration and validation were performed based on statistical assessments of modeled water levels at 29 tide gauges and discharges

giữa các dải tần (Godin 1985, 1999; Jay và Flinchem 1997). Ở dòng St. Lawrence, sự đảo chiều MNTB giữa kì triều kém/cường bắt đầu ở phía biển so với giới hạn xâm nhập mặn (vốn dịch chuyển giữa Đảo Orleans Island và Île aux Coudres), còn sự đảo chiều MNT kì triều kém/cường bắt đầu ở khoảng vị trí Deschambault (km 168 ds), tức là  $\sim 100$  km ds về phía thượng lưu giới hạn xâm nhập mặn. Điều này tương ứng xấp xỉ với điểm mà biên độ sóng MSf bằng với S2 (Hoitink và Jay 2016). Nó cũng trùng với chỗ mà biên độ MSf đạt cực đại trong SLFE và nơi xảy ra một thay đổi về bất đối xứng triều (Matte và nnk. 2014a). Cuối cùng, biên độ của triều 14 ngày vượt quá của triều bán nhật tại gần Trois-Rivières (km 231 ds), khoảng 160 km ds vượt quá giới hạn xâm nhập mặn. Tổng cộng SLFE có thể được chia làm 4 khu (Matte và nnk. 2014a): (1) một nhánh bị triều chi phối ở hạ lưu Portneuf (km 0–163.5 ds); (2) một đoạn chuyển tiếp giữa các chế độ triều và triều-sông (km 163.5–186 ds), đặc trưng bởi độ dốc đáy tăng nhanh tại ghềnh Richelieu gần Deschambault (km 168 ds); (3) một nhánh triều-sông từ Cap-à-la-Roche tới Cầu Laviolette gần Trois-Rivières (km 186–235 ds), cây cầu làm co hẹp dòng chảy đáng kể; và (4) nhánh sông chi phối phía thượng lưu (km 235–302 ds), tại đó đa phần sóng triều chu kì ngắn bị tắt nhưng các dao động chu kì dài vẫn duy trì.

Phía hạ lưu, nơi các dòng triều đi theo cả hai hướng, có thể ước tính thể tích trữ triều từ chênh lệch giữa NĐTC và NĐTT (Zhang et al. 2015). Giới hạn nơi mà dòng triều không đổi hướng nữa (chính là nơi NĐTC và NĐTT trùng nhau) di động giữa các Khu (1) và (3) thuộc SLFE như một hàm số theo độ lớn triều và lưu lượng sông. Mặc dù sóng triều lan truyền quá phạm vi giới hạn này nhưng khối nước không bị vận chuyển về thượng lưu bởi dòng triều trong pha triều dâng nữa (xem Hình 7). Thay vì đó, xảy ra hiệu ứng nước vật, trong đó dòng nước giảm tốc trong pha giai đoạn triều dâng và tăng tốc trong giai đoạn triều hạ, vì nước được tuần hoàn trữ lại và nhả ra. Tương tự, trên quy mô kì triều kém/cường, nước được trữ lại tạm thời trong hệ thống lúc triều cường và nhả ra khi kì triều kém đến, với hệ quả trực tiếp tới dòng triều dâng nhưng ít ảnh hưởng đến dòng triều rút trên đoạn triều-sông (xem Hình 7). Lí do chính của điều này là vì trong kì triều cường, cần độ dốc mặt nước lớn hơn để tạo ra cùng lưu lượng như ở kì triều kém (Hoitink và Jay 2016), điều này tạo nên một dao động chu kì 14 ngày của mực nước và khiến dòng chảy ra gần như không bị ảnh hưởng gì. Về lâu dài, tương tác sông-triều tạo nên gradient dao động của MNTB và làm dốc profin mực nước như một hệ quả của ma sát phân triều, đến tận vị trí sóng triều tắt hoặc xa hơn nữa (Buschman và nnk. 2009, 2010; Sassi và Hoitink 2013).

Để hiểu sâu về thủy động lực vùng triều của SLFE, một mô hình thủy động lực 2 chiều diễn biến thời gian đã được phát triển. Phần I (Matte và nnk. 2017) đã thực hiện hiệu chỉnh và kiểm định mô hình dựa trên đánh giá thống kê cho các mực nước mô phỏng tại 29 trạm đo triều và cho

at 13 transects. In Part II, spatial and temporal patterns observed in the transect data were quantitatively assessed as a demonstration of model structural validity. This step, often neglected in the development of numerical models, is a necessary requirement for establishing confidence in model results, especially from an environmental modeling perspective. In fact, environmental processes are known to be strongly linked to physical variables, most specifically to their spatial and temporal distribution and to their gradients and connectivity (Morin et al. 2003).

The present research provides insights into the general physical processes of the SLFE, and of large tidal rivers globally, in relation to flooding–drying processes, tidal propagation and modulation, and transient momentum balance. These tidal and flow features manifest themselves at various spatial and temporal scales and are sensitive to topography and friction parameterizations. Future work should focus on the validation of the model under varying discharge, wind, ice, and macrophyte-distribution conditions. Efforts are currently under way to extend the model upstream and to set up an operational model of the St. Lawrence River and fluvial estuary (Matte et al. 2015).

lưu lượng qua 13 mặt cắt. Phần II đánh giá định lượng các dạng mẫu không gian và thời gian quan sát thấy từ số liệu mặt cắt để biểu diễn sự hợp lý trong cấu trúc mô hình. Bước này dù thường bị bỏ qua trong khâu phát triển mô hình, lại là một yêu cầu cần thiết để thiết lập sự tin cậy vào kết quả mô hình, đặc biệt từ quan điểm mô hình hóa môi trường. Thực ra, ta biết các quá trình môi trường có liên kết chặt chẽ với các biến số vật lý, cụ thể hầu hết là những phân bố không gian và thời gian cùng các gradient và liên hệ giữa chúng (Morin và nnk. 2003).

Nghiên cứu này cho ta hiểu sâu về các quá trình vật lý chung của hệ thống SLFE nói riêng, và của các sông ảnh hưởng triều trên thế giới nói chung, mối quan hệ với các quá trình ngập-khô, sự lan truyền và biến điệu sóng triều, và cân bằng động lượng tức thời. Các đặc điểm thủy triều và dòng chảy này thể hiện dưới nhiều quy mô không gian và thời gian khác nhau, và cũng nhạy với cách tham số hóa địa hình và ma sát. Những nghiên cứu sắp tới cần tập trung vào kiểm định mô hình dưới các điều kiện lưu lượng, gió, băng và phân bố thực vật thay đổi. Hiện nay các nỗ lực đang thực hiện nhằm mở rộng mô hình về phía thượng lưu và lập nên một mô hình vận hành của dòng Lawrence River và cửa sông (Matte và nnk. 2015).

## Acknowledgements | Lời cảm tạ

Work by Pascal Matte was supported by scholarships from the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and Fonds de recherche du Québec—Nature et technologies. The authors thank Environment Canada (Meteorological Service of Canada) for financial support; the Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les Changements Climatiques (MDDELCC) for financing the LIDAR campaign; and the Canadian Hydrographic Service (CHS) and Ministère des Transports du Québec (MTQ) for providing bathymetric and topographic data. The authors also thank Daniel Bourgault for his valued comments on a previous version of the manuscript and David A. Jay for discussions regarding the propagation of tides in rivers. Finally, the authors thank the two anonymous reviewers for their constructive comments on the manuscript.

Nghiên cứu của Pascal Matte được hỗ trợ qua nguồn bổng do Hội đồng Nghiên cứu Khoa học tự nhiên và Kỹ thuật Canada và Quỹ nghiên cứu Tự nhiên và Công nghệ Québec tài trợ. Nhóm tác giả cảm ơn Environment Canada (Cục Khí tượng Canada) hỗ trợ tài chính; Bộ Môi trường, Biến đổi Khí hậu và Phát triển Bền vững (MDDELCC) hỗ trợ tài chính để đo đạc LIDAR; và Cục Đo đạc Thủy văn Canada (CHS) cùng Tổng cục Giao thông Vận tải Québec (MTQ) đã cung cấp số liệu địa hình trên cạn và dưới nước. Tác giả cũng cảm ơn Daniel Bourgault với những góp ý có giá trị về một phiên bản trước của bài viết, và David A. Jay đã thảo luận về sự lan truyền sóng triều trong sông. Sau cùng, tác giả cảm ơn hai người phản biện khuyết danh đã góp ý mang tính xây dựng cho bản thảo này.

## Tài liệu

- [1] Araújo, I. B., Dias, J. M., and Pugh, D. T. (2008). "Model simulations of tidal changes in a coastal lagoon, the Ria de Aveiro (Portugal)." *Cont. Shelf Res.*, 28(8), 1010–1025.
- [2] Aubrey, D. G., and Speer, P. E. (1985). "A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems. Part I: Observations." *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 21(2), 185–205.
- [3] Babu, M. T., Vethamony, P., and Desa, E. (2005). "Modelling tide-driven currents and residual eddies in the Gulf of Kachchh and their seasonal variability: A marine environmental planning perspective." *Ecol. Modell.*, 184(2–4), 299–312.
- [4] Bárcena, J. F., García, A., Gómez, A. G., Álvarez, C., Juanes, J. A., and Revilla, J. A. (2012). "Spatial and temporal flushing time approach in estuaries influenced by river and tide. An application in Suances Estuary (Northern Spain)." *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 112, 40–51.
- [5] Buschman, F. A., Hoitink, A. J. F., van der Vegt, M., and Hoekstra, P. (2009). "Subtidal water level variation controlled by river flow and tides." *Water Resour. Res.*, 45(10).
- [6] Buschman, F. A., Hoitink, A. J. F., van der Vegt, M., and Hoekstra, P. (2010). "Subtidal flow division at a shallow tidal junction." *Water Resour. Res.*, 46(12).

- [7] de Paiva, R. C. D., et al. (2013). “Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the Amazon River basin.” *Water Resour. Res.*, 49(3), 1226–1243.
- [8] Godin, G. (1984). “The tide in rivers.” *Int. Hydrogr. Rev.*, 61, 159–170.
- [9] Godin, G. (1985). “Modification of river tides by the discharge.” *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:2(257), 257–274.
- [10] Godin, G. (1999). “The propagation of tides up rivers with special considerations on the Upper Saint Lawrence River.” *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 48(3), 307–324.
- [11] Hench, J. L., and Luettich, R. A. (2003). “Transient tidal circulation and momentum balances at a shallow inlet.” *J. Phys. Oceanogr.*, 33(4), 913–932.
- [12] Hoitink, A. J. F., and Jay, D. A. (2016). “Tidal river dynamics: Implications for deltas.” *Rev. Geophys.*, 54(1), 240–272.
- [13] Horsburgh, K. J., and Wilson, C. (2007). “Tide-surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea.” *J. Geophys. Res.*, 112(C8).
- [14] Jay, D. A. (1984). *Circulatory processes in the Columbia River estuary*, Univ. of Washington, Seattle.
- [15] Jay, D. A., and Flinchem, E. P. (1997). “Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods.” *J. Geophys. Res.*, 102(C3), 5705–5720.
- [16] Jay, D. A., Giese, B. S., and Sherwood, C. R. (1990). “Energetics and sedimentary processes in the Columbia River estuary.” *Prog. Oceanogr.*, 25(1–4), 157–174.
- [17] Jay, D. A., Leffler, K., Diefenderfer, H. L., and Borde, A. B. (2015). “Tidal-fluvial and estuarine processes in the lower Columbia River: I. Along-channel water level variations, Pacific Ocean to Bonneville Dam.” *Estuaries Coasts*, 38(2), 415–433.
- [18] LeBlond, P. H. (1978). “On tidal propagation in shallow rivers.” *J. Geophys. Res.*, 83(C9), 4717–4721.
- [19] LeBlond, P. H. (1979). “Forced fortnightly tides in shallow rivers.” *Atmos. Ocean*, 17(3), 253–264.
- [20] Liu, Y. Z., Shi, J. Z., and Perrie, W. (2007). “A theoretical formulation for modeling 3D wave and current interactions in estuaries.” *Adv. Water Resour.*, 30(8), 1737–1745.
- [21] Matte, P. (2014). “Modélisation hydrodynamique de l’estuaire fluvial du Saint-Laurent.” Ph.D. thesis, INRS—Centre Eau Terre Environnement, Québec.
- [22] Matte, P., Champoux, O., Secretan, Y., Morin, J., Smith, G. C., and Pellerin, P. (2015). “Towards an operational 2D non-stationary hydrodynamic model of the St. Lawrence River and fluvial estuary.” *Proc., 49th CMOS Congress and 13th AMS Conf. on Polar Meteorology and Oceanography*, Canadian Meteorological and Oceanographic Society, Ottawa.
- [23] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014a). “Temporal and spatial variability of tidal-fluvial dynamics in the St. Lawrence fluvial estuary: An application of nonstationary tidal harmonic analysis.” *J. Geophys. Res.*, 119(9), 5724–5744.
- [24] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014b). “Quantifying lateral and intratidal variability in water level and velocity in a tide-dominated river using combined RTK GPS and ADCP measurements.” *Limnol. Oceanogr. Methods*, 12(5), 281–302.
- [25] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2014c). “A robust estimation method for correcting dynamic draft error in PPK GPS elevation using ADCP tilt data.” *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31(3), 729–738.
- [26] Matte, P., Secretan, Y., and Morin, J. (2017). “Hydrodynamic modeling of the St. Lawrence fluvial estuary. I: Model setup, calibration, and validation.” *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000397, 04017010.
- [27] Morin, J., and Champoux, O. (2006). “Integrated modelling of the physical processes and habitats of the St. Lawrence River.” *Water availability issues for the St. Lawrence River: An environmental synthesis*, A. Talbot, ed., Environment Canada, Montréal, 24–39.
- [28] Morin, J., Leclerc, M., Secretan, Y., and Boudreau, P. (2000). “Integrated two-dimensional macrophytes-hydrodynamic modeling.” *J. Hydraul. Res.*, 38(3), 163–172.
- [29] Morin, J., et al. (2003). “Emergence of new explanatory variables for 2D habitat modelling in large rivers: The St. Lawrence experience.” *Can. Water Resour. J.*, 28(2), 249–272.
- [30] Nabi, M., de Vriend, H. J., Mosselman, E., Sloff, C. J., and Shimizu, Y. (2012). “Detailed simulation of morphodynamics: 1. Hydrodynamic model.” *Water Resour. Res.*, 48(12).
- [31] Nidzicko, N. J. (2010). “Tidal asymmetry in estuaries with mixed semidiurnal/diurnal tides.” *J. Geophys. Res.*, 115(C8).
- [32] Picado, A., Dias, J. M., and Fortunato, A. B. (2010). “Tidal changes in estuarine systems induced by local geomorphologic modifications.” *Cont. Shelf. Res.*, 30(17), 1854–1864.

- [33] Rinaldi, M., Mengoni, B., Luppi, L., Darby, S. E., and Mosselman, E. (2008). "Numerical simulation of hydrodynamics and bank erosion in a river bend." *Water Resour. Res.*, 44(9).
- [34] Sassi, M. G., and Hoitink, A. J. F. (2013). "River flow controls on tides and tide-mean water level profiles in a tidal freshwater river." *J. Geophys. Res.*, 118(9), 4139–4151.
- [35] Sassi, M. G., Hoitink, A. J. F., de Brye, B., and Deleersnijder, E. (2012). "Downstream hydraulic geometry of a tidally influenced river delta." *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 117(F4).
- [36] Simons, R. D., Monismith, S. G., Johnson, L. E., Winkler, G., and Saucier, F. J. (2006). "Zooplankton retention in the estuarine transition zone of the St. Lawrence Estuary." *Limnol. Oceanogr.*, 51(6), 2621–2631.
- [37] Speer, P. E., and Aubrey, D. G. (1985). "A study of non-linear tidal propagation in shallow inlet/estuarine systems Part II: Theory." *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 21(2), 207–224.
- [38] Valle-Levinson, A., Li, C., Wong, K. C., and Lwiza, K. M. M. (2000). "Convergence of lateral flow along a coastal plain estuary." *J. Geophys. Res.*, 105(C7), 17045–17061.
- [39] Zhang, M., Townend, I. H., Cai, H., and Zhou, Y. (2015). "Seasonal variation of tidal prism and energy in the Changjiang River estuary: A numerical study." *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 1–12.
- [40] Zheng, L., Chen, C., and Liu, H. (2003). "A modeling study of the Satilla River estuary, Georgia. i: flooding-drying process and water exchange over the salt marsh-estuary-shelf complex." *Estuaries*, 26(3), 651–669.

