Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de calidad de agua en embalses para generación hidroeléctrica

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN APLICADA FONDO MARÍA VIÑAS 2019
FMV_1_2019_1_156173

INFORME TÉCNICO FINAL

NOVIEMBRE 2022

Autores:
Santiago Delgado
Mónica Fossati
Fernanda Maciel
Lucía Ponce de León
Agustín Ríos
Rafael Rodríguez
Pablo Santoro

Índice

1. Introducción **1**

1.1. Descripción del problema abordado y su relevancia 1

1.2. Objetivos 4

2. Metodología **5**

3. Descripción del área de estudio **8**

3.1. Complejo Hidroeléctrico Salto Grande 8

3.2. Características del embalse de Salto Grande 12

4. Sistematización de información **23**

4.1. Batimetría 23

4.2. Caudales 28

4.3. Niveles 28

4.4. Variables meteorológicas 35

4.5. Temperatura del agua 35

5. Modelación hidrodinámica **37**

5.1. Descripción al programa TELEMAC-2D 37

5.2. Discretización del dominio 41

5.3. Condiciones de contorno e iniciales 54

5.4. Calibración y verificación 63

6. Modelación de temperatura del agua **67**

6.1. Modelo hidrodinámico tridimensional 67

6.2. Modelado de la temperatura 68

6.3. Resultados 72

7. Caracterización hidrodinámica del embalse **73**

7.1. Circulación en el embalse 73

7.2. Escalas temporales de transporte 79

8. Sugerencias de actividades de medición en campo **86**

9. Síntesis y trabajo futuro **89**

Anexos **97**

A. Relevamiento de modelos hidrodinámicos **97**

1. Introducción

Este documento consiste en el informe técnico de las actividades llevadas a cabo en el marco del Proyecto de investigación Aplicada Fondo María Viñas 2019 (FMV_1_2019_1_156173) titulado "Herramientas numéricas de apoyo a la gestión de calidad de agua en embalses para generación hidroeléctrica".

1.1. Descripción del problema abordado y su relevancia

La temática de investigación que da marco a este proyecto es el estudio numérico de la dinámica de embalses para generación hidroeléctrica con énfasis en las condiciones que propician la ocurrencia de floraciones fitoplanctónicas. La gran demanda de energía eléctrica ha llevado a explorar diversas tecnologías para su generación, entre ellas la hidroeléctrica mediante la generación de embalses artificiales. Estas intervenciones antrópicas transforman parte de los ríos (cuerpos de agua lóticos) en embalses (cuerpos de aguas lénticos - semilénticos), modificando significativamente su comportamiento hidrodinámico, su estructura térmica, el clima lumínico y el transporte de sustancias en los mismos. Particularmente, el incremento del tiempo de residencia del agua combinado con el creciente proceso de eutrofización antrópica (Smith & Schindler, 2009), favorece la ocurrencia de floraciones fitoplanctónicas en los embalses, en muchos casos productoras de toxinas. La ocurrencia de estos eventos tiene diversas consecuencias sobre el ecosistema pues inhiben el crecimiento de otros productores primarios, interfieren con el zooplancton, afectan el pH y el contenido de oxígeno disuelto del agua y la carga orgánica de los sedimentos, todo lo que eventualmente puede causar mortalidad en peces y aves. Asimismo, se afectan usos antrópicos como por ejemplo la recreación, la pesca y la fuente de agua para potabilización. Por estas razones, se trata de un problema que tiene un claro impacto sobre el ambiente, la sociedad y diversos sectores productivos, y que a su vez podría afectar las políticas de operación de las represas de generación hidroeléctrica.

Actualmente, la gestión de cuerpos de agua incorpora cada vez más el uso de herramientas de modelación numérica como soporte para la toma de decisiones y la definición de políticas para la conservación de ecosistemas, operación de infraestructuras, así como para la restauración ambiental para un desarrollo social y ecológico sustentable bajo condiciones ambientales variables (Franks, 2018; Hipsey y col., 2015; Jeznach y col., 2016; Robson, 2014; Schuwirth y col., 2019; Tranmer y col., 2020; Weber y col., 2017). Desde hace años se tiende al desarrollo de sistemas de información de gestión ambiental que tengan en cuenta diversos aspectos tanto sociales, ecológicos, como económicos (Vinçon-Leite & Casenave, 2019). Estos sistemas integran modelos numéricos en cascada (meteorológico - cuenca - reservorios - ríos - aguas costeras), y múltiples datos de campo, con el objetivo común de apoyar procesos de toma de decisiones, medidas de control y mitigación de emergencias. Esto permite realizar una evaluación ecológica más completa y la optimización de la gestión de los ecosistemas acuáticos en una variedad de escalas espaciales y temporales (Torres-Bejarano y col., 2013; Tranmer y col., 2020). La utilización de modelos ha permitido evaluar estrategias de restauración ecológica, como reducción de aporte de nutrientes desde las cuencas, dragado de sedimentos, adición de

macrofitas, oxigenación del hipolimnio, diseño de políticas de operación considerando aspectos ambientales, entre otras (Merritt y col., 2017; Vinçon-Leite & Casenave, 2019; Weber y col., 2017).

La modelación de procesos físicos como la circulación hidrodinámica, dinámica térmica y de sedimentos, son la base para poder abordar la modelación de aspectos biogeoquímicos y ecológicos de cuerpos de agua. La hidrodinámica tiene un rol fundamental en el transporte y la mezcla de las distintas sustancias y organismos planctónicos. Es bien descrita por las ecuaciones de balance de masa, de balance mecánico, de transporte de sustancias, y de estado; considerando los forzantes adecuados para el caso de estudio (Ji, 2017). La acción del viento en la superficie libre es uno de los forzantes principales de la hidrodinámica, condicionando la transferencia de cantidad de movimiento desde la atmósfera al cuerpo de agua, y establece una zona de mezcla que permite que el fitoplancton acceda a la zona eufótica para realizar la fotosíntesis (Chung y col., 2014; Gray y col., 2020; Huisman y col., 1999). La temperatura del agua es una variable muy relevante en tanto afecta la densidad, afectando la circulación y generando ciclos de estratificación y mezcla; además de influir en numerosos procesos bioquímicos. La dinámica de sedimentos está condicionada por la hidrodinámica, afecta el clima lumínico en el cuerpo de agua y condiciona el fenómeno de eutrofización ya que los sedimentos son capaces de adsorber fosfatos.

Los modelos biogeoquímicos y ecológicos agregan otra capa de complejidad sobre la hidrodinámica, la comprensión de los procesos involucrados es más acotada, lo que implica más suposiciones y simplificaciones. En general, cuando un modelo biogeoquímico o ecológico acuático predice con éxito un evento, ese evento está controlado principalmente por la física del sistema (Robson, 2014). Friedrichs y col. (2006) evaluaron el desempeño de varios modelos ecológicos marinos de diversa complejidad, y encontraron que el impacto de cambios en la dinámica física del modelo normalmente produce cambios mucho mayores en la respuesta biogeoquímica del modelo que un cambio en su complejidad. Håkanson (1999) encontró que la mejor forma de incrementar el poder predictivo de modelos de eutrofización en lagos es estructurarlos para que incluyan más procesos fundamentales (como carga interna, estratificación y variación estacional) y reducir la incertidumbre de los principales forzantes.

A nivel nacional, si bien existen esfuerzos y avances claros en el desarrollo de sistemas de información ambiental por parte de distintos organismos del estado, aún hay un largo camino a recorrer para el desarrollo de sistemas integrados como los antes mencionados.

Uruguay cuenta con cuatro embalses para generación hidroeléctrica, uno en el Río Uruguay y tres en el Río Negro. Estos cuerpos de agua semilénticos se encuentran entre los más grandes del país, y además tienen otros usos como por ejemplo abastecimiento de agua para potabilización, pesca y recreación. Los mismos muestran problemas de calidad de agua, y en particular son frecuentes floraciones de cianobacterias (Chalar, 2006b; González-Piana y col., 2017; O'Farrell y col., 2012; Vidal & Kruk, 2008).

En el verano de 2019, se observaron floraciones del complejo Mycrocystis Aeruginosa (CMA) a lo largo de la costa del Río de la Plata y Atlántica, con una extensión de 500 km y una persistencia de 4 meses, afectando fuertemente el turismo. Kruk y col. (2019)

señalan que las floraciones fueron generadas en los grandes embalses de la cuenca baja del Plata: Salto Grande y embalses del Río Negro, donde se han registrado frecuentemente floraciones del CMA. Estas floraciones habrían sido luego transportadas por las corrientes hasta el Río de la Plata y Océano Atlántico.

Dentro de las variables principales que controlan la ocurrencia de las floraciones se encuentra la disponibilidad de nutrientes (en particular nitrógeno y fósforo), la temperatura del agua, la penetración de la luz solar, el tiempo de residencia y las condiciones de mezcla. Asimismo, la hidrodinámica del cuerpo de agua condiciona todas las variables antes mencionadas. En cuerpos de agua en condición eutrófica, cuya causa principal son la agricultura y actividades industriales (Moss, 2009), la disponibilidad de nutrientes puede no ser limitante, volviéndose más importantes los otros factores ambientales.

Este proyecto aborda dicha problemática tomando como caso de estudio el embalse del Complejo Hidroeléctrico Salto Grande. Éste fue llenado en la segunda mitad de 1979, tiene una superficie de 783 Km^2, un volumen promedio de 5000 hm^3, y una profundidad media y máxima de 6,4 m y 35 m respectivamente. Ya en febrero de 1978 hubo una floración de algas en el Río Uruguay, y luego de llenado el embalse dichos eventos se han vuelto frecuentes especialmente en los meses cálidos (Noviembre a Abril). La Comisión Técnico Mixta de Salto Grande (CTM-SG) y la Comisión Administradora del Río Uruguay (CARU) cuentan con una extensa red de puntos de monitoreo (cerca de 30) en donde se realizan medidas in situ de parámetros fisicoquímicos, y muestreo de agua a diferentes profundidades para su posterior análisis en laboratorio de parámetros de calidad de agua. Dichas actividades de monitoreo se realizan desde hace más de 10 años, con una frecuencia semanal durante época estival a lo largo de más de 100 km de línea de costa del Río Uruguay en el embalse.

Existen varios trabajos científicos sobre el fenómeno de floraciones de fitoplancton en el embalse de Salto Grande (Bonilla y col., 2015; Bordet y col., 2017; Chalar, 2006b; Conde y col., 1996; De León & Chalar, 2003; A. Drozd y col., 2020; O'Farrell y col., 2012; Quirós & Luchini, 1982). Estos trabajos se basan en datos de monitoreo y campañas específicas, así como en sensoramiento remoto (imágenes satelitales). La metodología llevada adelante en este proyecto se diferencia por abordar el problema mediante la implementación de modelos numéricos. Esto permite complementar los estudios previos en términos del diagnóstico del funcionamiento del sistema, generando además una herramienta de apoyo para la gestión del cuerpo de agua.

A partir de los antecedentes se desprende que la hidrodinámica (especialmente los tiempos de residencia y mezcla de la columna de agua), la penetración de luz, y la temperatura son las principales limitantes para el crecimiento de cianobacterias en el estado actual del embalse. Hasta ahora se ha realizado un extenso trabajo de monitoreo en base a campañas de muestreo periódicas en una red de estaciones. Considerando los principales factores que controlan las floraciones en el embalse, la implementación de un modelo numérico que permite describir la hidrodinámica, dinámica de sedimentos y temperatura en todo el embalse resulta un elemento clave. Los aspectos hidrodinámicos globales y locales no han sido estudiados previamente, por lo que su estudio en profundidad es relevante considerando que la circulación y el transporte de sustancias son determinantes para la evaluación de estrategias que contribuyan a la mitigación de

floraciones. En particular durante eventos hídricos de estiaje, el viento es el principal agente de mezcla y transporte, por lo cual su estudio es muy relevante para la comprensión de los procesos involucrados en la circulación. El modelo numérico resulta ser una herramienta de diagnóstico para la compresión de los procesos que gobiernan el sistema, y una herramienta para pronóstico y toma de decisiones.

La determinación de los tiempos de residencia en el embalse de Salto Grande no es trivial por ser un embalse con forma dendrítica, lo que puede inducir a una distribución espacial heterogénea del tiempo de residencia. Existen varias medidas y metodologías de cálculo para estimar el tiempo de residencia, o en forma más general, parámetros hidrodinámicos de tiempo (Jouon y col., 2006). El estudio de estos parámetros en base a la utilización de modelos numéricos es sumamente extendido (Choi & Lee, 2004; Rueda y col., 2006; Shan & Sheng, 2012) y es un aspecto abordado en el marco de este proyecto.

Como fue mencionado, otra de las variables relevantes para la ocurrencia de floraciones es la temperatura del agua, que en un embalse profundo puede presentar condiciones de estratificación vertical. En este último sentido los forzantes principales son el caudal (considerando que la circulación puede tener una distribución espacial compleja), la radiación, y la mezcla vertical inducida por el viento. El modelo numérico, combinado con datos históricos y eventualmente información satelital, es una excelente herramienta para analizar la sensibilidad a los distintos forzantes y ayudar a comprender cómo es la dinámica térmica en el embalse.

En el caso particular de los embalses para generación hidroeléctrica surge además como variable relevante la política de operación de la represa. Diferentes operativas pueden disminuir o incrementar las corrientes y los niveles, lo que incide en el tiempo de residencia, la temperatura y el transporte de sustancias. Actualmente no se tiene una idea de cuán significativo es dicho impacto, lo que puede ser explorado simulando numéricamente escenarios idealizados de circulación.

1.2. Objetivos

El objetivo general de esta propuesta es contribuir a la gestión de la calidad de agua de los embalses para generación hidroeléctrica. Se busca profundizar el conocimiento de su dinámica generando herramientas que ayuden a comprender el sistema y además permitan pronosticar su comportamiento a futuro.

Como objetivos específicos se plantean:

a) Implementar un modelo hidrodinámico y de temperatura del agua para el embalse de Salto Grande.

b) Realizar una caracterización de la circulación hidrodinámica del embalse.

c) Analizar parámetros hidrodinámicos de tiempo asociado al transporte de sustancias en el embalse y su de sensibilidad distintos forzantes.

d) Identificar y sugerir estrategias para la generación de información de campo (hidrodinámica y de variables físicas del agua) que aportaría de la mejor forma a la compren-

sión de la dinámica del embalse y mejoraría las herramientas numéricas implementadas

2. Metodología

El trabajo realizado parte de la hipótesis de que, ante la abundancia de nutrientes, la hidrodinámica (especialmente los tiempos de residencia y mezcla de la columna de agua), la penetración de luz, y la temperatura son factores determinantes para la ocurrencia de floraciones en el embalse. En este sentido se busca avanzar en caracterizar cómo es el funcionamiento hidrodinámico del embalse; cómo es la distribución espacial de los tiempos de residencia del agua en el embalse; cuál es influencia del viento en la elevación de la superficie libre y circulación en el embalse; y cuál es la influencia de la operación de la represa hidroeléctrica sobre estos aspectos.

La metodología se centra en simular numéricamente las variables que se entienden claves para la ocurrencia de floraciones mediante la implementación de un modelo hidrodinámico para el embalse de Salto Grande. Los resultados de dicho modelo permiten complementar los estudios previos en términos del diagnóstico del funcionamiento del sistema generando además una herramienta de apoyo para la gestión del cuerpo de agua.

A continuación se describen las principales actividades del estudio:

1. Sistematización de información existente

   Se refiere a la sistematización de la información existente para implementar el modelo numérico. En este sentido se utilizó: información batimétrica, información de caudales que ingresan al embalse y son erogados por la represa, así como niveles en el embalse, información de viento, presión atmosférica en superficie, temperatura del aire, radiación solar, humedad relativa y nubosidad.

   Además, se exploraron distintas fuentes de uso libre de imágenes satelitales disponibles (ej. Landsat, Modis, Sentinel) y algoritmos para la estimación de temperatura del agua.

   Lamentablemente no fue posible acceder a la información de monitoreo de calidad de agua en el embalse llevada adelante por la CTM-SG. Esto limitó la posibilidad de contrastar las estimaciones a partir de teledetección con la información de muestreos, así como avanzar en la implementación del módulo térmico del modelo numérico.

2. Implementación del modelo numérico

   Se refiere a la implementación del modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias, considerando a la temperatura como variable a modelar. Este es un paso fundamental hacia la modelación de calidad de agua.

   La primera etapa comprende la selección del modelo numérico a utilizar, considerando que existen varias alternativas (por ej. Delft3D, SCHISM, TELEMAC, entre otros). En el Anexo A se presenta un relevamiento de herramientas posibles.

En este caso se decidió trabajar en la implementación del modelo hidrodinámico TELEMAC tanto en su versión bidimensional (integrado en la vertical) como tridimensional.

Las condiciones de borde necesarias para la implementación del modelo son: los caudales fluviales afluentes en las fronteras abiertas y el caudal erogado por la represa de Salto Grande; la rugosidad en el fondo; y en la superficie la tensión inducida por el viento, la presión atmosférica en la superficie libre, radiación solar y temperatura del aire.

Se debe realizar la simulación de períodos de tiempo suficientemente extensos como para considerar diversas condiciones hídricas (crecidas y estiajes), así como la variación estacional de la temperatura.

El correcto proceso de calibración y especialmente validación del modelo numérico es fundamental para poder confiar en sus resultados. La rugosidad de fondo y coeficiente de arrastre por el viento son los parámetros hidrodinámicos de calibración del modelo, los cuales fueron ajustados para representar los niveles medidos en el embalse.

La calibración y validación del modelo numérico están directamente condicionadas por la información de campo disponible. En este sentido el presente proyecto se acotó a la componente hidrodinámica en base a la información batimétrica e histórica de variables hidrológicas proporcionada por la CTM-SG. Lamentablemente no fue posible acceder a la información de monitoreo de calidad de agua en el embalse llevada adelante por la CTM-SG. Se realizaron comparaciones exploratorias de resutlados de temperatura del agua con información de teledetección.

3. Caracterización de la dinámica del embalse

Caracterización de la circulación

Se realizaron simulaciones de varios años con forzantes realistas a los efectos de caracterizar la circulación en el embalse. Se compararon los niveles simulados y observados en la represa para todo el período simulado. A partir de los campos de corrientes horarios obtenidos con el modelo se calcularon mapas de corriente residual (promedio durante el período simulado), intensidades máximas, mínimas y percentiles 10 y 90.

A los efectos de evaluar la influencia del forzante viento en la hidrodinámica del cuerpo de agua, se realizó el experimento numérico de simular el mismo período con forzantes realistas (niveles y caudales) pero desactivando la influencia del viento. Luego se compararon los distintos mapas de corrientes entre ambos escenarios.

Estimación de parámetros hidrodinámicos de tiempo

Por otra parte, el transporte de sustancias en embalses es forzado por procesos con alta variabilidad en el espacio y el tiempo de allí que los campos de concentración y propiedades del cuerpo de agua sean heterogéneos en el embalse. Se aprovechó así el modelo numérico para estimar la distribución espacial de las escalas temporales de transporte.

Para estimar las escalas temporales de transporte en este trabajo se adaptaron dos parámetros locales: el tiempo de lavado (tFT, e-flushing time en inglés) y el tiempo de retraso del lavado (tFL, flushing lag en inglés). Provienen de una metodología Euleriana cuyo método de cálculo se adopta de Jouon y col., 2006. Inicialmente, se impone una concentración $C_0 = 1$ de un trazador pasivo dentro del dominio y se asigna un valor de concentración $C* = 0$ al flujo de agua que ingresa a través de límites abiertos. El tiempo que tarda la concentración en alcanzar un valor umbral C1 (establecido arbitrariamente como el 95 % de C_0) se denomina tiempo de retraso de lavado y se considera que es el comienzo de una disminución exponencial de la concentración en el punto de dominio observado. El tFT se define como el tiempo de lavado local y corresponde al tiempo transcurrido desde tFL para que la concentración del trazador pasivo alcance un valor de $1/e * C_0$. Ambos parámetros se denominan locales ya que se calculan para cada nodo de la malla. Teniendo en cuenta la hipótesis subyacente de esta metodología, es más adecuada para analizar escenarios estables. Se simularon escenarios sin viento, combinando diferentes elevaciones superficiales y caudales entrantes (altos, medios y bajos). Para definir dichos valores se consideraron los valores de percentil 90, 50 y 10 de las respectivas series históricas de cada variable.

Luego, la influencia del viento se evaluó mediante la simulación de ocho escenarios con una elevación de la superficie libre y caudales entrantes medios, y un viento constante de 10 m/s que sopla desde ocho direcciones cardinales diferentes. Para cada uno estos escenarios se construyeron mapas de los dos parámetros locales de escala temporal de transporte.

4. Pautas para una futura campaña de medición en campo. En base a la revisión de antecedentes y los resultados obtenidos en el proyecto, se elaboraron pautas para el diseño de una campaña de medición en campo con el objetivo de mejorar la comprensión de la dinámica del embalse y las herramientas numéricas a desarrollar.

3. Descripción del área de estudio

El Complejo Hidroeléctrico Salto Grande (CHSG) se construyó en el curso medio del río Uruguay, aprovechando para la generación hidroeléctrica un desnivel natural llamado Salto Grande. Está ubicado en las coordenadas 31°16'28.7"S, 57°56'21.0"W, en el kilómetro 342,6 del río Uruguay, aguas arriba de las ciudades de Concordia (Argentina) y Salto (Uruguay) (ver Figura 1). Las obras del CHSG comenzaron en abril de 1974, en junio de 1979 se conformó el lago-embalse y la primera de las catorce turbinas comenzó a generar energía eléctrica, y en mayo de 1983 se puso en funcionamiento el último hidrogenerador quedando oficialmente inaugurada la obra del CHSG (CTM-SG, 2020).

La Comisión Técnica Mixta de Salto Grande (CTM-SG) es un Organismo Binacional constituido en 1946 por la República Argentina y la República Oriental del Uruguay. Desde su creación, tuvo a su cargo los estudios y proyectos, construcción y puesta en servicio del Complejo Hidroeléctrico de Salto Grande. Dentro de sus principales cometidos se encuentra producir y suministrar energía eléctrica a través del aprovechamiento del río Uruguay (CTM-SG, 2020).

En la pagína web de CTM-SG se publican reportes y pronósticos diarios de datos hidrológicos de precipitaciones, caudales y niveles, y también se encuentra publica la información de los datos diarios y horarios de la operación del embalse y de la generación hidroeléctrica. Asimismo, es posible acceder a registros historicos de las variables medidas en distintas estaciones de la red telemétrica de CTM-SG (CTM-SG, 2020).

A continuación, se presentan características de la obra civil, las instalaciones y la cuenca de aporte al CHSG.

3.1. Complejo Hidroeléctrico Salto Grande

Figura 1: Ubicación del CHSG. Fuente: Google Earth.

Obra civil e instalaciones

La obra civil incluye una represa de 69 metros de altura desde su fundación y 39 metros sobre el nivel del rio que forma un lago-embalse de 78.300 hectáreas, dos salas de máquinas interconectadas, y un puente internacional vial y ferroviario. El CHSG cuenta con extensa red de transmisión eléctrica que alimenta la demanda energética de Uruguay

y del litoral argentino y complementa la interconexión entre los sistemas eléctricos de ambos países (CTM-SG, 2020).

El complejo está formado por una presa central de hormigón y dos presas de materiales sueltos, para su construcción se utilizaron 60.000 toneladas de acero y 1.500.000 m^3 de hormigón. En la parte superior de la represa (coronación) se encuentra el Puente Internacional Ferrovial que une las ciudades de Salto (Uruguay) y Concordia (Argentina). El complejo cuenta con un vertedero central de 361 metros de largo cuya capacidad máxima de descarga es de aproximadamente 60.000 m^3/s. El vertedero es una gran estructura de hormigón, formada por diecinueve vanos (o ventanas) cada uno de compuerta radial. La capacidad de turbinado de Salto Grande de unos 8.400 m^3/s, cuando se supera este caudal, es necesario abrir los vertederos para evacuar el excedente (CTM-SG, 2020).

La Figura 2 muestra imágenes históricas y actuales del CHSG, y la Tabla 1 resume la principal información de la obra civil.

Figura 2: Fotos historicas y actuales del CHSG. Fuente CTM-SG (2020).

Entre sus instalaciones el CHSG cuenta con catorce unidades hidrogeneradoras (potencial total instalada 1.890 MW), con un promedio de generación media anual de diseño de 6.700 GWh (CTM-SG, 2018, 2020); y una red hidrometeorológica compuesta por 158 estaciones convencionales y 58 estaciones automáticas que permiten conocer la ocurrencia de eventos de precipitación y variación de alturas de los ríos afluentes al embalse de Salto Grande. Mediante un sistema de alerta temprana de inundación (FEWS, por sus siglas en inglés) se calculan precipitaciones y pronósticos hidrológicos. Con el pronóstico de caudales se planifica la gestión del embalse y el despacho energético.

Cuenca de aporte

La cuenca del río Uruguay hasta Salto Grande abraca una extensión aproximada de 244,000 km^2 (CTM-SG, 2018), alcanzando un población total aproximada de 4,800,000 habitantes (Minaglia & Bordet, 2013). Esta cuenca puede dividirse en tres grandes áreas, para analizar los ditintos aportes al embalse según CTM-SG (2018) (ver Figura 3):

- Cuenca alta: desde la naciente hasta San Javier (provincia de Misiones), que abarca un área de 99.521 km^2, 41 % del total. El tiempo de tránsito de los aportes hasta el

Tabla 1: Características de la obra civil CHSG. Fuente CTM-SG (2018).

Longitud total	2.486 m
Longitud de la parte de hormigón	852 m
Longitud del dique de tierra (margen izquierda)	785 m
Longitud del dique de tierra (margen derecha)	849 m
Volumen de hormigón	1.500.000 m^3
Volumen del movimiento de tierra (presa margen izquierda)	1.800.000 m^3
Volumen del movimiento de tierra (presa margen derecha)	1.300.000 m^3
Volumen de excavación total (estimada)	2.500.000 m^3
Profundidad máxima excavada en el lecho del río	30,5 m
Ancho de la coronación (Puente Internacional)	8,3 m
Ancho total del vertedero	357 m
Cantidad de vanos del vertedero	19
Ancho de cada vano del vertedero	15,3 m
Longitud del lecho amortiguador	64 m
Ancho escala de peces	11,4 m
Longitud de la sala de máquinas (sentido del flujo)	60,5 m
Longitud transversal de cada sala de máquinas	236 m
Altura total de la sala de máquinas	69 m

embalse de Salto Grande se estima entre 6 a 10 días.

- Cuenca media: entre San Javier y Paso de los Libres (provincia de Corrientes), que abarca un área de 97.214 km^2, 40 % del total. El tiempo de tránsito de los aportes hasta el embalse de Salto Grande se estima entre 2 a 6 días.
- Cuenca inmediata: entre Paso de los Libres y la represa de Salto Grande, que abarca un área de 47.235 km^2, 19 % del total. El tiempo de tránsito de los aportes hasta el embalse de Salto Grande se estima menor a 2 días.

Normas de uso

Niveles

En CTM-SG (2006) se definen los niveles de agua como cotas referidas al Cero del Riachuelo (RA), salvo expresamente se indique lo contrario. La figura tanto expresa la relación entre el Cero del Puerto de Montevideo, el Cero del Riachuelo y el Cero Wharton. A continuación, se presentan algunas definiciones encontradas para los niveles.

- **Nivel Máximo Extraordinario**: 38,80 m. Nivel Máximo posible de alcanzar durante la crecida de diseño.
- **Nivel Crítico para Crecidas Extraordinarias**: 36,00 m. Nivel cuya superación no debe programarse o mantenerse cuando se cumplan las condiciones hidrológicas necesarias para la ocurrencia de la creciente de diseño.
- **Nivel Máximo Normal**: Definido por la línea de expropiación.
- **Niveles de Servidumbre**: Los que definen las franjas de ocupación temporaria de aguas, en oportunidad de ocurrencia de crecidas.
- **Nivel Nominal**: 35,00 m.
- **Nivel Mínimo de Operación Extraordinaria**: 25,00 m coincidente con el Nivel

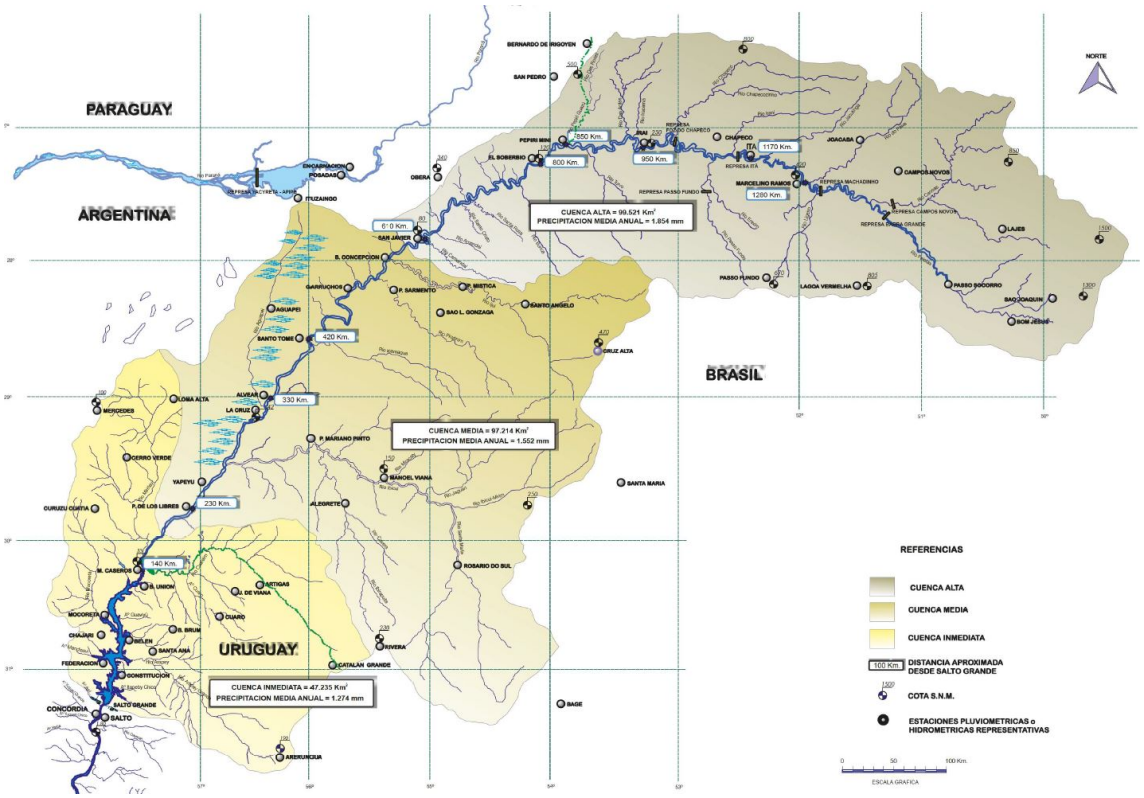

Figura 3: Cuenca colectora de aporte al CHSG. Fuente CTM-SG (2018).

Mínimo de Funcionamiento de las Turbinas.

- **Nivel Mínimo de Funcionamiento de los Vertederos**: 17,00 m.
- **Nivel de Alerta Aguas Abajo**: 11,00 m de la escala del Puerto de Concordia y 11,00 m de la escala del Puerto de Salto.
- **Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa**: 12,00 m escala Puerto de Concordia y 12,30 m de la escala Puerto de Salto.

Caudales

A continuación se presentan algunas definiciones encontradas en CTM-SG (2006) para los caudales:

- **Caudal de Aporte**: Caudal medio diario de aporte al embalse.
- **Caudal Aguas Abajo**: Caudal medio diario erogado por la presa.
- **Caudal de Modulación**: 12.000 m^3/s. Máximo caudal medio diario evacuado de modulación.
- **Caudal de Navegación**: 600 m^3/s. Mínimo Caudal Aguas Abajo que permite atender las necesidades de la navegación.
- **Caudal de Agua Potable**: 400 m^3/s. Mínimo Caudal Aguas Abajo que permite atender las necesidades de agua potable de las poblaciones aguas abajo.

Modos de operación

La operación del embalse se realiza de acuerdo al Modo de Operación, compatibilizando con las condiciones de seguridad de la propia presa y de las poblaciones aguas abajo. La CTM-SG define cuatro Modos de Operación (CTM-SG, 2006):

- **Modo de Operación Energética**: se prioriza la producción energética, y se da cuando el promedio del Caudal Pronóstico es superior al Caudal de Navegación, el nivel del embalse es superior al Nivel Mínimo de Operación Energética, y la operación permite un Caudal Aguas Abajo que no supera el Caudal de Modulación.
- **Modo de Operación en Crecida**: Se da cuando los Caudales de Aporte o Pronóstico generan una programación con Caudal Aguas Abajo superior al Caudal de Modulación, y se definen 3 tipos de crecidas. La *Crecida Ordinaria* Es aquella en que los Caudales de Aporte o Pronóstico, generan una programación con las condiciones de Caudal Aguas Abajo superior al Caudal de Modulación y no se supera el Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa. La *Crecida Extraordinaria* es aquella en que el Caudal Pronóstico genera una programación donde el Nivel Aguas Abajo de Flexibilización Operativa resultará superado. La *Crecida Crítica* es aquella en que considerando los Caudales de Aporte y Pronóstico, el estado de la cuenca y la probabilidad de ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos, su desarrollo puede alcanzar una magnitud cercana o equivalente a la de diseño.
- **Modo de Operación en Estiaje**: Se da cuando los Caudales de Aporte o Pronóstico son menores al Caudal de Navegación, y se definen dos tipos de estiajes. El *Estiaje Severo* es cuando el promedio del Caudal Pronóstico es inferior o igual al Caudal de Navegación y superior al Caudal de Agua Potable. El *Estiaje Extraordinario* es cuando el promedio del Caudal Pronóstico es inferior o igual al Caudal de Agua Potable.
- **Modo de Operación Especial**: las alteraciones en los programas de evacuación, debidas a causas extraordinarias, podrán dar lugar a operaciones especiales a criterio de la CTM, en las cuales esta se encuentra facultada para apartarse de los procedimientos establecidos. Se definen la *Operación Especial Imprevista* (por ejemplo ocasionada por una salida de servicio intempestiva de una o más máquinas en Salto Grande) y la *Operación Especial Prevista* (por ejemplo ocasionada por una situación extraordinaria relacionada con la seguridad estructural de la obra).

3.2. Características del embalse de Salto Grande

A continuación se resumen algunas de las principales características del embalse de Salto Grande tomando. El mismo surge de diversos antecedentes que incluyen los aportes de comités técnicos como la Comisión Administradora del Río Uruguay (Bazzalo y col., 2018; CARU, 2009, 2016, 2018, 2020; Izaguirre y col., 2018) y la CTM-SG (CTM-SG, 2020); así como aportes de la comunidad científica. La Universidad de la República por parte de Uruguay, y algunas universidades de Argentina como la Universidad Nacional del Litoral, la Universidad Tecnológica Nacional, la Universidad Nacional de Entre Ríos, la Universidad Autónoma de Entre Ríos y la Universidad de Buenos Aires, han realizado aportes significativos en el estudio de la dinámica y calidad de agua del embalse de Salto Grande, con artículos publicados en revistas internacional arbitradas (Berón, 1990; Boltovskoy y col., 2013; Bordet y col., 2017; Chalar, 2009; A. Drozd y col., 2020; Gangi y col., 2020; Mangini y col., 2007; O'Farrell y col., 2012; O'Farrell & Izaguirre, 2014), artículos publicados en revistas regionales y nacionales (Cardini y col., 2015; De León & Chalar, 2003; A. A. Drozd y col., 2014; Lepillanca y col., 2018; Minaglia & Bordet, 2013; Quirós & Luchini, 1982) y en capítulos de libros (Chalar, 2006a; Chalar & Conde, 2000).

3.2.1. Morfología

El embalse de Salto Grande es un lago artificial de múltiples propósitos: producción de energía, agua potable y actividades recreativas. La morfología del reservorio es de tipo dendrítica (De León & Chalar, 2003; O'Farrell & Izaguirre, 2014), compuesta por una única entrada principal y cinco brazos laterales relevantes: río Itapebí, río Arapey, río Gualeguaycito, río Mandisovi y río Macoreta. En la Figura 4 se presenta una imagen de la morfología de superficie del lago con sus principales tributarios. En la Tabla 2, se presentan las principales características del embalse (Berón, 1990; CTM-SG, 2020), mientras que la Tabla 3 presenta datos comparativos de las características morfológicas para los cuatro principales embalses de generación hidroeléctrica en Uruguay según Chalar y Conde (2000).

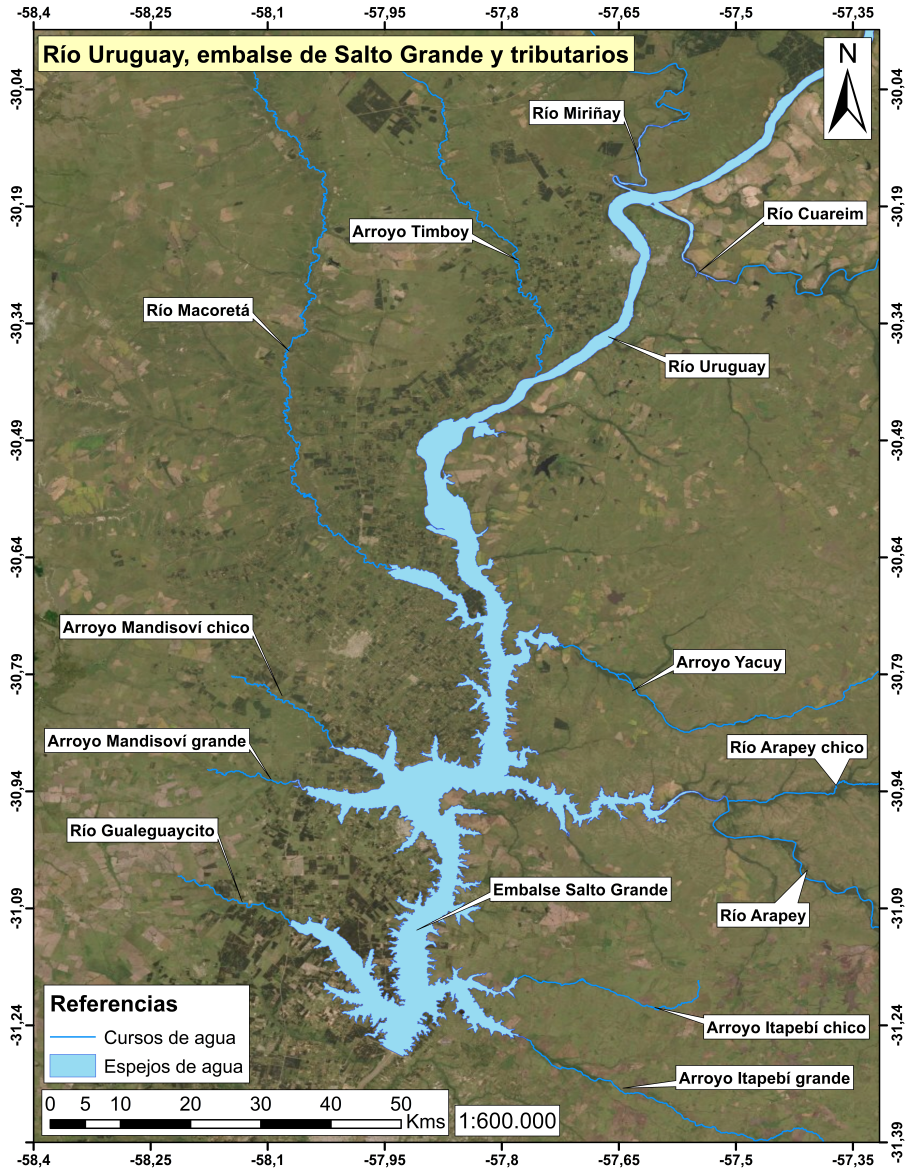

Figura 4: Río Uruguay, embalse de Salto Grande y principales tributarios.

El tiempo medio de retención, presentado en la Tabla 2, es estimado a partir del caudal medio anual que ingresa al embalse (ver Tabla 6) y el volumen del embalse. El tiempo

Tabla 2: Características morfológicas del embalse de Salto Grande. Fuente CTM-SG (2018).

Cota nominal del embalse	35 m
Área del embalse	783 km^2
Volumen del embalse	5.500 Hm^3
Longitud del embalse	140 km
Ancho medio del embalse	5,4 km
Ancho máximo del embalse	9 km
Perímetro de costa	1190 km
Tiempo medio de retención hidráulico	2 semanas

medio de retención hidráulico durante periodos de aguas bajas puede ser de 9 semanas o más (Chalar, 2006a; O'Farrell y col., 2012). Según Berón (1990), los brazos Gualeguaycito y Mandisovi, se encuentran más influenciados por el cauce principal porque son más abiertos, tienen aportes temporales de agua de pequeña importancia relativa, y el eje de sus bocas está en la dirección de los vientos predominantes de la región.

Tabla 3: Datos comparativos de características físicas de los cuatro mayores embalses de generación hidroeléctrica en Uruguay. Fuente Chalar y Conde (2000).

Parámetro	**Salto Grande** (1992-1993)	**Bonete** (1994 ?1999)	**Baygorria** (1989, 1994)	**Palmar** (1989, 1994)
Ubicación	31° 12' S - 57° 55' W	32° 49' S - 56° 25' W	32° 53' S - 56° 48' W	33° 03' S - 57° 27' W
Construído (año)	1979	1945	1960	1982
Area de la cuenca (Km^2)	47.235	39.541	42.000	62.411
Superfície del embalse (Km^2)	780	1.070	100	320
Volumen del embalse (Km^3)	5,00	8,80	0,57	2,86
Producción (MW)	1800	128	140	333
Profundidad máx. (m)	35	32	20	15
T. Residencia (días)	11.3	150	3	16

3.2.2. Batimetría

Existen estudios de relevamiento realizados por FICH-IMFIA en el embalse de Salto Grande para el año 2002 y 2005 (Mangini y col., 2007). En el año 2002, se relevaron 21 secciones y se recopilaron antecedentes de los años 1906-1907 y 1962-1963. En el año 2005, se realizó una batimetría de perfiles longitudinales y transversales, estos últimos ubicados aproximadamente cada 500 m. En total, se registraron más de 60 perfiles cubriendo todo el ancho del embalse, con un recorrido total de aproximadamente 360 km.

En CARU (2016) se informan los resultados de la elaboración de un modelo digital de elevación (MDE) del lecho del embalse a nivel del mar, un modelo digital de profundidades (MDP), un modelo digital de pendientes (MDpend) y un modelo digital de rugosidad (MDR), a partir de los relevamientos previos realizados por CARU.

3.2.3. Régimen hidroclimático y sedimentación de finos

La cuenca del río Uruguay está comprendida en el área de influencia de los eventos de las anomalías de temperatura de la superficie del océano Pacífico tropical caracterizadas

como El Niño y La Niña (Chalar, 2006a). Este ciclo completo puede durar entre 3 a 7 años.

Precipitación

En la Tabla 4 se presentan los valores de precipitación media anual históricas para las distintas cuencas de aporte al embalase de Salto Grande (CTM-SG, 2018). En Gangi y col. (2020) se analizaron mediante pruebas no paramétrica de Mann-Kendall las tendencias temporales de los datos históricos (1967 - 2017) sobre la precipitación acumulada anual en la estación meteorológica EEA, INTA (Estación Experimental Agropecuaria 31.22531°S, 58.06551°W), ubicada a unos 20 km al suroeste del embalse de Salto Grande. Los autores concluyeron que no existe una tendencia significativa en la precipitación anual, con valores que oscilan entre 786 y 2193 mm.

Tabla 4: Precipitación media anual histórica para distintas cuencas de aporte al embalse. Fuente CTM-SG (2018).

Precipitación media anual histórica (mm)	
Cuenca alta	1.854
Cuenca media	1.552
Cuenca inmediata	1.274

Caudales

La Tabla 5 presenta una relación entre los aporte del canal principal y los tributarios al embalse (Berón, 1990). El río Arapey y el río Mocoreta, aportan en términos relativos menos del 2 % del caudal del río Uruguay, mientras que los aportes del río Mandisovi, Gualeguaycito e Itapebí son un orden de magnitud menor que los primeros.

Tabla 5: Área de drenaje y caudal medio de principales tributarios al embalse de Salto Grande. Fuente Berón (1990).

Nombre	**Área de drenaje** (km^2)	**Caudal medio** (m^3/s)
Río Uruguay	47.235 (cuenca inmediata)	4.457
Río Arapey	11.850	65,7
Río Macoreta	3.693	43,2
Río Itapebí	1.835	6,3
Río Mandisovi	974	4,5
Río Gualeguaycito	993	4,2

La Tabla 6 y la **??** presentan los valores de caudales medios mensuales y anual, y los percentiles 10 y 90 para el período de operación 1980-2015 del CHSG, de acuerdo a lo informado en CTM-SG (2018).

Los valores presentados en la Tabla 6 son coherentes con las observaciones realizadas por Boltovskoy y col. (2013), Chalar (2009), O'Farrell y col. (2012) donde señalan que el sistema se caracteriza por un período de mayores aportes de abril a noviembre y, un periodo de menores aportes durante el verano (diciembre a marzo). Las variaciones en los aportes de caudal, según Chalar (2009), se relacionaron con el ENOS (El Niño - Oscilación del Sur). El caudal máximo registrado fue de 37.700 m^3/s en el año 1992, mientras que

Tabla 6: Caudal medio y percentiles para periodo 1980-2015. Fuente CTM-SG (2018).

Mes	**Caudales periodo 1980-2015**		
	Media (m^3/s)	Percentil 10 (m^3/s)	Percentil 90 (m^3/s)
Enero	3.724	837	7.375
Febrero	3.845	1.121	7.176
Marzo	3.876	988	7.153
Abril	5.769	905	12.276
Mayo	6.482	1.672	10.592
Junio	6.691	1.664	11.356
Julio	6.616	3.024	10.341
Agosto	5.392	2.299	10.074
Setiembre	5.309	2.043	8.577
Octubre	7.952	3.646	12.093
Noviembre	6.947	2.288	12.642
Diciembre	4.380	1.179	9.569
Anual	5.527	2.940	8.280

el caudal mínimo registrado en los últimos 70 años en el río Uruguay fue de 92 m^3/s en el año 1945 (CTM-SG, 2018).

En Gangi y col. (2020) analizaron mediante pruebas no paramétrica de Mann-Kendall las tendencias temporales de los datos históricos (1994 - 2017) del nivel de agua y caudales en el embalse de Salto Grande. Los autores concluyeron que los valores medios anuales de caudal y nivel de agua no presentaron tendencias significativas con valores más altos en los intervalos 1994-2005 y 2012-2017, y valores más bajos de 2004 a 2012.

Evaporación de la superficie del lago

Para obtener una estimación del orden de magnitud del volumen que se puede evaporar de la superficie del lago se considera la información presentada en CTM-SG (2018). Según lo reportado, la evapotranspiración real media anual de la cuenca inmediata correspondiente al año 2018, estimada como la diferencia entre lo precipitado y lo realmente escurrido al río, fue de 992 mm.

Considerando los valores de los tanques de evaporación, de las estaciones meteorológicas localizadas en la cuenca inmediata, la evapotranspiración potencial de la cuenca fue estimada en 1.274 mm. A partir de este último valor, multiplicado por el área superficial del embalse (ver Tabla 2), para el año 2018 la superficie media del lago de Salto Grande generó una evaporación de 993 Hm^3 de agua. Si este valor se lo expresa como una tasa media anual, se obtiene que la evapración para media anual en el año 2018 fue de aproximadamente 30 m^3/s, esto representa un 0,5 % del caudal medio anual historico del río Uruguay (ver tabla Tabla 6) y es un valor inferior pero del mismo orden de magnitud que los principales tributarios (río Arapey y rio Macoreta, ver Tabla 5).

Temperatura del aire y viento

El embalse de Salto grande se encuentra ubicado en una región templada subtropical con una temperatura media anual de 19℃, una temperatura media en invierno (julio a

setiembre) de 7℃, y en los meses de verano (diciembre a marzo) de 30℃ (Bordet y col., 2017). Los vientos locales tienen una dirección predominante NE durante todo el año, con velocidades medias mensuales que oscilan entre 10 y 12 km/h. En verano y primavera los vientos predominantes son N, NE, E y SE y en otoño e invierno, sin ser dominantes, aumenta la frecuencia de los vientos S y SO (O'Farrell y col., 2012).

En Gangi y col. (2020) analizaron mediante pruebas no paramétrica de Mann-Kendall las tendencias temporales de los datos históricos (1967 - 2017) sobre la temperatura del aire y la velocidad del viento en la estación meteorológica EEA, INTA (Estación Experimental Agropecuaria 31.22531 ° S, 58.06551 ° W), ubicada a unos 20 km al suroeste del embalse de Salto Grande. Estos autores concluyeron que la temperatura media anual del aire aumentó significativamente durante el período analizado (tau: 0,321, p = 0.002) en aproximadamente 0.5 - 1℃, con un período de temperaturas medias anuales más bajas durante 1968 a 1992 ($<$ 19℃) y una tendencia creciente de 1993 a 2009 ($>$ 19℃). La velocidad media anual del viento disminuyó significativamente (tau: 6.04, p $<$ 0.0001) en aproximadamente un 44 % de 1967 a 2017, los valores fueron más altos en 1967 (8.5 km/h), intermedios hasta 1985 ($<$ 8.5 y $>$ 6.05 km/h) y el más bajo ($<$ 5.5 km/h) después de 1985.

Sedimentación de finos

Estudios de la hidrodinámica y la sedimentación de finos en el embalse de Salto Grande fueron realizados por FICH-IMFIA entre los años 2002 y 2005, los resultados son presentados en Mangini y col. (2007). En dicho trabajo se realizaron tres camapañas de medición en el embalse: la primera en setiembre de 2004 priorizando el estudio detallado de la batimetría, quedando en evidencia zonas de mayores depósitos de sedimentos finos; la segunda campaña se realizó en mayo de 2005 y tuvo como objetivo realizar mediciones de caudales y perfiles de velocidad, determinar líneas de corriente, y toma de muestras de sedimentos en suspensión y fondo; la tercera campaña se realizó en junio de 2005 y tuvo como objetivo complementar las mediciones hidrodinámicas y sedimentológicas en zonas localizadas de depósitos más recientes a la fecha de estudio.

La zona del embalse con los mayores depósitos de sedimentos finos se extiende desde aguas abajo de la desembocadura del río Macoreta (km 421 aprox.) hasta cercanias de la ciudad de Nueva Federación (km 385) (Mangini y col., 2007). La posición y espersores de los depósitos son altamente variables. En particular, en sentido transversal al cauce, algunas zonas tienen variaciones de 1 y 8 metros entre ambas márgenes.

Por otro lado, según los resultados presentados en CARU (2016), el MDR evidenció que el canal principal del embalse muestra grandes diferencias de profundidades con respecto a los brazos. En particular, el río Gualeguaycito y el río Itapebí, mostraron estrechamiento y alta rugosidad en sus desembocaduras lo que podría favorecer el estancamiento, aguas arriba en dichos brazos. Según CARU (2016), del análisis conjunto de los modelos digitales y del perfil de profundidades se observa acumulación de sedimentos en numerosos sectores. Estos resultados se corresponden a los informados por Mangini y col. (2007).

3.2.4. Calidad de agua

Se han realizado estudios que abordan la temática de calidad de agua en el embalse de Salto Grande desde la formación del lago en 1979. A continuación, se realiza una descripción de las principales características de calidad de agua del embalse de Salto Grande teniendo en cuenta: el estado trófico, la estructura térmica vertical, la comunidad fitoplanctónica, la dinámica espacio-temporal de las floraciones de cianobacterias y los efectos de los forzantes externos sobre las floraciones.

Estado trófico

El patrón anual de las principales variables físicas, químicas y biológicas se describió por primera vez para los años 1980-1981 en Quirós y Luchini (1982). Además de las condiciones hidrológicas y climáticas, estos autores señalan que la turbidez inorgánica del sistema mostró ser un factor limitante de importancia en la producción del fitoplancton para este embalse. Las condiciones del embalse eutrófico y la alta variabilidad ambiental del sistema, que puede funcionar como un río o como un lago de acuerdo con las variaciones del tiempo de retención hidráulico, fueron señaladas por Berón (1990) para los años 1980-1984. Además, en concordancia con Quirós y Luchini (1982), Berón (1990) indica que el fitoplancton del embalse está limitado por la turbidez inorgánica, excepto en el extremo de los brazos, donde está determinado principalmente por la renovación de agua en el centro del embalse y por el efecto de lavado por lluvia en los brazos laterales.

A fines de los años 90 y principios de los años 2000 este cuerpo de agua fue catalogado como eutrófico según Chalar y Conde (2000), De León y Chalar (2003). En Minaglia y Bordet, 2013 se determinó el estado trófico en el río Uruguay en el tramo comprendido entre Monte Caseros/Bella Unión y la represa de Salto Grande durante el período estival 2010, a través de la aplicación de diferentes índices. Dicho estudio concluye que los nutrientes no serían un factor limitante para la proliferación de cianobacterias en el área del embalse de Salto Grande.

Durante el período 2013-2014 se realizaron muestreos con una frecuencia semanal en verano y mensual el resto del año, y de acuerdo a los datos de concentración de clorofila-a, la sección del embalse de Salto Grande fue caracterizada como eutrófica a hipereutrófica (CARU, 2016). Durante el período 2015-2016, se realizaron muestreos con frecuencia semanal y los resultados confirman que el sistema presenta características típicas de ambientes eutróficos e hipereutróficos en el embalse, y de mesotróficos a eutróficos en las estaciones de tipo lótico (Izaguirre y col., 2018). En dicho periodo, el sitio de muestreo con mayor promedio de cianobacterias y clorofila-a fue Cañada Vieja Águila (CVA) en la margen derecha del embalse, con una abundancia promedio (n=11) de 161.036 cel/mL y clorofila-a de 636 $\mu g/L$ (ver Figura 5).

En el año 2018, se reportaron estudios realizados en el área de desembocadura de la cuenca hidrográfica del arroyo Gualeguaycito ubicado en los Departamentos Concordia y Federación de la provincia de Entre Ríos. Esta zona, está caracterizada por ocurrencias de episodios de mortandad de peces registrados desde los años 90. A partir de un evento ocurrido en octubre del 2014 se llevó a cabo una caracterización ambiental de la zona (Bazzalo y col., 2018). Durante noviembre y diciembre de 2014, enero, mayo y septiembre

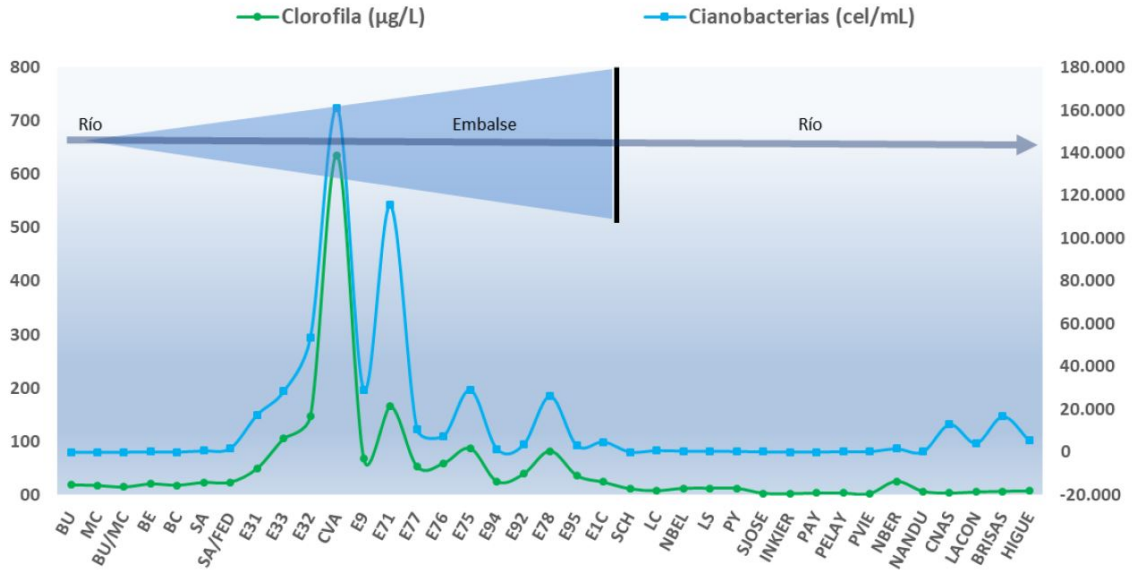

Figura 5: Variaciones de la abundancia promedio de Cyanobacteria y de la concentración de Clorofila-a, de norte a sur en 37 estaciones analizadas en Izaguirre y col. (2018) para el periodo 2015-2016. La represa de Salto Grande se identifica con la barra negra. Fuente Izaguirre y col. (2018).

de 2015 se desarrolló un monitoreo de calidad de agua, sedimento y biota. De forma complementaria al monitoreo de calidad de agua se analizaron imágenes satelitales en las fechas asociadas a las mortandades de peces ocurridas en los años 2009, 2010 y 2012, lo cual permitió caracterizar el cuerpo de agua con elevados niveles de clorofila-a. Por otro lado, se analizó un modelo digital de terreno del embalse Salto Grande y aforos realizados por el Departamento de Hidrología de la CARU durante el período de estudio. Los resultados obtenidos por Bazzalo y col. (2018) indican que los cuerpos de agua Cañada La Vieja Águila, Gualeguaycito e Isthilart presentan caracteristicas eutrófico a hipereutrófico de acuerdo a los elevados valores de nutrientes (fósforo y nitrógeno), clorofila-a, cianobacterias y cianotoxinas (microcistina). El informe Bazzalo y col. (2018) sugiere que la mortandad de peces se deba a una combinación de factores como la temperatura elevada y la probable disminución de oxígeno, producto de una hidrodinámica particular en la zona, en donde el lecho en su desembocadura al embalse presenta una elevación u obstrucción y los aporte de los tributarios son despreciables, lo que determina una baja tasa de renovación de agua que contribuye al proceso de deterioro de la calidad del ambiente de la zona estudiada.

Estructura térmica vertical

Las termoclinas que fueron registradas durante 1980-1984 en Berón (1990) han sido muy débiles y de muy baja recurrencia, a excepción de algunas pequeñas áreas protegidas del viento. En este sentido, Berón (1990) indica que las diferencias encontradas entre las temperaturas de la superficie y del fondo marcan ausencia de estratificación térmica estacional permanente, o al menos de períodos de duración significativa. Los resultados de las observaciones a fines de los años 90 y principios de los años 2000 por Chalar y Conde (2000) y Chalar (2009) condicen con estas afirmaciones, e indican que el reservorio se caracterizan por su régimen térmico polimíctico, en donde la principal función de

fuerza en este ambiente es la marcada estacionalidad del ciclo hidrológico que determina un tipo de ambiente lacustre durante el verano, y otro de tipo lótico en invierno. Además, la estabilidad térmica no dura largos períodos tiempo porque el almacenamiento de agua en el reservorio se extrae de la profundidad, de modo que, los pulsos de generación de energía desestabilizan la estructura térmica.

En Boltovskoy y col. (2013) se indica que la temperatura del agua superficial varía estacionalmente entre 12 y 30℃ aproximadamente, y que las aguas costeras poco profundas suelen ser más cálidas que las del canal central, especialmente cerca del cuerpo de la presa. Perfiles de temperatura aguas abajo de la desembocadura del río Gualeguaycito, durante las temporadas de verano de 2010 y 2011, a intervalos de 1 m de profundidad entre la superficie y el fondo, evidenciando estratificaciones con termoclinas débiles y de periodos cortos (1 semana) (O'Farrell y col., 2012).

Floraciones de cianobacterias

El reservorio puede ser considerado como un sistema compuesto por dos subsistemas claramente diferenciados en cuanto a sus manifestaciones biológicas: un sistema asociado a los brazos laterales donde el fitoplancton está dominado por cianofitas principalmente por especies de los géneros Microcystis, Dolichospermum y Dinoglafelados del genero Ceratium, con mayores abundancias en los períodos cálidos, y un sistema asociado al canal principal caracterizado por diatomeas (Berón, 1990; Bordet y col., 2017; De León & Chalar, 2003; Izaguirre y col., 2018; O'Farrell y col., 2012; Quirós & Luchini, 1982).

La presencia del embalse de Salto Grande, junto con las diferentes actividades humanas que tienen lugar en la cuenca de aporte (principalmente agricultura, industrias y urbanización), favorecen el desarrollo de floraciones de cianobacterias (O'Farrell & Izaguirre, 2014). La mayor recurrencia de los eventos de floraciones son registrados en el periodo estival y las mayores magnitudes se registran en las áreas dendríticas y menos profundas del cuerpo de agua, generalmente dominadas por varias especies de Microcystis y Dolichospermum que presentan ecoestrategias formadoras de espuma y fijadoras de nitrógeno con la característica común de regular la flotabilidad lo que conlleva a una ventaja competitiva por luz y nutrientes frente a otros grupos del fitoplancton (O'Farrell y col., 2012; O'Farrell & Izaguirre, 2014).

En la escala de tiempo interanual, resulta de importancia el efecto de los eventos de El Niño y La Niña en la magnitud e intensidad de los aportes hidrológicos al embalse (Chalar, 2006a). En este sentido, el ciclo hidrológico explica las fluctuaciones interanuales de la intensidad y frecuencia de las floraciones de algas (O'Farrell y col., 2012). En los ciclos anuales, la disminución de los aportes en verano crea un escenario altamente favorable para el surgimiento de floraciones de cianobacterias (Chalar, 2006a). En el período estival, el manejo del nivel de agua del embalse, sería un factor determinante del acceso del fitoplancton a los nutrientes (Chalar, 2006a), mientras que las poblaciones tóxicas de Microcystis que florecen en verano serían diferentes a las que se mantienen durante el invierno y, la temperatura y conductividad del agua serían variables relevantes que controlarían su abundancia y toxicidad (Lepillanca y col., 2018).

Los escenarios más desfavorables de alto desarrollo de cianobacterias para el periodo

estival de 2007 - 2012 siempre correspondieron a las playas del margen derecho, ubicadas en la zona cercana a el cuerpo de la presa (O'Farrell y col., 2012). Esta acumulación de cianobacterias a lo largo de la costa está relacionada con la ecoestrategia de formación de espuma, vinculada con los vientos del noreste que dominan la región (Berón, 1990; O'Farrell y col., 2012; Quirós & Luchini, 1982). Las diferencias espaciales encontradas en el desarrollo floraciones de cianobacterias responden a las características morfométricas e hidrológicas del embalse (variaciones de descarga y nivel de agua), resultados que fueron verificados utilizando imágenes satelitales que representaban escenarios contrastantes en el embalse en condiciones de estiaje y condiciones medias (O'Farrell y col., 2012).

En los estudios desarrollado por De León y Chalar (2003) se observó que el tiempo de residencia del embalse fue mayor en verano con un máximo de 24 días en diciembre y menor en invierno, con un mínimo de 4 días en julio, y una media anual de 14 días. La temperatura del agua se correlacionó positivamente con el tiempo de residencia, mientras que la concentración de sólidos suspendidos, fosfatos y fósforo total presentaron los valores máximos en invierno y se correlacionaron positivamente entre sí y negativamente con el tiempo de residencia. La concentración de nitratos y silicatos, presentó un comportamiento diferente de los parámetros anteriores, con máximos en los meses de verano, relacionándose con el aumento de la precipitación local.

Los resultados para el periodo 2007 - 2011 indican que las condiciones hidrológicas fueron los factores impulsores en la regulación de las floraciones de cianobacterias en el embalse de Salto Grande (O'Farrell y col., 2012). La disminución de la abundancia de ambos eco-tipos dominantes está relacionada con el aumento de los aportes al embalse y del nivel de agua como resultado de los procesos de lavado o dilución. Esto tiene también como consecuencia, un fuerte proceso de mezcla que rompe la estratificación térmica de la columna de agua y a su vez obstaculiza la flotación ascendente de las cianobacterias hacia las capas mas superficiales en la columnas de agua (O'Farrell y col., 2012). Mediante análisis multivariados se constató que las diferencias interanuales del desarrollo de cianobacterias en verano estaban fuertemente correlacionadas con las variaciones de los aportes al embalse y los nivel de agua (O'Farrell y col., 2012).

En el periodo de estudiado entre julio 2012 y diciembre de 2013 en Bordet y col. (2017), se evidenció que la descarga de los tributarios, el nivel de agua y la intensidad de la velocidad del viento en conjunto con la temperatura, producen regímenes de mezcla y luz con una influencia predominante en la distribución vertical de Microcystis spp., Dolichospermum spp. y Ceratium furcoides, afectando así su máxima abundancia y biomasa. Las cianobacterias mostraron la distribución más heterogénea en el perfil de profundidad durante una fuerte estratificación térmica, mostrando espumas superficiales propensas a desplazamientos horizontales. Estos autores señalan, que las floraciones de cianobacterias y dinoflagelados no ocurrieron cuando el caudal entrante al embalse excedió los $10{,}000\, m^3/s$, y que la influencia de los nutrientes en la distribución vertical del fitoplancton parecería estar fuertemente subordinada al efecto de la luz.

A través de un Análisis de Correspondencia Canónica (CCA) realizado en Izaguirre y col. (2018), las variables con mayor peso en las diferencias espacio-temporales de la comunidad fitoplanctónica fueron en orden de importancia: temperatura, nivel de agua,

oxígeno disuelto, fósforo total, conductividad y turbidez.

4. Sistematización de información

En este capítulo se presenta la sistematización de información disponible para la implementación del modelo, la cual incluye información: batimétrica, de caudales, de niveles de la superficie libre, variables meteorológicas, y temperatura del agua.

La Tabla 7 resume la información disponible, su fuentes y periodos disponibles, mientras que en la Figura 13 se presenta las estaciones de medición cuando corresponde.

Tabla 7: Información disponible.

Variable	Estación	Fuente	Periodo
Batimetría	-	CTM	2019
Caudal	Arapey Chico	CTM Telemétrica	2015 - 2020
Caudal	Arapey Grande	CTM Telemétrica	1998 - 2020
Caudal	Paso de la Cruz	CTM Telemétrica	2012 - 2020
Caudal	Paso de los Libres	CTM Telemétrica	1908 - 2020
Caudal diario aporte	Represa	CTM	1980 - 2020
Caudal diario vertido	Represa	CTM	1980 - 2020
Caudal diario turbinado	Represa	CTM	1980 - 2020
Caudal horario vertido	Represa	CTM	1995 - 2020
Caudal horario turbinado	Represa	CTM	1995 - 2020
Nivel	Monte Caseros	CTM Telemétrica	2017 - 2020
Nivel	Federación	CTM Telemétrica	2015 - 2020
Nivel	Mocoretá Lago	CTM Telemétrica	2015 - 2020
Nivel	Salto Grande	CTM Telemétrica	2013 - 2020
Nivel	Santa Ana	CTM Telemétrica	2018 - 2020
Nivel	Embalse margen derecha	CTM	1996 - 2020
Nivel	Embalse margen izquierda	CTM	1996 - 2020
Variables meteorológicas	Salto Grande	ERA 5	1997 - 2020

4.1. Batimetría

La batimetría fue suministrada por la CTM-SG, desde la represa hasta Paso de la Cruz. La batimetría suministrada por la CTM-SG es relativamente densa, más de 115.000 puntos en un área de 684 km^2, obtenida a partir de más de 400 perfiles transversales separados entre 500 y 1000 metros con una (resolución espacial de aproximadamente 10m), y perfiles longitudinales del canal principal y los tributarios. La batimetría fue validada por la CTM-SG al año 2019 y cubre la región de la represa hasta aproximadamente 10 kilómetros aguas arriba de Monte Caseros.

La Figura 7 presenta de forma esquemática el polígono donde se disponen datos de batimetría, mientras que el detalle de los puntos relevados se puede observar en las Vistas 1, 2 y 3, presentadas en las Figura 8 a Figura 10, respectivamente.

En la Figura 11 y Figura 12 se presentan el histograma y un gráfico cuantil-cuantil

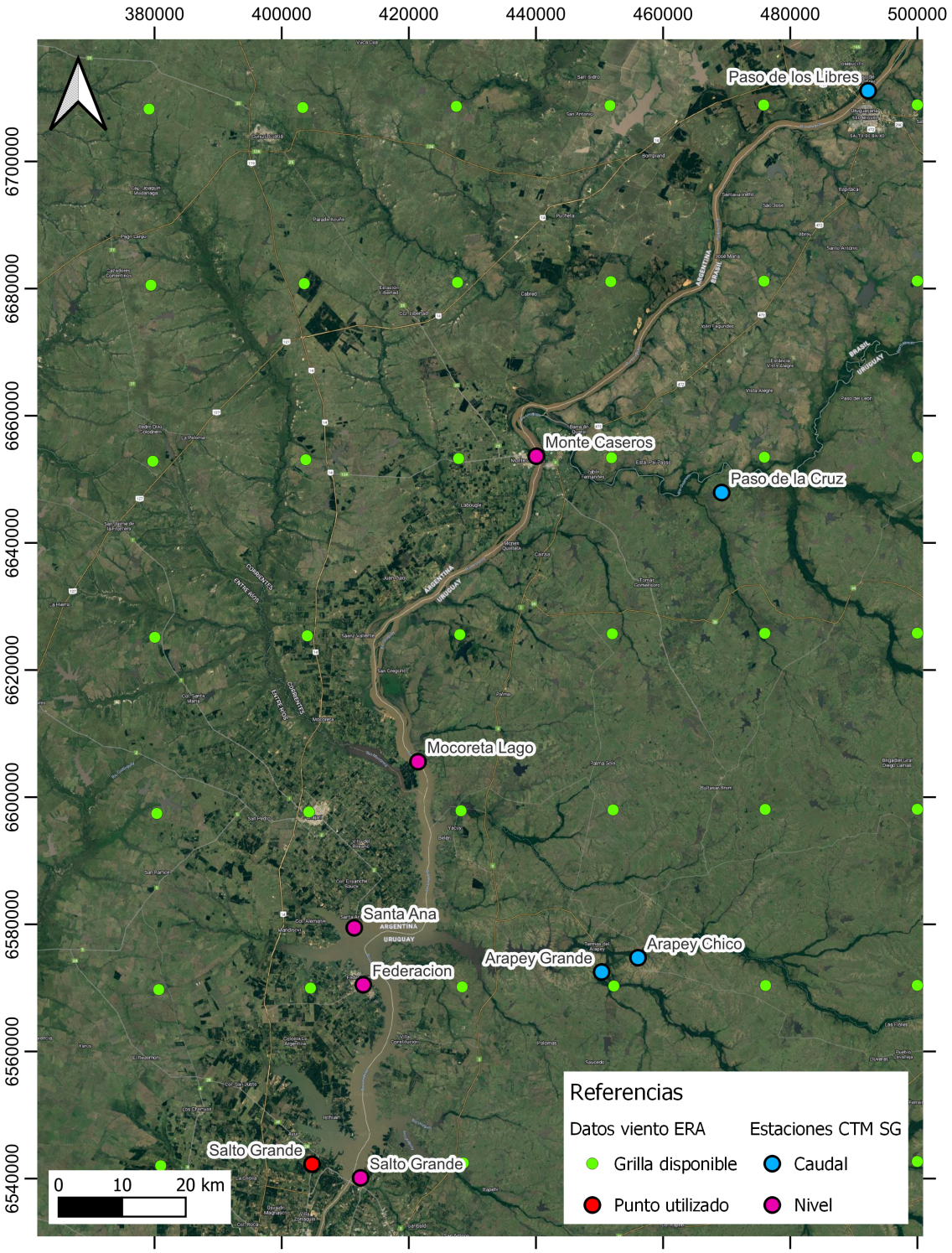

Figura 6: Ubicación de estaciones CTM-SG de nivel y caudal.

para una distribución normal de los valores de cota de fondo del conjunto de datos de batimetría.

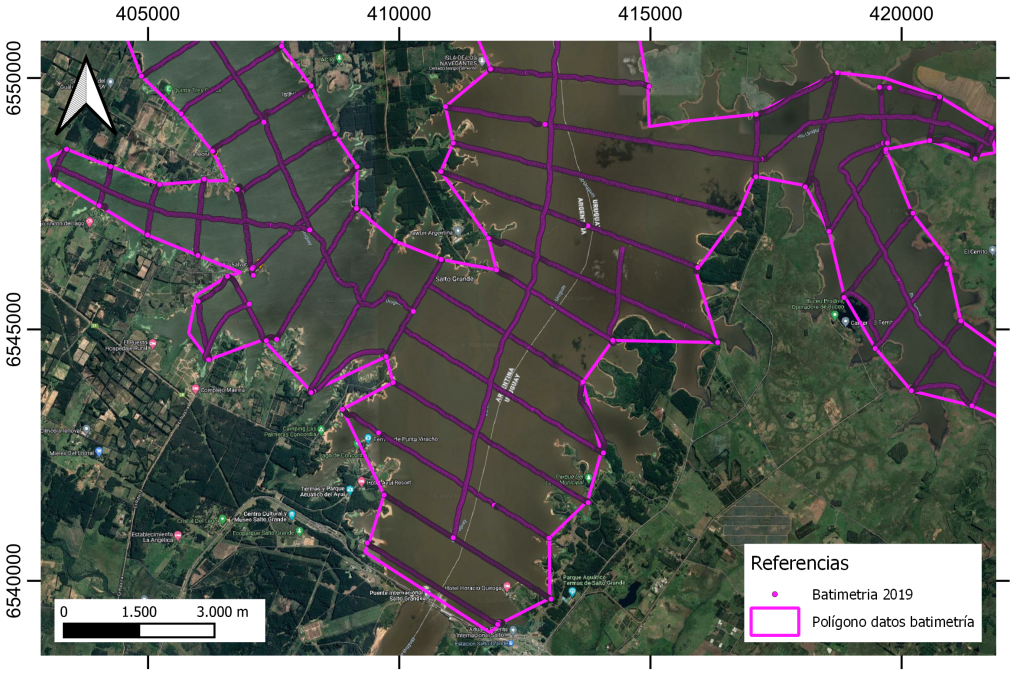

Figura 8: Información batimétrica disponible para el año 2019 según CTM-SG.

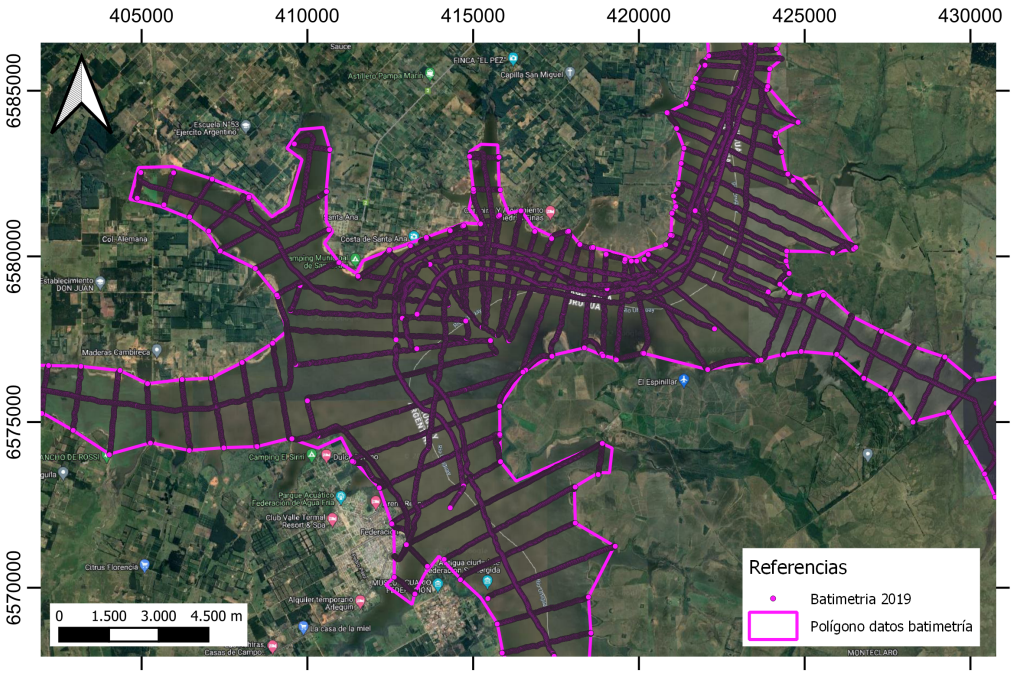

Figura 9: Información batimétrica disponible para el año 2019 según CTM-SG.

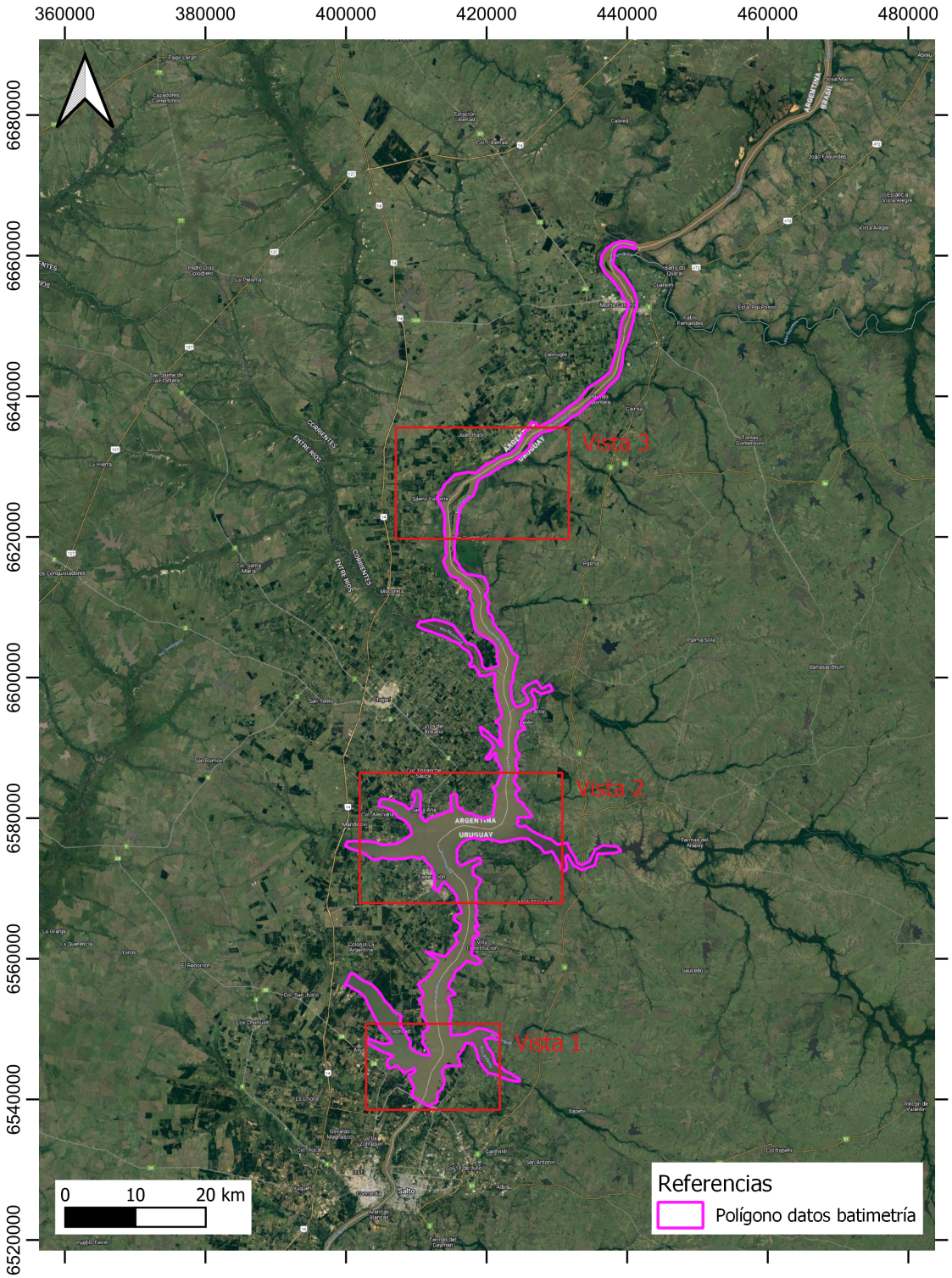

Figura 7: Información batimétrica disponible para el año 2019 según CTM-SG.

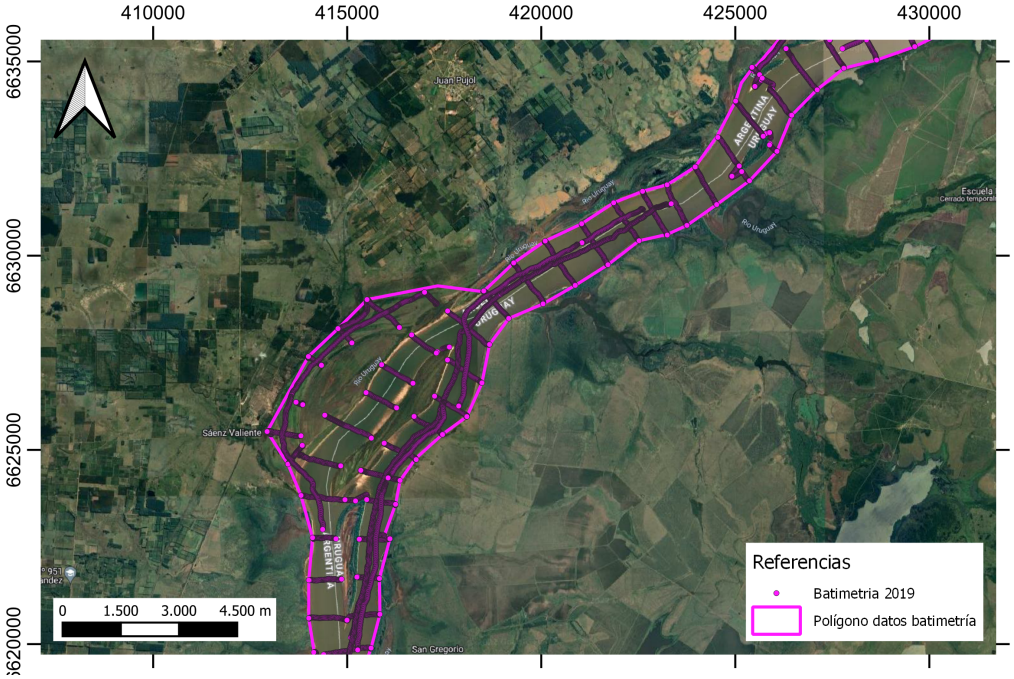

Figura 10: Información batimétrica disponible para el año 2019 según CTM-SG.

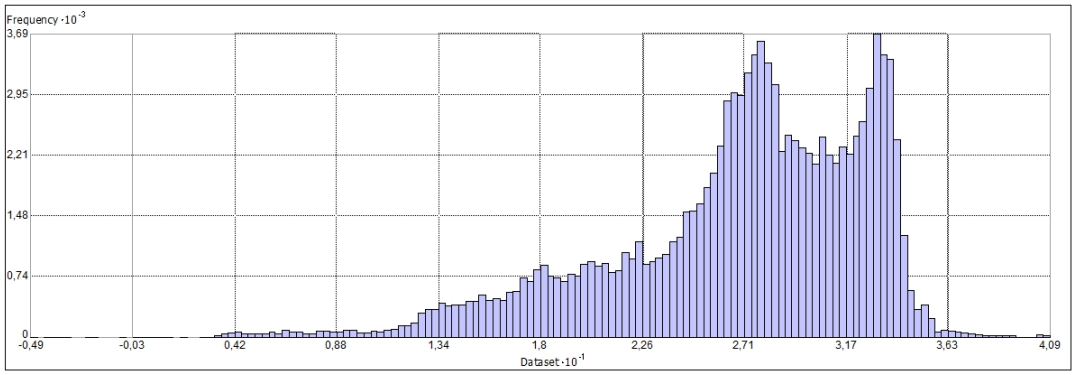

Figura 11: Histograma de valores datos batimetría.

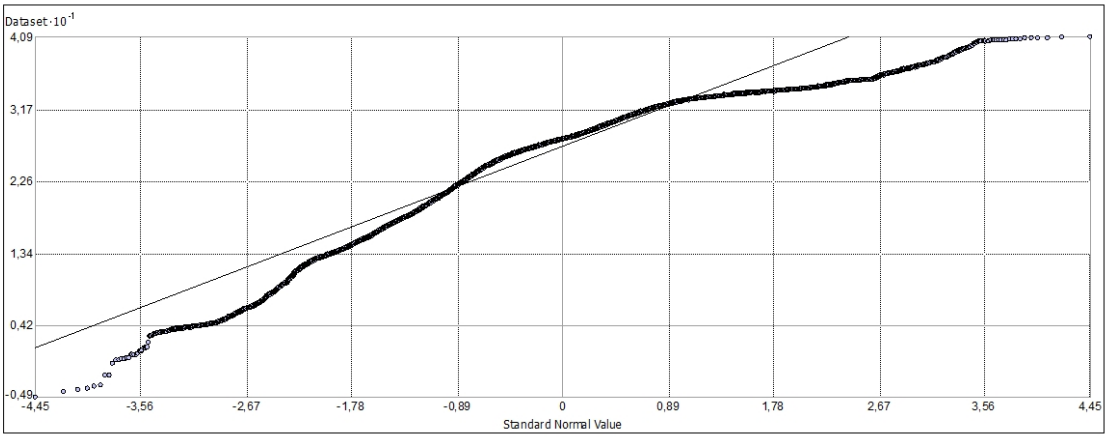

Figura 12: Gráfico cuantil-cuantil de valores datos batimetría.

4.2. Caudales

La Figura 13 presenta las estaciones de medición de caudal, mientras que la Tabla 8 resume el periodo de la información disponible.

Las frecuencias indicadas en la Tabla 8 se corresponde con el mayor número de registros. En particular, *Q_Paso_de_los_Libres_telemetrica* posee el registro temporal más largo con frecuencias diarias, cada 6 horas, cada 2 horas y cada 15 minutos. En general, para todas las estaciones, a partir del año 2015, los registros tienen una frecuencia de 15 minutos.

En lo que refiere a los caudales de salida, erogados por la represa, se dispone de series temporales horarias de caudales vertidos y turbinados.

A su vez se tiene una serie temporal de caudales diarios de aporte que surgen del modelo hidrológico de paso diario propuesto por CTM-SG para determinar los caudales de aporte, a partir de los valores medidos de vertido y turbinado.

Tabla 8: Información de caudales disponible.

Nombre archivo	Unidades	Periodo
Q Arapey Chico telemétrica	m^3/s	17/12/2015 - 05/11/2020
Q Arapey Grande telemétrica	m^3/s	03/01/1998 - 05/11/2020
Q Paso de la Cruz telemétrica	m^3/s	28/02/2012 - 05/11/2020
Q Paso de los Libres telemétrica	m^3/s	07/03/1908 - 05/11/2020
Q Hidrología Caudal Diario aporte	m^3/s	01/01/1980 - 04/11/2020
Q Hidrología Caudal Diario vertido	m^3/s	01/01/1980 - 04/11/2020
Q Hidrología Caudal Diario turbinado	m^3/s	01/01/1980 - 04/11/2020

4.3. Niveles

4.3.1. Datos CTM-SG

La Figura 13 y la Tabla 9 resume la información disponible de niveles proporcionada por CTM-SG. Los niveles están referidos al cero del Riachuelo (cero MTOP).

Tabla 9: Información de niveles proporcionada por CTM-SG.

Nombre archivo	Unidades	Periodo
H_Federacion_telemetrica	metros	15/09/2015 - 11/11/2020
H_Mocoreta_Lago_telemetrica	metros	22/04/2015 - 11/11/2020
H_Salto_Grande_telemetrica	metros	05/09/2013 - 11/11/2020
H_Santa_Ana_telemetrica	metros	28/02/2018 - 11/11/2020
H_WS (EmbalseMD)	metros	14/08/1996 - 05/11/2020
H_WS (EmbalseMI)	metros	01/01/1996 - 05/11/2020

A continuación se procede a explorar los registros encontrados en los archivos presentados en Tabla 9.

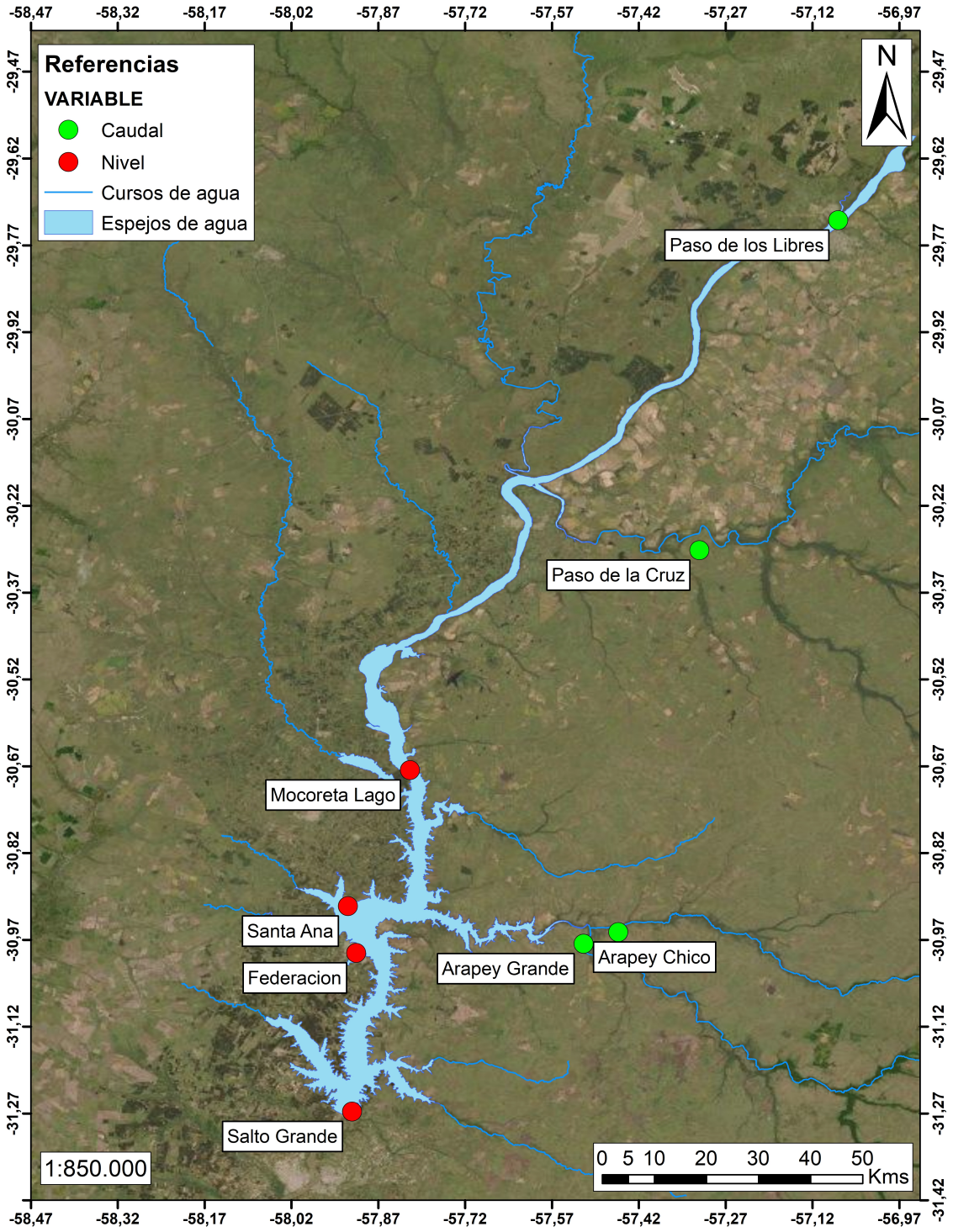

Figura 13: Estaciones con información disponible de CTM-SG.

Federación

La Figura 14 presenta la serie temporal de los niveles y el gráfico de boxplot para la estación *Federación*.

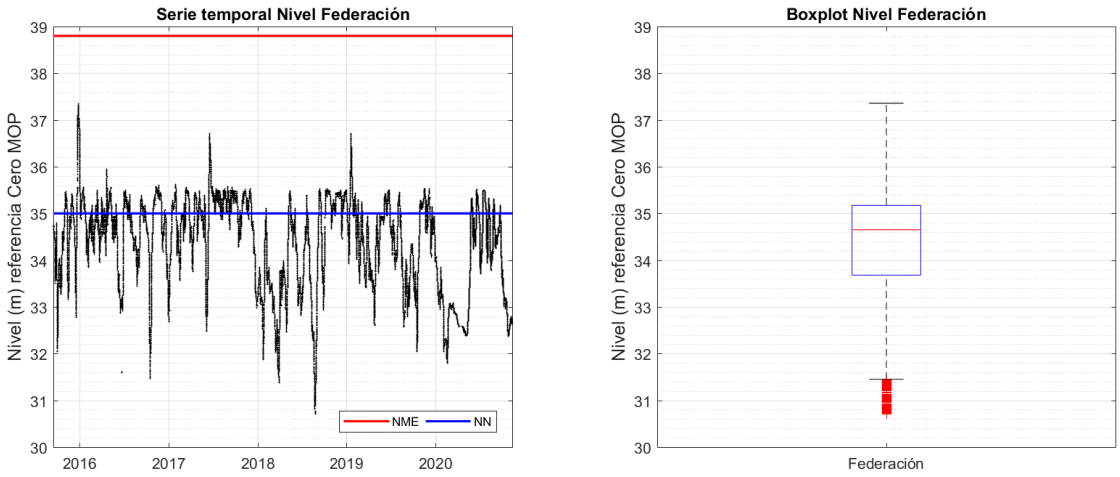

Figura 14: Gráfico de evolución temporal y boxplot de niveles en estación *Federación* .

La exploración visual de los resultados presentados en la Figura 14 indican que la serie de registros parece no presentar datos anómalos. En la Tabla 10 a Tabla 12 se presentan estadísticos descriptivos de los datos de nivel en la estación *Federación*.

Tabla 10: Estadísticos descriptivos niveles *H_Federacion_telemetrica*, parte 1.

Estación	N_registros	N_numericos	N_nan	Minimo	Máximo	RangoExt
Federación	177740	177740	0	30,7	37,36	6,66

Tabla 11: Estadísticos descriptivos niveles *H_Federacion_telemetrica*, parte 2.

Estación	RangoIQ	Media	Mediana	DesvEst	Curtosis	Asimetría
Federación	1,49	34,39	34,65	0,98	2,95	-0,65

Tabla 12: Estadísticos descriptivos niveles *H_Federacion_telemetrica*, parte 3.

Estación	N_registros	Minimo	Maximo	Rango	Porc_minfrec
Federación	177740	15-Sep-2015	11-Nov-20	5y 1mo 26d 19h 30m 0s	98,3

Mocoretá Lago

La Figura 15 presenta la serie temporal de los niveles y el gráfico de boxplot para la estación *Mocoretá Lago*.

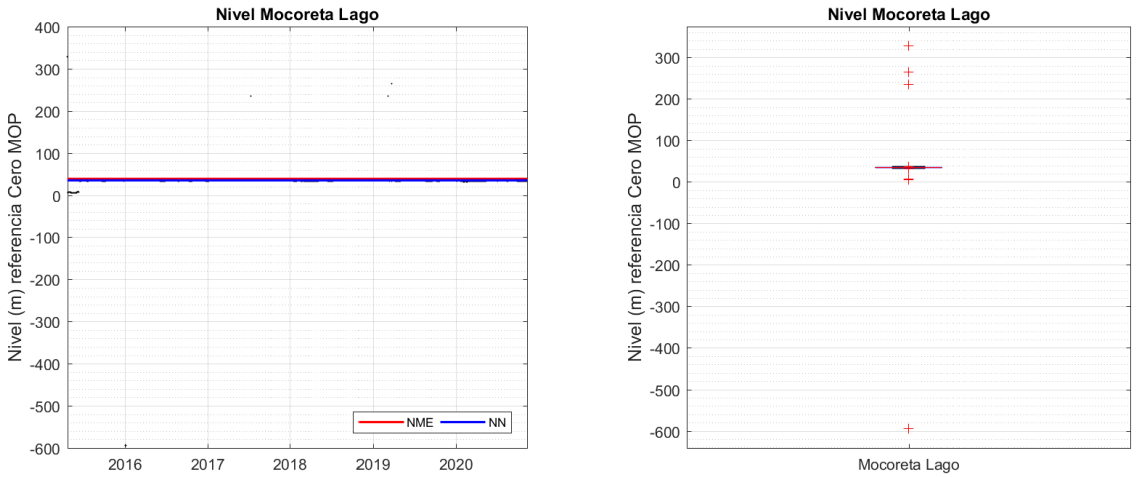

Figura 15: Gráfico de evolución temporal y boxplot de niveles en estación *Mocoretá Lago*
.

En la Tabla 13 a Tabla 15 se presentan estadísticos descriptivos.

Tabla 13: Estadísticos descriptivos niveles *H_Mocoreta_Lago_telemetrica*, parte 1.

Estación	N_registros	N_numericos	N_nan	Minimo	Máximo	RangoExt
Mocoreta Lago	169011	169011	0	-594,77	327,78	922,55

Tabla 14: Estadísticos descriptivos niveles *H_Mocoreta_Lago_telemetrica*, parte 2.

Estación	RangoIQ	Media	Mediana	DesvEst	Curtosis	Asimetria
Mocoretá Lago	1,29	32,76	34,67	26,19	539,85	-22,26

Tabla 15: Estadísticos descriptivos niveles *H_Mocoreta_Lago_telemetrica*, parte 3.

Estación	N_registros	Mínimo	Máximo	Rango	Porc_minfrec
Mocoretá Lago	169011	22-Apr-2015	11-Nov-20	5y 6mo 19d 21h 15m 0s	86,73

La exploración visual de los resultados presentados en la Figura 15 indican que la serie de registros presenta valores anómalos. Al eliminar los valores anómalos se obtiene la serie temporal y el gráfico de boxplot que se presenta en la Figura 16.

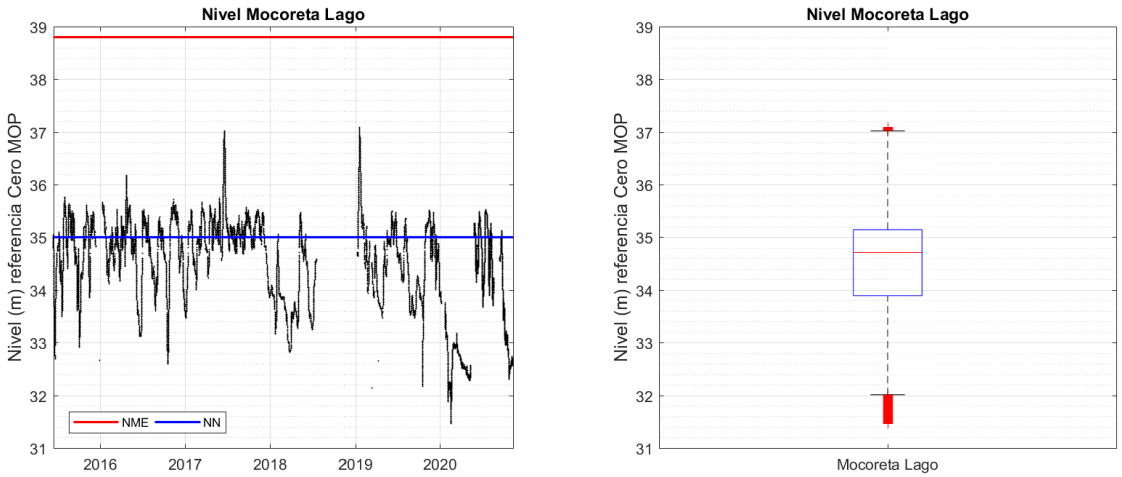

Figura 16: Gráfico de evolución temporal y boxplot de serie procesada de niveles en estación *Mocoretá Lago*.

Salto Grande

La Figura 17 presenta la serie temporal de los niveles y el gráfico de boxplot para la estación *Salto Grande*.

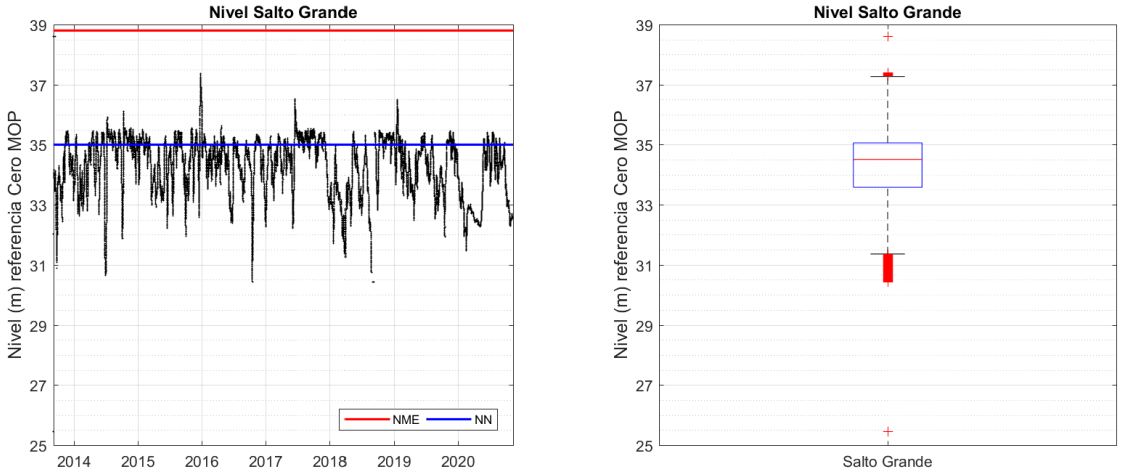

Figura 17: Gráfico de evolución temporal y boxplot de niveles en estación *Salto Grande* .

En la Tabla 16 a Tabla 18 se presentan estadísticos descriptivos.

Tabla 16: Estadísticos descriptivos niveles *H_Salto_Grande_telemetrica*, parte 1.

Estación	N_registros	N_numericos	N_nan	Mínimo	Máximo	RangoExt
Salto Grande	249736	249736	0	25,45	38,6	13,15

La exploración visual de los resultados presentados en la Figura 17 indican que la serie de registros presenta un valor anómalo. Al eliminar este valor anómalos se obtiene la serie temporal y el gráfico de boxplot que se presenta en la Figura 18.

Tabla 17: Estadísticos descriptivos niveles *H_Salto_Grande_telemetrica*, parte 2.

Estación	RangoIQ	Media	Mediana	DesvEst	Curtosis	Asimetria
Salto Grande	1,48	34,26	34,51	1,05	8,61	-1,40

Tabla 18: Estadísticos descriptivos niveles *H_Salto_Grande_telemetrica*, parte 3.

Estación	N_registros	Mínimo	Máximo	Rango	Porc_minfrec
Salto Grande	249736	05-Sep-2013	11-Nov-20	7y 2mo 5d 19h 0m 0s	99,1

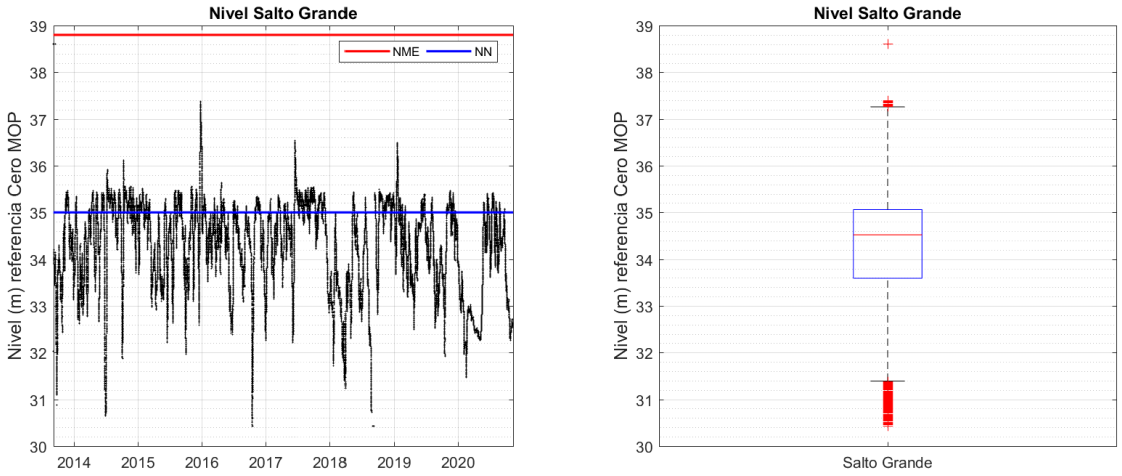

Figura 18: Gráfico de evolución temporal y boxplot de serie procesada de niveles en estación *Salto Grande* .

Santa Ana

La Figura 19 presenta la serie temporal de los niveles y el gráfico de boxplot para la estación *Santa Ana*.

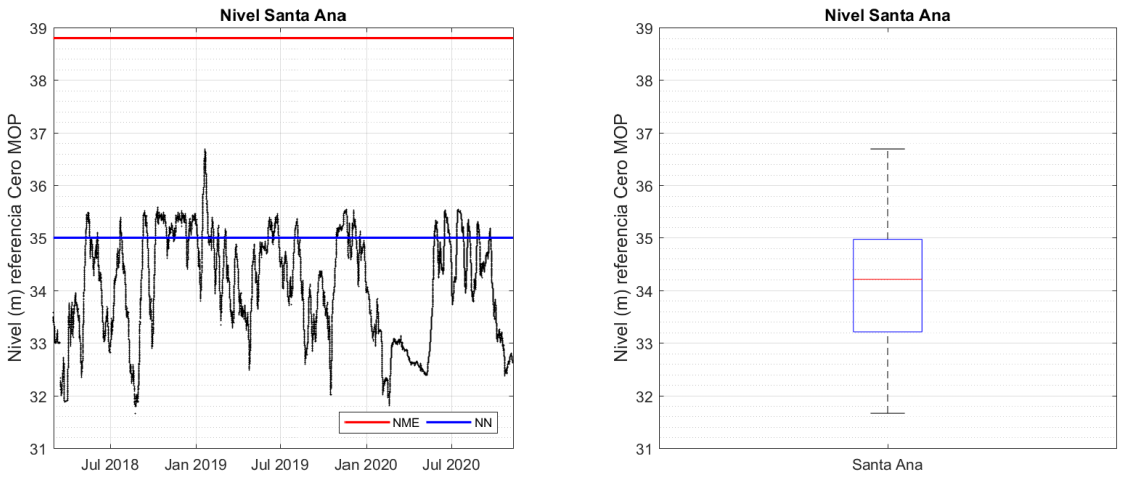

Figura 19: Gráfico de evolución temporal y boxplot de niveles en estación *Santa Ana*.

En la Tabla 19 a Tabla 21 se presentan estadísticos descriptivos.

Tabla 19: Estadísticos descriptivos niveles *H_Santa_Ana_telemetrica*, parte 1.

Estación	N_registros	N_numericos	N_nan	Mínimo	Máximo	RangoExt
Santa Ana	94294	94294	0	31,66	36,69	5,03

Tabla 20: Estadísticos descriptivos niveles *H_Santa_Ana_telemetrica*, parte 2.

Estación	RangoIQ	Media	Mediana	DesvEst	Curtosis	Asimetría
Santa Ana	1,76	34,08	34,21	1,01	2,02	-0,28

La exploración visual de los resultados presentados en la Figura 19 indican que la serie de registros parece no presentar datos anómalos.

Embalse margen derecha y margen izquierda

La Figura 20 presenta la serie temporal de los niveles y el gráfico de boxplot para la *Margen derecha* y *Margen izquierda* de la represa de Salto Grande.

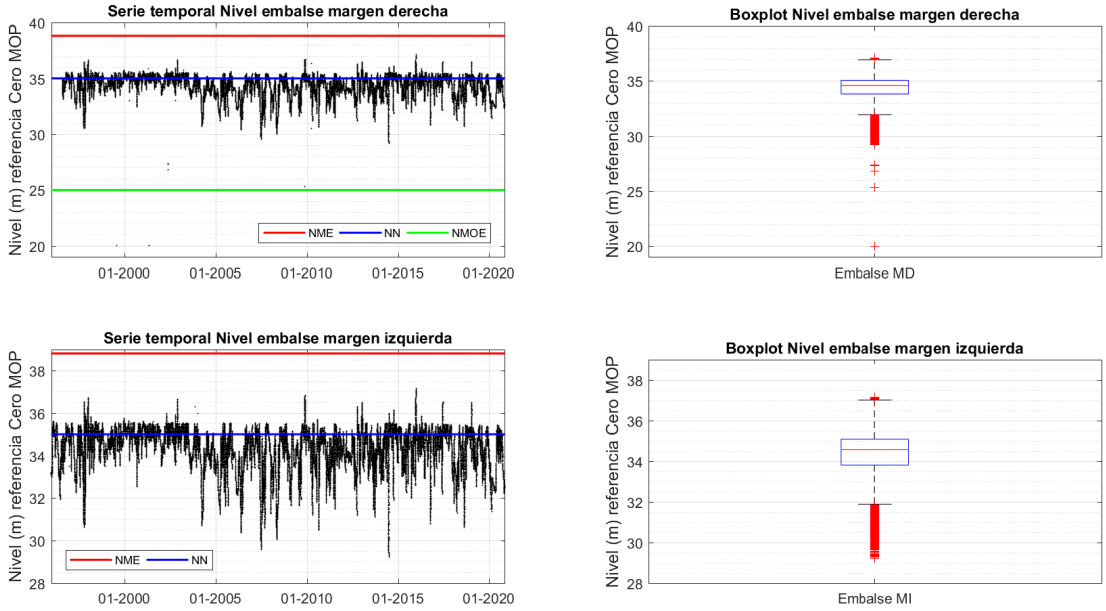

Figura 20: Gráfico de evolución temporal y boxplot de niveles en *Margen derecha* y *Margen izquierda* de la represa de Salto Grande.

En la Tabla 22 a Tabla 24 se presentan estadísticos descriptivos.

La exploración visual de los resultados presentados en la Figura 20 indican que la serie de registros presenta valores anómalos. Al eliminar estos valores anómalos se obtiene la serie temporal y el gráfico de boxplot que se presenta en la Figura 21.

Tabla 21: Estadísticos descriptivos niveles *H_Santa_Ana_telemetrica*, parte 3.

Estación	N_registros	Mínimo	Máximo	Rango	Porc_minfrec
Santa Ana	94294	28-Feb-18	11-Nov-20	2y 8mo 13d 21h 30m 0s	99,5

Tabla 22: Estadísticos descriptivos niveles *H_WS*, parte 1.

Estación	N_registros	N_numericos	N_nan	Mínimo	Máximo	RangoExt
Embalse MD	217805	212292	5513	20	37,13	17,13
Embalse MI	217805	217780	25	29,22	37,15	7,93

4.4. Variables meteorológicas

A los efectos de forzar el modelo hidrodinámico y de temperatura del agua es necesario contar con variables atmosféricas que permitan caracterizar las acciones dinámicas de la atmósfera sobre el cuerpo de agua, así como los intercambios de calor. Las variables consideradas fueron: el viento, la radiación solar, la humedad relativa, y la temperatura del aire.

Para este trabajo se utilizó como fuente de información el Reanálisis ERA5 (Hersbach y col., 2020). Producto con resolución espacial 0,25° x 0,25° (aprox. 30Km) cubriendo el período 1997 – actualidad, con frecuencia horaria. Se utilizaron datos de viento en 10m, temperatura del aire, radiación solar (cielo claro), nubosidad y humedad relativa.

Los datos de reanálisis ERA5 presentan la ventaja de no tener períodos con datos faltantes. En la Figura 6 se puede ver la grilla del reanálisis en la zona de estudio.

4.5. Temperatura del agua

Lamentablemente no se pudo acceder de la información de temperatura del agua medida in-situ en el marco del monitoreo que CTM-SG realiza con CARU. Se avanzó en el uso de información de temperatura superficial del agua estimada mediante teledetección. Se exploraron dos fuentes de información para obtener mapas retrospectivos de temperatura superficial del agua.

Por un lado, se exploró el producto GHRSST JPL MUR, que provee estimaciones diarias de temperatura superficial del mar (TSM) basada en información satelital de MODIS, fusionada con AVHRR GAC, microondas y TSM medidas in situ. El producto tiene una resolución espacial de 0.01° x0.01°, sin embargo, no se encuentra disponible para el embalse de Salto Grande. De todas formas, cabe destacar que es una fuente de información potencialmente muy útil para otras aplicaciones regionales.

Por otro lado, la misión satelital Landsat 8 (L8) cuenta con dos bandas en el infrarrojo térmico, con resolución espacial de 100 m, que permiten estimar temperatura superficial del agua. Coll y Caselles (1997) proponen y calibran un algoritmo para obtención de TSM a partir de las bandas térmicas del sensor satelital AVHRR, que son muy similares a las de L8. Este algoritmo se implementó y validó con datos de temperatura del agua

Tabla 23: Estadísticos descriptivos niveles *H_WS*, parte 2.

Estación	RangoIQ	Media	Mediana	DesvEst	Curtosis	Asimetría
Embalse MD	1,25	34,31	34,58	1,00	5,59227357	-1,29
Embalse MI	1,28	34,32	34,57	1,00	4,76223548	-1,20

Tabla 24: Estadísticos descriptivos niveles *H_WS*, parte 3.

Estación	N_registros	Mínimo	Máximo	Rango	Porc_minfrec
Embalse	217805	01-Jan-1996	5-Nov-20	24y 10mo 4d 11h 0m 0s	99,9

en el Río de la Plata disponibles en el IMFIA. Se obtuvieron resultados muy similares a los reportados en el trabajo original en términos de errores. Se analizaron otros dos algoritmos propuestos en estudios más recientes aplicados a L8 (Jang & Park, 2019; Kim y col., 2020).

Se generaron herramientas (en lenguaje Python) para el adecuado manejo y procesamiento de las imágenes.

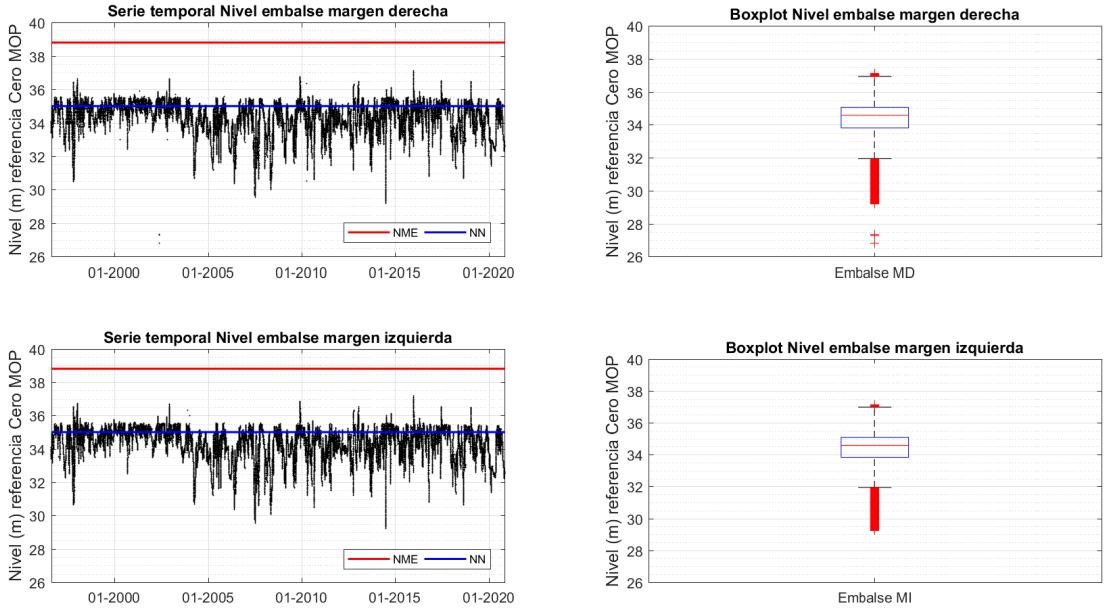

Figura 21: Gráfico de evolución temporal y boxplot de serie procesada de niveles en estación *Salto Grande* .

5. Modelación hidrodinámica

En este capítulo se presenta la implementación de un modelo hidrodinámico para el embalse de Salto Grande. En la sección 5.1 se presenta una breve descripción del modelo numérico utilizado, para profundizar en las formulaciones matemáticas de la herramienta referirse al Manual de Usuario (EDF-R&D, 2019a). En la sección 5.2 se detalla el dominio a simular y así como los detalles de la elaboración de la malla de cómputo y su batimetría. La sección 5.3 incluye la información sobre condiciones de borde para el modelo. En la sección 5.4 se presentan los resultados de calibración y verificación del modelo en términos de niveles de la superficie libre en el embalse por ser la única información disponible.

5.1. Descripción al programa TELEMAC-2D

Se trabajó con el sistema TELEMAC-MASCARET (Hervouet, 2007), un sistema de código abierto desarrollado por un consorcio del cual participan instituciones de varios países europeos (www.opentelemac.org). El sistema incluye diversos módulos que permiten el estudio de la hidrodinámica, transporte de sustancias y sedimentos. Fue implementado exitosamente en el IMFIA para simular la circulación, el oleaje y el transporte de sedimentos finos en el Río de la Plata y la Bahía de Montevideo (Santoro y col., 2017). Para este estudio se utilizó su módulo hidrodinámico bidimensional integrado en vertical denominado TELEMAC-2D.

El modelo TELEMAC-2D fue diseñado para simular flujos a superficie libre de fluidos Newtonianos. En particular, debido a sus hipótesis, es apropiado el estudio de la hidro-

dinámica de cuerpos de agua someros como son áreas costeras, estuarios, ríos y lagos. Además el modelo ofrece la posibilidad de simular la evolución de sustancias disueltas que pueden afectar la densidad integrada en la vertical.

El modelo resuelve mediante el método de elementos finitos sobre mallas no estructuradas, las ecuaciones de aguas de aguas someras (Shallow Water Equations) en un espacio bidimensional. Estas ecuaciones incluyen el balance de masa o ecuación de continuidad y la ecuación de balance de cantidad de movimiento bajo las hipótesis y aproximaciones que se describirán en los siguientes párrafos. Además el modelo permite resolver en forma simultánea y acoplada, la ecuación de transporte para sustancias disueltas. La densidad promedio vertical puede depender de la concentración de dicha propiedad como es el caso de la salinidad.

Una descripción detallada de las ecuaciones y la implementación de su resolución numérica se puede encontrar en Hervouet (2007). Las ecuaciones de Navier-Stokes y de balance de masa, que gobiernan la cinemática y dinámica de fluidos Newtonianos, son simplificadas bajo las siguientes hipótesis. El fluido se considera incompresible y homogéneo en la vertical. La distribución de presiones es hidrostática, lo que reemplaza a la proyección vertical de la ecuación de balance mecánico. Las ecuaciones de balance mecánico son promediadas en la vertical. En esta operación se imponen condiciones de borde en el fondo y la superficie libre. Estas incluyen por ejemplo el efecto de la fricción en el fondo y el efecto de la tensión inducida por el viento y la presión atmosférica en la superficie libre.

De esta forma el sistema de ecuaciones resuelto es:

Ecuación de balance de masa o continuidad

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla h + h \nabla \cdot \mathbf{u} = S_h \tag{1}$$

Ecuaciones de balance mecánico

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla u_i = -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} + S_{u_i} + \frac{1}{h} \nabla \cdot (h \nu_t \nabla u_i) \quad i = x, y \tag{2}$$

donde $\nabla = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$, h es la profundidad, S_h representa términos fuente en la ecuación de balance de masa, $\mathbf{u} = (u_x, u_y)$ es la velocidad promediada en vertical, ν_t es el coeficiente de viscosidad horizontal, z_s es la cota de la superficie libre, S_{u_i} representa términos fuente en la ecuación de cantidad de movimiento (fuerza de Coriolis, fricción lateral y de fondo, flujos de cantidad de movimiento inducidos por el oleaje, tensiones inducidas por el viento, gradientes de presión atmosférica, etc.), e i representa las direcciones horizontales x o y. Existen varias opciones para modelar los términos difusivos del sistema ($k - \varepsilon$ promediado en vertical, modelo de Elder, modelo de Smagorinsky o simplemente fijar un valor constante de viscosidad).

El término fuente correspondiente a la fricción con el fondo en la Ec. 2 se representa como:

$$S_b = -\frac{1}{h\rho}\tau_c \tag{3}$$

donde ρ es la densidad del agua, y τ_c es la tensión de fondo inducida por las corrientes. Esta última se calcula como:

$$\tau_c = \frac{1}{2}\rho C_{fr}|\mathbf{u}|\mathbf{u} \tag{4}$$

donde C_{fr} es un coeficiente de fricción adimensionado que se parametriza según por ejemplo las formulaciones de Chezy, Manning, Nikuradse, o Strickler. En el caso de la formulación de Manning se tiene:

$$C_{fr} = \frac{2gn^2}{h^{1/3}} \tag{5}$$

donde n es el coeficiente de Manning (en $\mathrm{m}^{-1/3}\mathrm{s}$).

El término fuente correspondiente al efecto del viento es:

$$S_w = \frac{1}{h\rho}\tau_{wind} \tag{6}$$

donde τ_{wind} es la tensión inducida por el viento. La misma se calcula en base a una relación de tipo arrastre:

$$\tau_w = \frac{1}{2}\rho C_D \|\overrightarrow{\mathbf{v_{10m}}}\|\overrightarrow{\mathbf{v_{10m}}} \tag{7}$$

donde C_D es un coeficiente de arrastre adimensional que en el modelo puede fijarse como constante o depender de la velocidad del viento en 10m ($\overrightarrow{\mathbf{v_{10m}}}$).

El efecto de la presión atmosférica en la superficie libre se toma en cuenta con un término fuente del siguiente tipo:

$$S_a = -\frac{1}{\rho}\nabla P_{atm} \tag{8}$$

donde P_{atm} es la presión atmosférica en superficie.

Si bien variaciones verticales de la densidad inducidas por estratificación salina o térmica no son reproducibles en un modelo integrado en vertical, el modelo es capaz de considerar el efecto de variaciones horizontales de la densidad. El modelo incluye una ecuación de estado para calcular la densidad en función de la salinidad:

$$\rho = \rho_0 + 0{,}749979S \tag{9}$$

donde S es la salinidad en kg/m^3 y ρ_0 es una valor de densidad de referencia (por defecto 1000 kg/m^3).

Luego utilizando la aproximación de Boussinesq el término de flotación se escribe como:

$$S_d = -\frac{gh}{2\rho_0}\nabla(\Delta\rho) \tag{10}$$

donde $\Delta\rho = \rho - \rho_0$.

La aceleración de Coriolis debida a la rotación terrestre es considerada en el modelo como una fuerza no inercial:

$$S_{c,x} = 2\omega \sin(\lambda) u_y = f u_y \tag{11}$$

$$S_{c,y} = -2\omega \sin(\lambda) u_x = -f u_x \tag{12}$$

donde λ es la latitud, ω es la velocidad angular de rotación terrestre (7.292x10^{-5}rd/s), y $f = 2\omega \sin(\lambda)$ es el coeficiente de Coriolis.

Para la modelación de la turbulencia se utiliza la descomposición de Reynolds y un promedio estocástico, que resultan en la aparición de las tensiones de Reynolds las que son modeladas utilizando una viscosidad turbulenta como propuso Bussinesq. De esta forma la viscosidad impuesta incluye la molecular y los efectos turbulentos, y puede ser aproximada por los siguientes modelos: un valor isotrópico promedio en la vertical, un valor no isotrópico dependiendo de la velocidad promedio vertical (formulación de Elder), modelo de Smagorinski, modelo k-Epsilon, que agrega la resolución de ecuaciones para la evolución de la energía cinética turbulenta.

En lo que respecta a la resolución numérica, como ya fue mencionado TELEMAC-2D utiliza el método de elementos finitos. La solución es calculada en cierto número de nodos dentro del dominio, y en los puntos del espacio que no son nodos el modelo define las variables en base a la aplicación de los valores en nodos cercanos y la aplicación de funciones de interpolación que son lineales. Esto último puede ser una limitante si la solución o parámetros físicos como por ejemplo la elevación del fondo sufren variaciones muy abruptas en comparación con la distancia entre nodos. En esos casos se puede mejorar la calidad de los resultados refinando la malla. Algunas alternativas en elementos finitos utilizan funciones cuadráticas o de mayor orden para las funciones de interpolación pudiendo representar más detalles dentro de cada elemento, pero complejizan los cálculos y por tanto el tiempo de cómputo. No es claro en general si es más conveniente tener menos elementos con funciones de interpolación más complejas, o más elementos con funciones de interpolación lineales. Sin embargo, el uso de funciones de interpolación lineales en TELEMAC-2D implica que las integrales sobre los elementos son calculadas a partir de fórmulas analíticas, y por tanto más precisas y eficientes.

La discretización temporal del sistema de ecuaciones es semi-implícita, resultando en un sistema de 3N ecuaciones algebraicas a ser resueltas en casa paso de tiempo, siendo N el número de nodos en el dominio. El sistema es resuelto mediante técnicas iterativas del

tipo gradiente conjugado o mediante técnicas directas. El modelo incluye varios métodos de gradiente conjugado, así como también opciones de precondicionamiento del sistema.

El término no lineal de advección puede ser resuelto mediante diversos esquemas: método de las características, dos variantes del esquema SUPG (Streamline Upwind Petrov Galerkin), esquema N y esquema PSI (Positive Streamline Invariant). Cada uno de estos métodos tiene diferentes ventajas en términos de precisión, monotonicidad, conservación de masa, difusión numérica y velocidad de cómputo. En algunos casos el problema a ser resuelto puede influenciar la elección del método más apropiado y eficiente, pero en general las elecciones por defecto de los métodos arrojan buenos resultados.

Finalmente en lo que respecta a las condiciones de borde abiertas, cada variable dependiente (h, u, v, y eventualmente T) puede ser prescrita o libre. Para las condiciones de borde sólidas, las ecuaciones gobernantes son escritas en su forma débil y se impone una condición de flujo normal nulo. Un tratamiento similar se realiza con las condiciones de borde abiertas con velocidades prescritas.

El modelo permite trabajar con zonas que presentan condiciones de secado y mojado en simulaciones no estacionarias.

5.2. Discretización del dominio

5.2.1. Dominio computacional y malla de cálculo

El dominio computacional considerado para el caso de estudio incluye el embalse de Salto Grande y varios kilómetros del río Uruguay hasta Paso de los Libres donde la condiciones de contorno fueron impuestas. La Figura 22 presenta el dominio computacional indicando la zona donde se dispone de datos de batimetría.

La malla computacional consiste en una grilla no estructurada de elementos triangulares de aproximadamente 28.000 nodos y 49.500 elementos de dimensiones variables desde 250 metros a 125 metros en zonas mas refinadas, y en algunas zonas con elementos tipo canal es decir, elementos más alargados en el sentido del flujo preferencial (aprox. 500 m) y elementos más cortos en el sentido perpendicular al flujo preferencial (aprox. 250 m). Algunas islas fueron incluidas en la malla de cálculo, mientras que otras fueron descartadas del dominio. La Figura 23 presenta de forma general la malla computacional, mientras que la Figura 24 a Figura 28 presentan distintas vistas en detalle de la malla de cálculo.

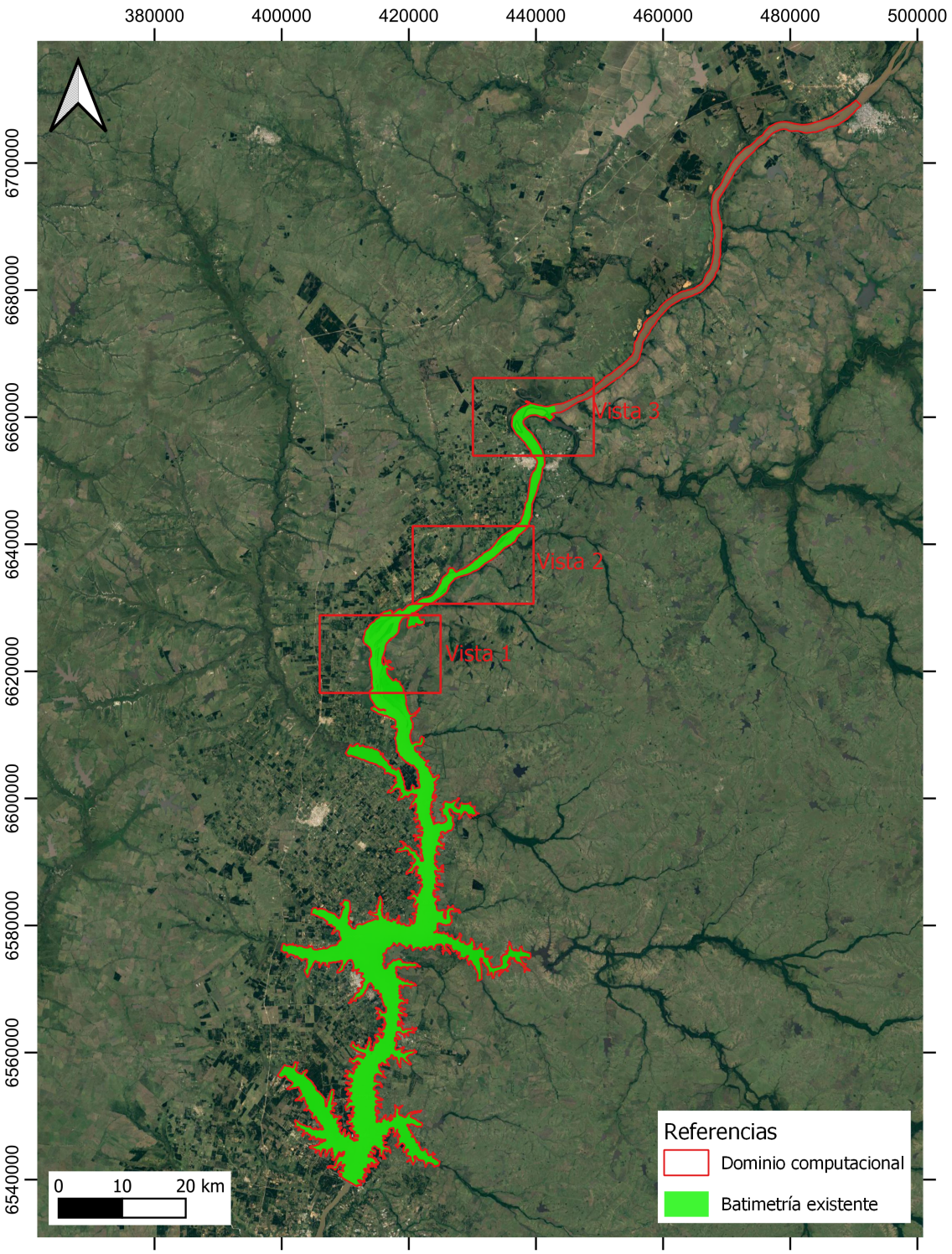

Figura 22: Dominio computacional y alcance espacial de datos de batimetría.

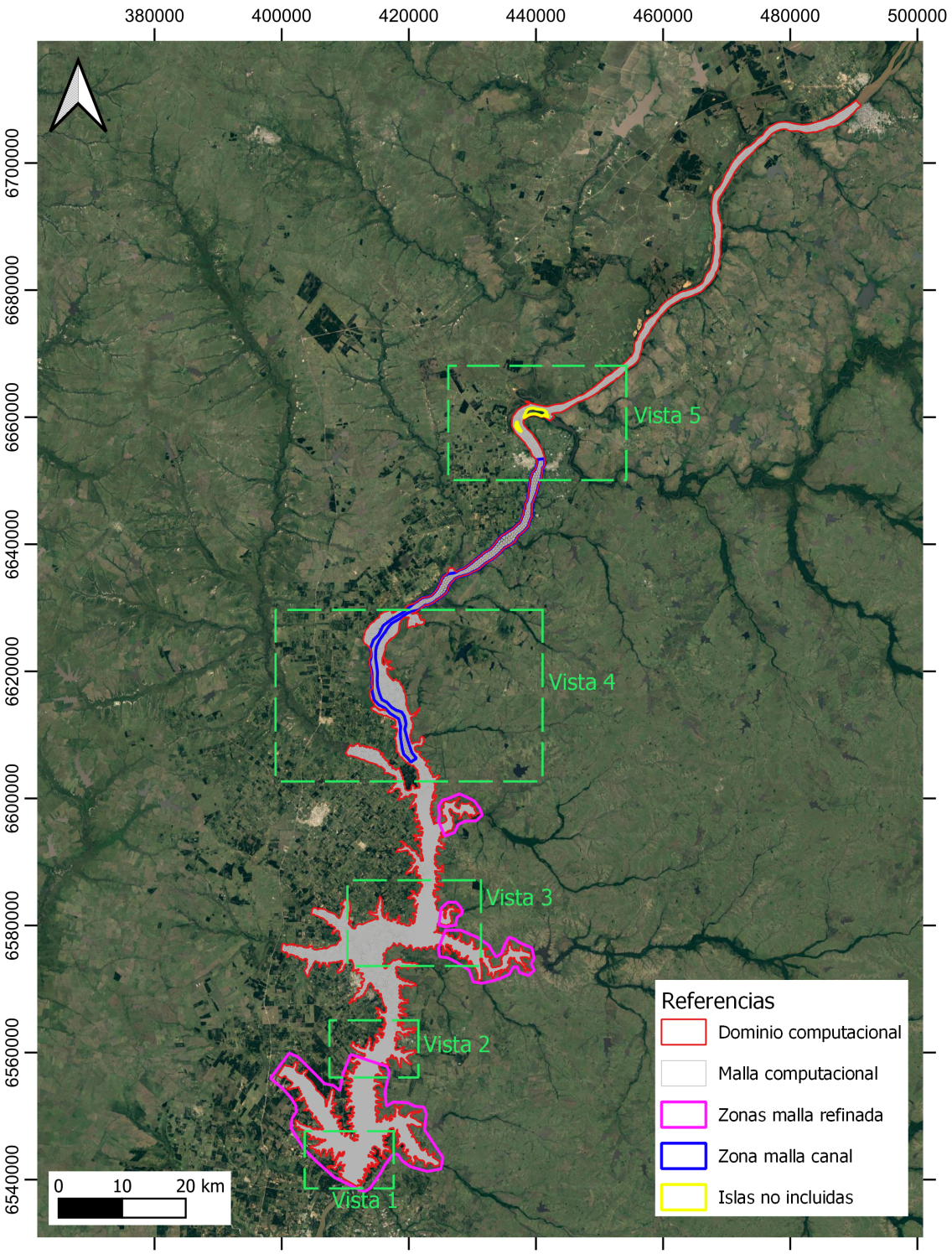

Figura 23: Malla de cálculo, vista general.

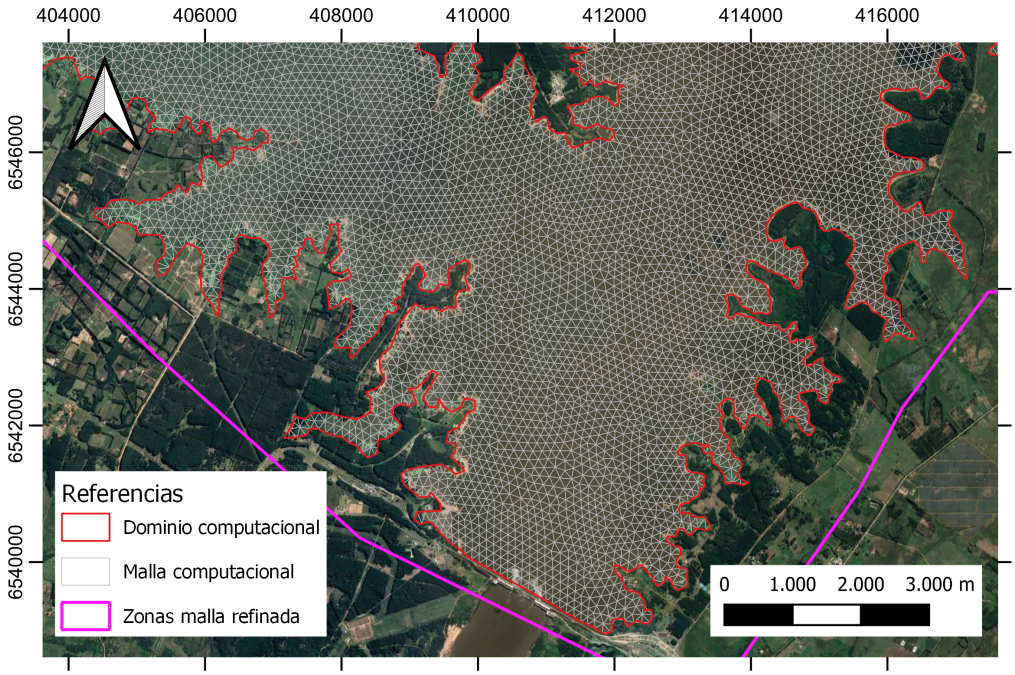

Figura 24: Malla de cálculo, vista 1.

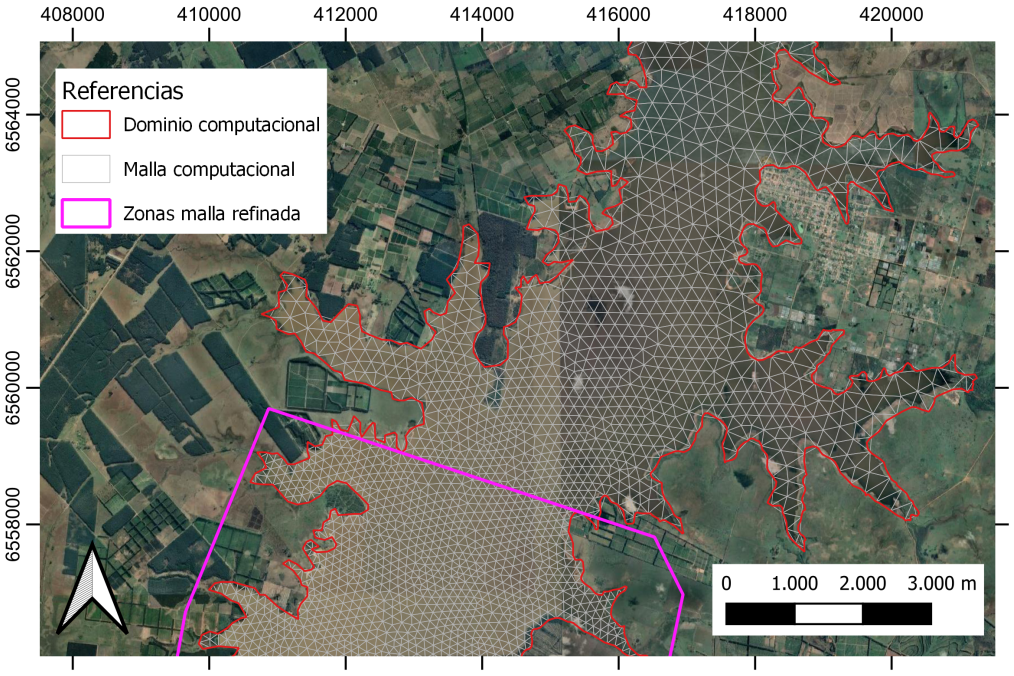

Figura 25: Malla de cálculo, vista 2.

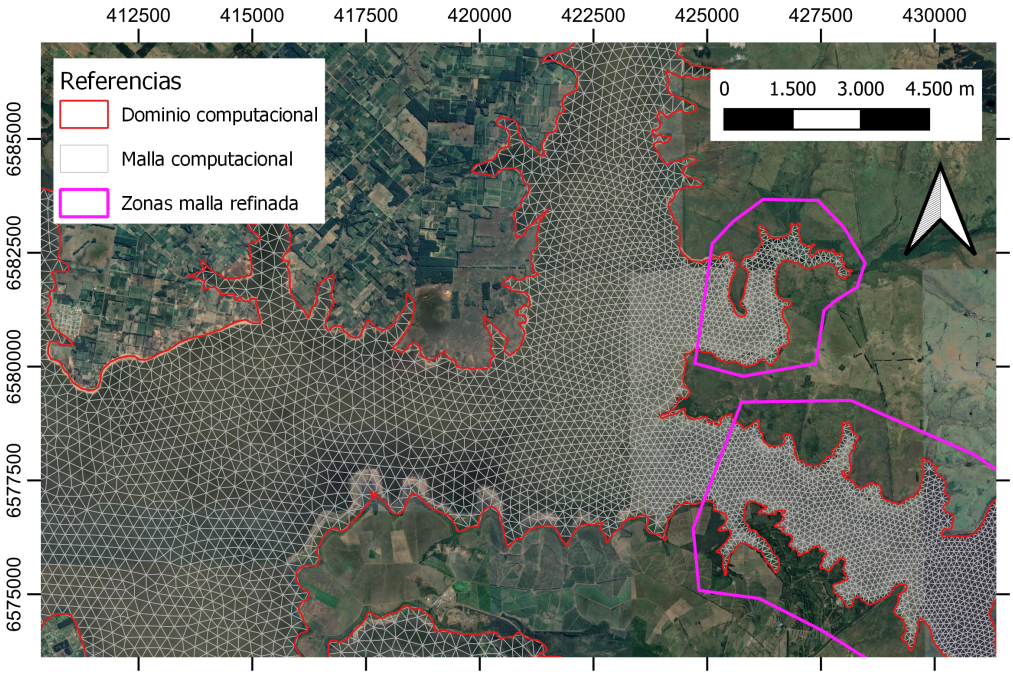

Figura 26: Malla de cálculo, vista 3.

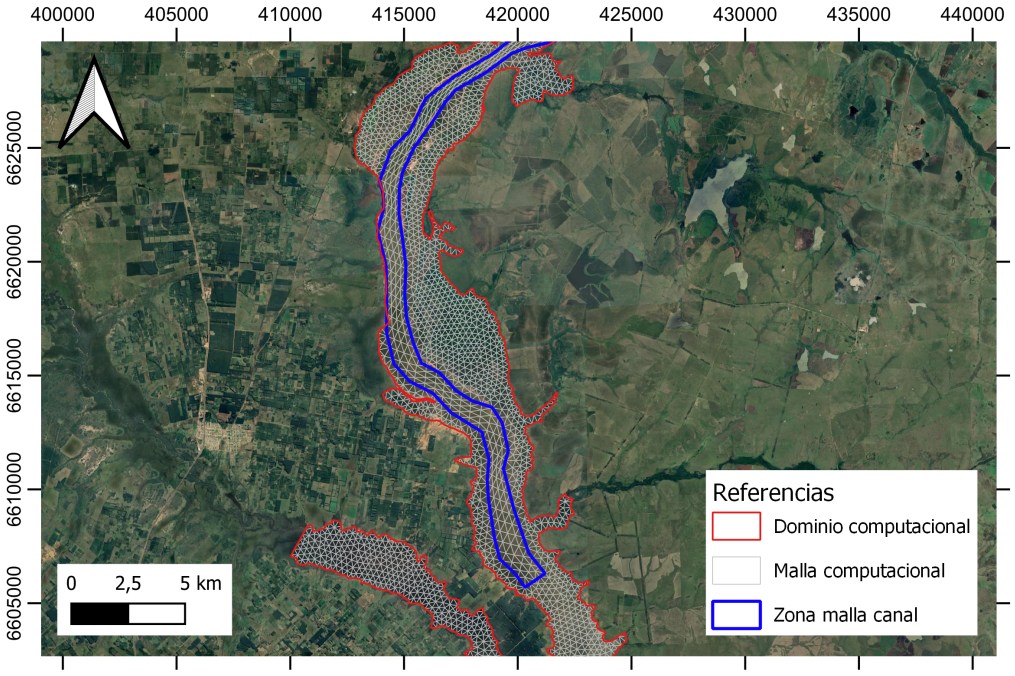

Figura 27: Malla de cálculo, vista 4.

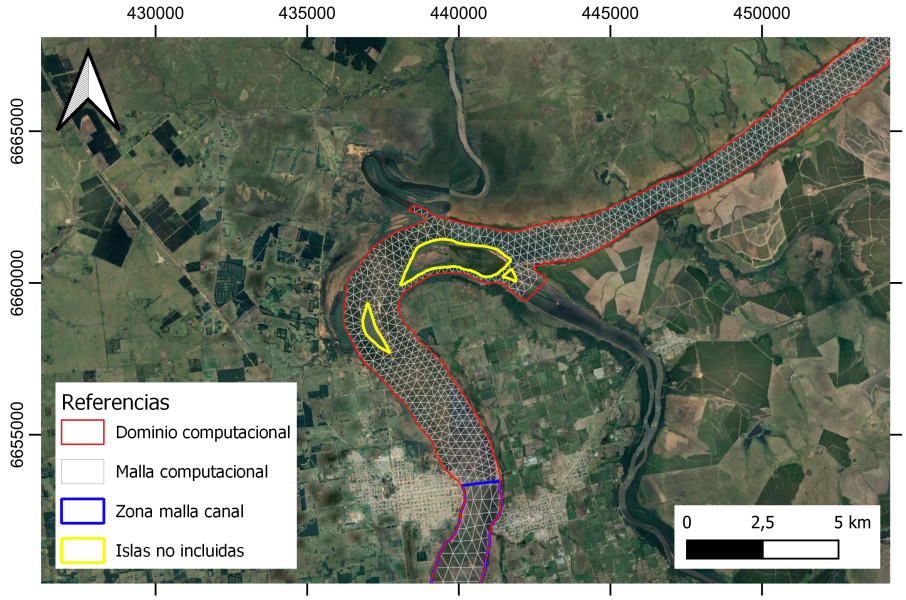

Figura 28: Malla de cálculo, vista 5.

5.2.2. Batimetría de la malla computacional

Se probaron varios métodos de interpolación para generar el modelo de la batimetría para todos los nodos del dominio. En general, se utilizaron a nivel exploratorio los métodos determinísticos del Inverso de la Distancia y Funciones de Base Radial, implementados en el módulo de Análisis Geoestadístico de ArcMAP 10.8, y también el método Inverso de la Distancia al Cuadrado a partir del software BlueKenue para interpolar los datos de batimetría a los nodos de la malla de cálculo. La Tabla 25 resume la información de los modelos utilizados en ArcMAP 10.8 y BlueKenue.

Para la generación de las superficie de batimetría en ArcMAP se dividió el set de datos de forma aleatoria en un conjunto de datos de entrenamiento (70 % del total) y un conjunto de datos de validación (30 % del total). Para evaluar el desempeño de los métodos de interpolación de forma cuantitativa, se calculan las siguientes métricas: BIAS, MAE, MSE y RMSE (ver Figura 29). Las superficies finales son obtenidas en grillas de tamaño de celda de 20 m x 20 m. Para evaluar de forma cualitativa los métodos, se presentan vistas de distintas zonas en planta y corte para los modelos de batimetría interpolados con el total de datos disponibles en el dominio de cálculo.

En el caso del modelo elaborado en BlueKenue, se decidió profundizar las cotas del fondo en determinados brazos, para no tener inconvenientes en la resolución numérica de la descarga de los afluentes cuando el nivel del embalse es bajo. La superficie final se obtiene interpolando linealmente los valores de batimetría en los nodos del dominio en una grilla de tamaño de celda 20 m x 20 m. Para este caso solo se considerada la superficie para la comparación cualitativa de las superficies, tanto en planta como en corte.

Tabla 25: Información de métodos de interpolación utilizados en ArcMAP 10.8 y BlueKenue.

Método	Identificación	Características
Inverso de la distancia	IDW_1	Power = 2, NeighboursMax = 1000, NeighboursMin = 25, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0, NeighbourSearch = Standard
Inverso de la distancia	IDW_2	Power = 2, ContinuousFactor = 0,2, MajorSemiaxis = 1000, MinorSemiaxis = 1000, Angle = 0, NeighbourSearch = Smooth
Funciones de Base Radial	RBF_1	Method = CRS, KernelParameter = 2,095, NeighbourSearch = Standard, NeighbourSearch = One, NeighboursMax = 64, NeighboursMin = 0, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0
Funciones de Base Radial	RBF_2	Method = CRS, KernelParameter = 44,25, NeighbourSearch = Standard, NeighbourSearch = One, NeighboursMax = 64, NeighboursMin = 0, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0
Funciones de Base Radial	RBF_3	Method = TensionSpline, KernelParameter = 1,466, NeighbourSearch = Standard, NeighbourSearch = One, NeighboursMax = 64, NeighboursMin = 0, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0
Funciones de Base Radial	RBF_4	Method = Multiquadric, KernelParameter = 0, NeighbourSearch = Standard, NeighbourSearch = One, NeighboursMax = 64, NeighboursMin = 0, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0
Funciones de Base Radial	RBF_5	Method = TensionSpline, KernelParameter = 32,27, NeighbourSearch = Standard, NeighbourSearch = One, NeighboursMax = 64, NeighboursMin = 0, MajorSemiaxis = 5000, MinorSemiaxis = 5000, Angle = 0
Inverso de la distancia (Blue Kenue)	IDW_malla	Power = 2 Según foro usuarios TELEMAC, el método utiliza los 4 vecinos mas cercanos en cada cuadrante.

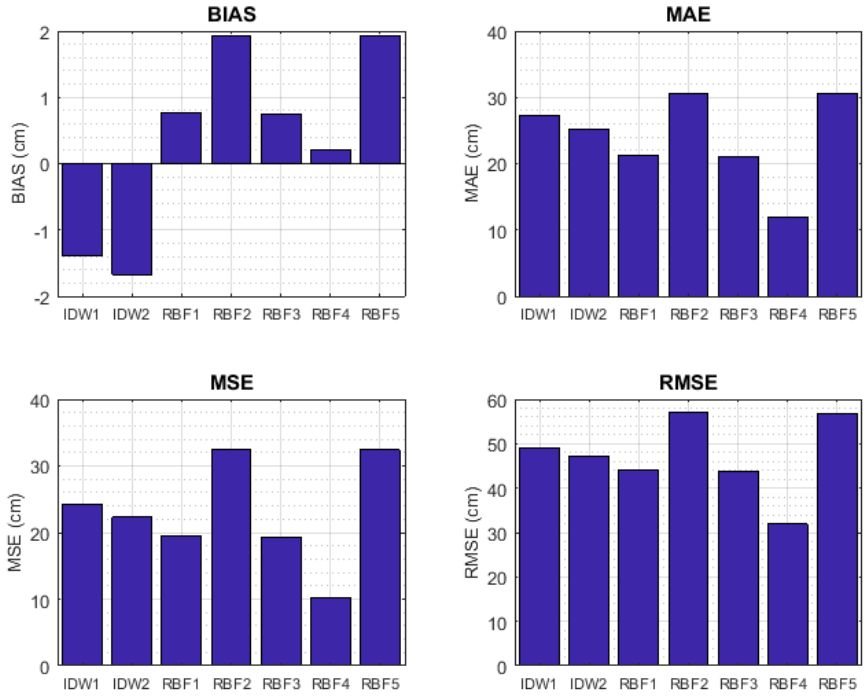

Figura 29: Valor de métricas de desempeño de los métodos de interpolación.

En las Figura 23 se presentan en planta las distintas vistas que se realizan para evaluar de forma cualitativa las superficies interpoladas IDW_1, IDW_mall, RBF_1 y RBF_4. Las vistas en planta de estas superficie se pueden visualizar en las Figuras 30 a 33.

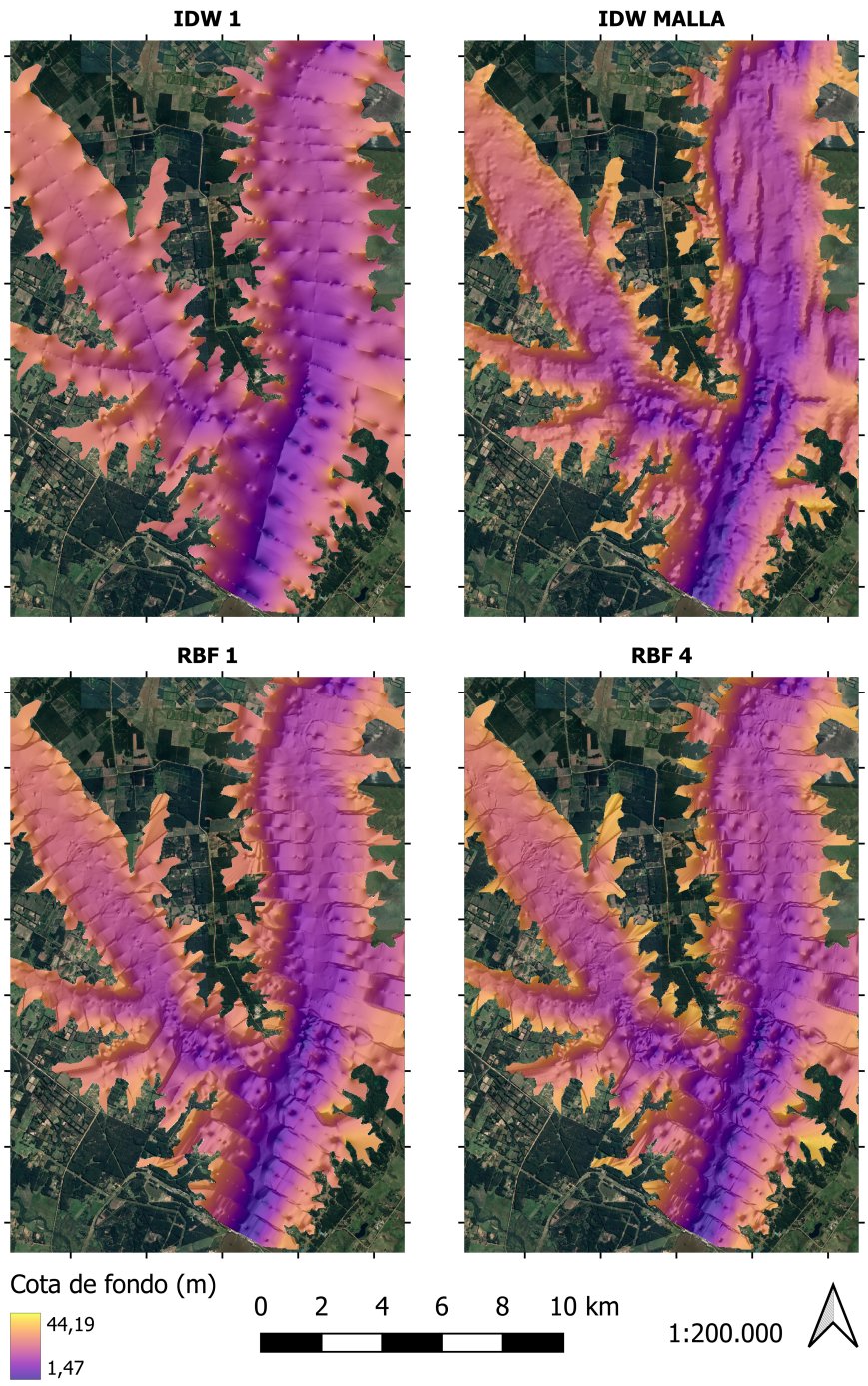

Figura 30: Campos de batimetría interpolada, vista 1.

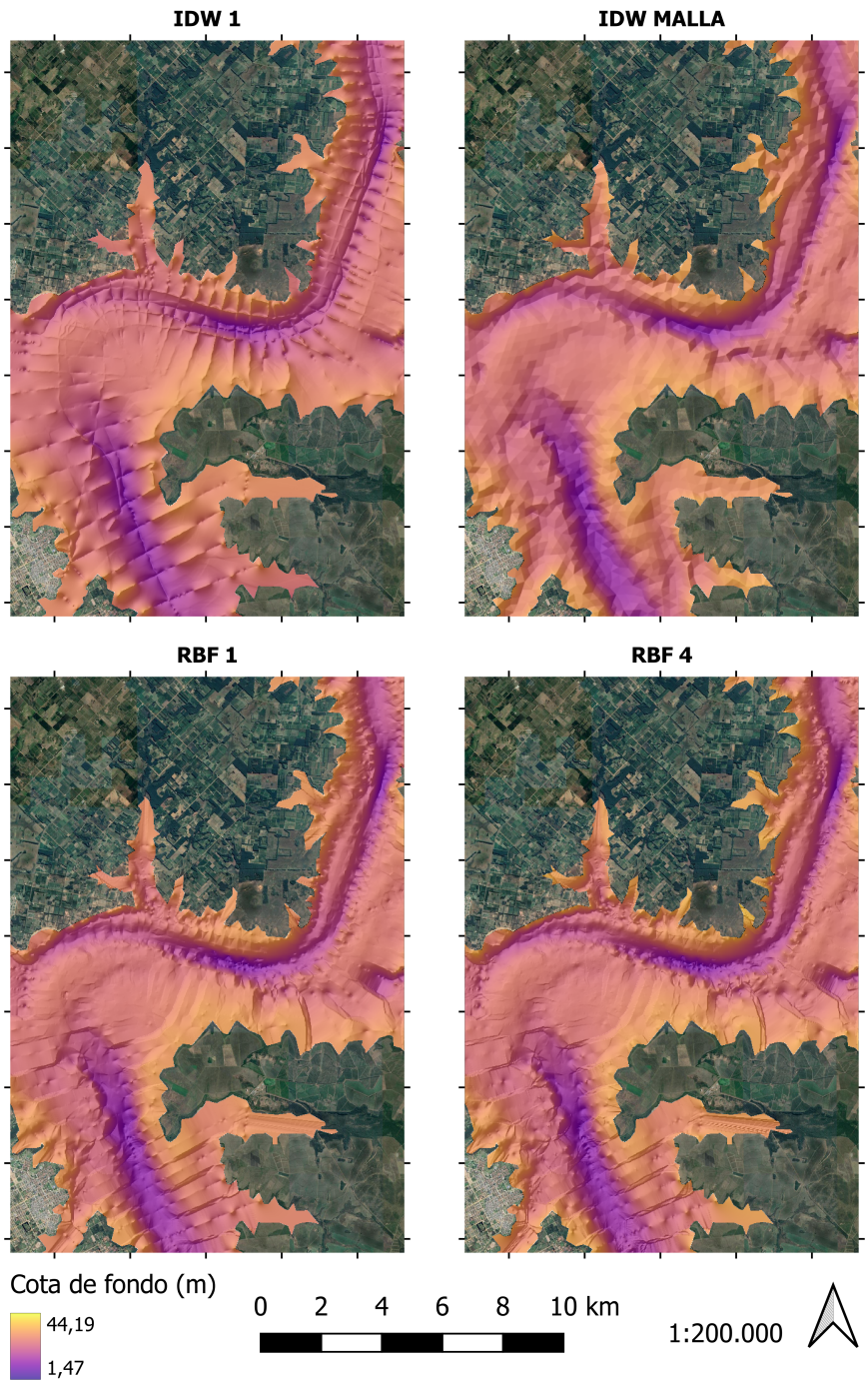

Figura 31: Campos de batimetría interpolada, vista 2.

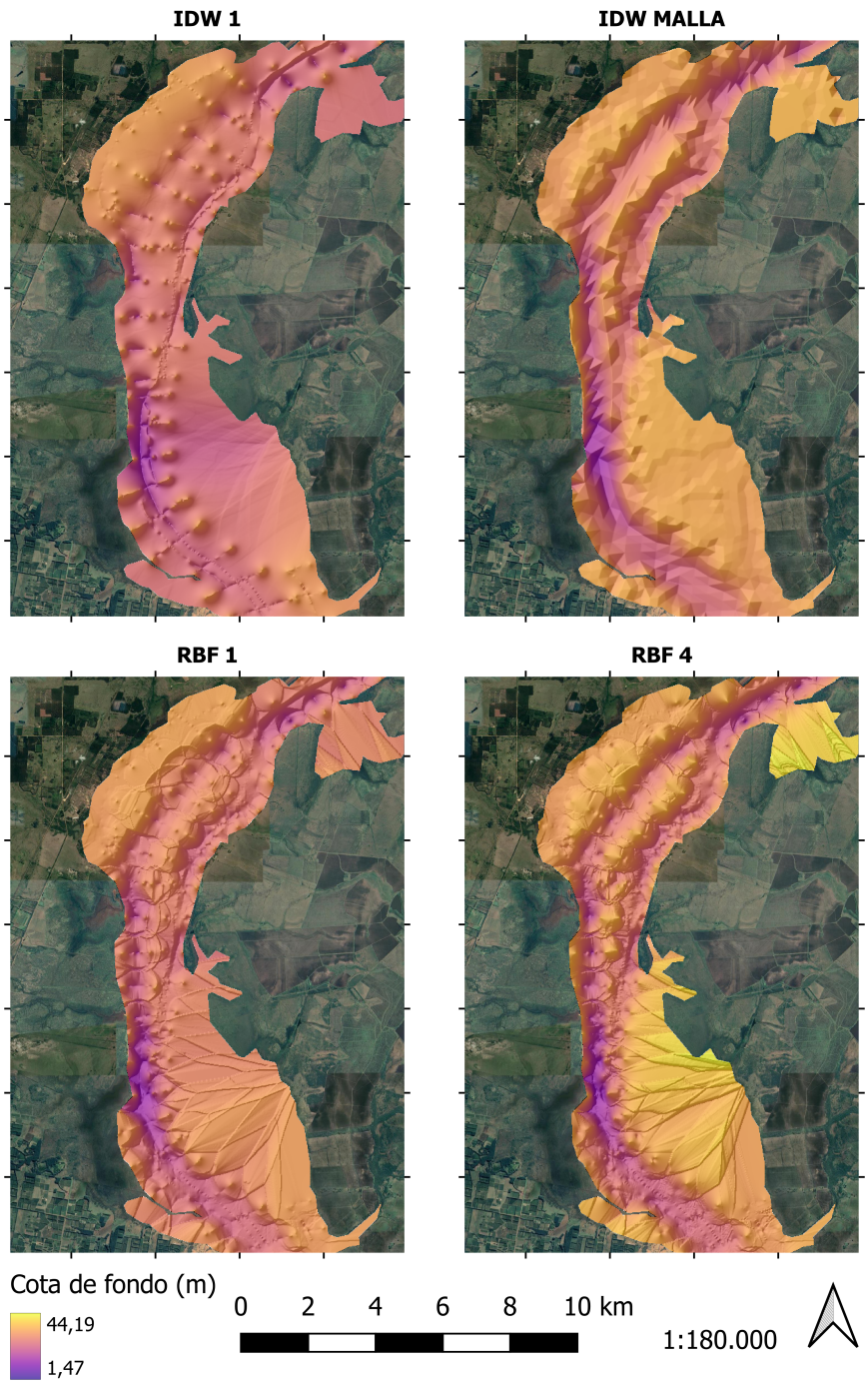

Figura 32: Campos de batimetría interpolada, vista 3.

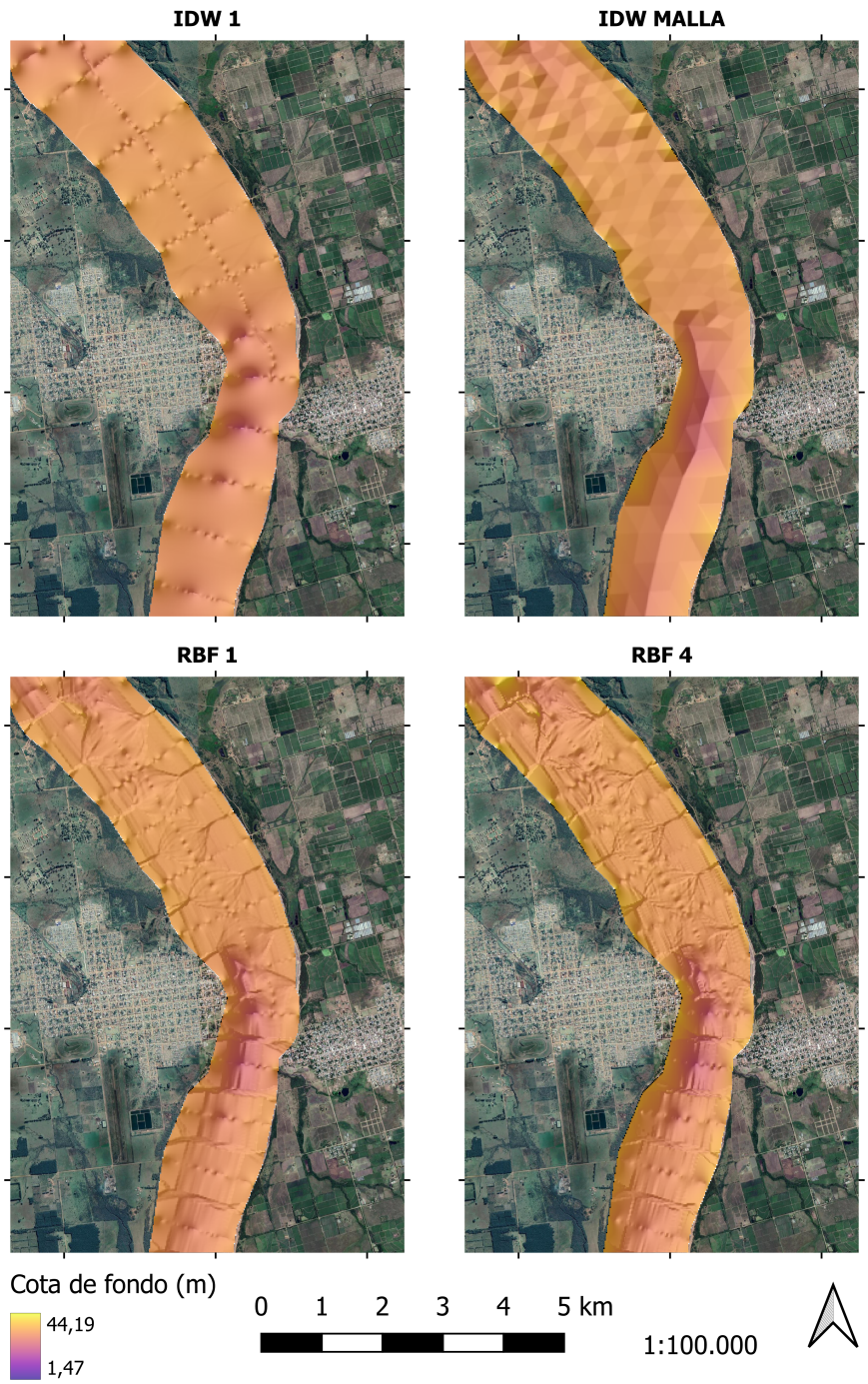

Figura 33: Campos de batimetría interpolada, vista 4.

Si bien se obtuvieron buenos resultados localmente (por ejemplo, con Funciones de Base Radial), cuando se observaron los resultados de forma global (es decir, interpolación entre perfiles de secciones transversales) se constataron discontinuidades que se desviaron de lo esperado en un margen natural del cauce de un río. Agregando este criterio cualitativo, el modelo de batimetría seleccionado fue el realizado mediante el inverso de la distancia al cuadrado con el software BlueKenue. Entre Paso de la Cruz y Paso de los Libres se impuso una pendiente de fondo de $1.68x10^{-}4$, valor de pendiente computado del último tramo fluvial en la región donde se disponen datos de batimetría.

En la Figura 34 se muestra la batimetría establecida en la malla de cómputo y en la Figura 35 un zoom en la zona sur y media del embalse.

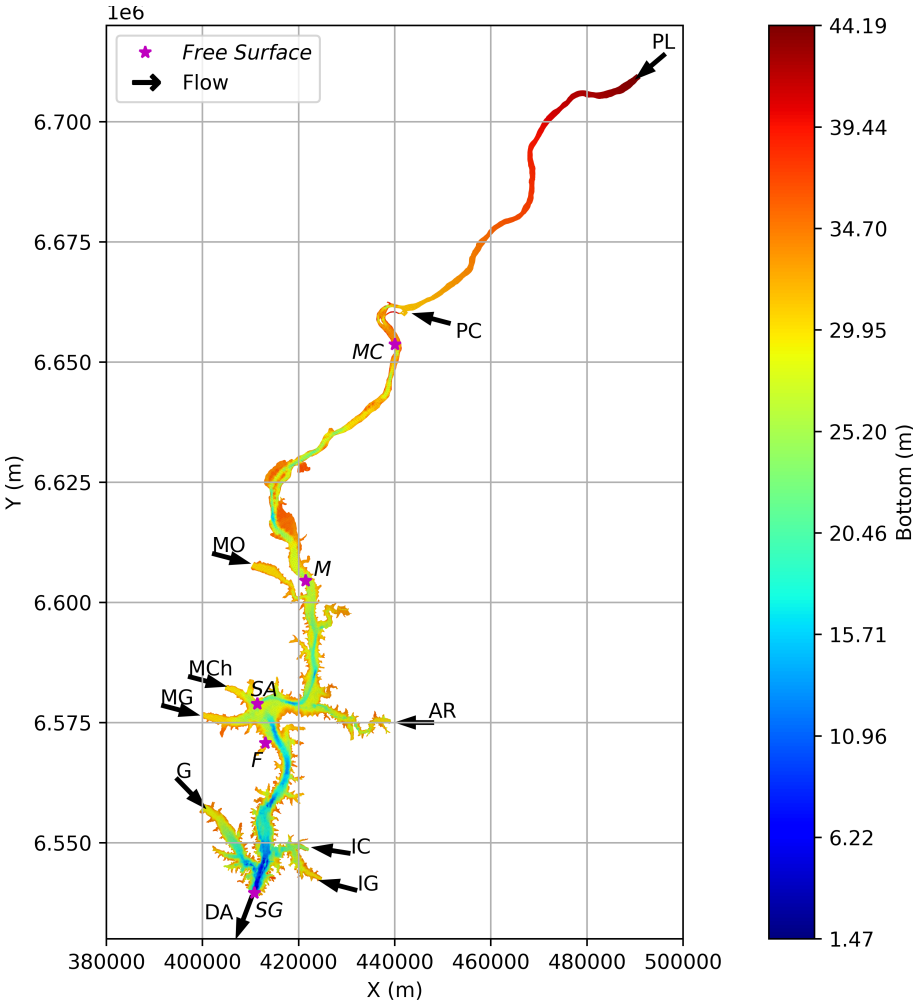

Figura 34: Batimetría de la malla de cómputo. Se indican también las estaciones con datos de nivel de la superficie libre: Monte Caseros (MC), Mocoretá (M), Federación (F), Santa Ana (SA), Salto Grande represa (SG); así como las secciones de bordes abiertos: Paso de los Libres (PL), Paso de la Cruz (PC), Arapey grande (AG), Arapey chico (AC), Itapebí Grande (IG), Itapebí Chico (IC), Mocoretá (MO), Mandisovi Chico (MCh), Mandisovi Grande (MG) y Gualeguaycito (G) y la represa (DA).

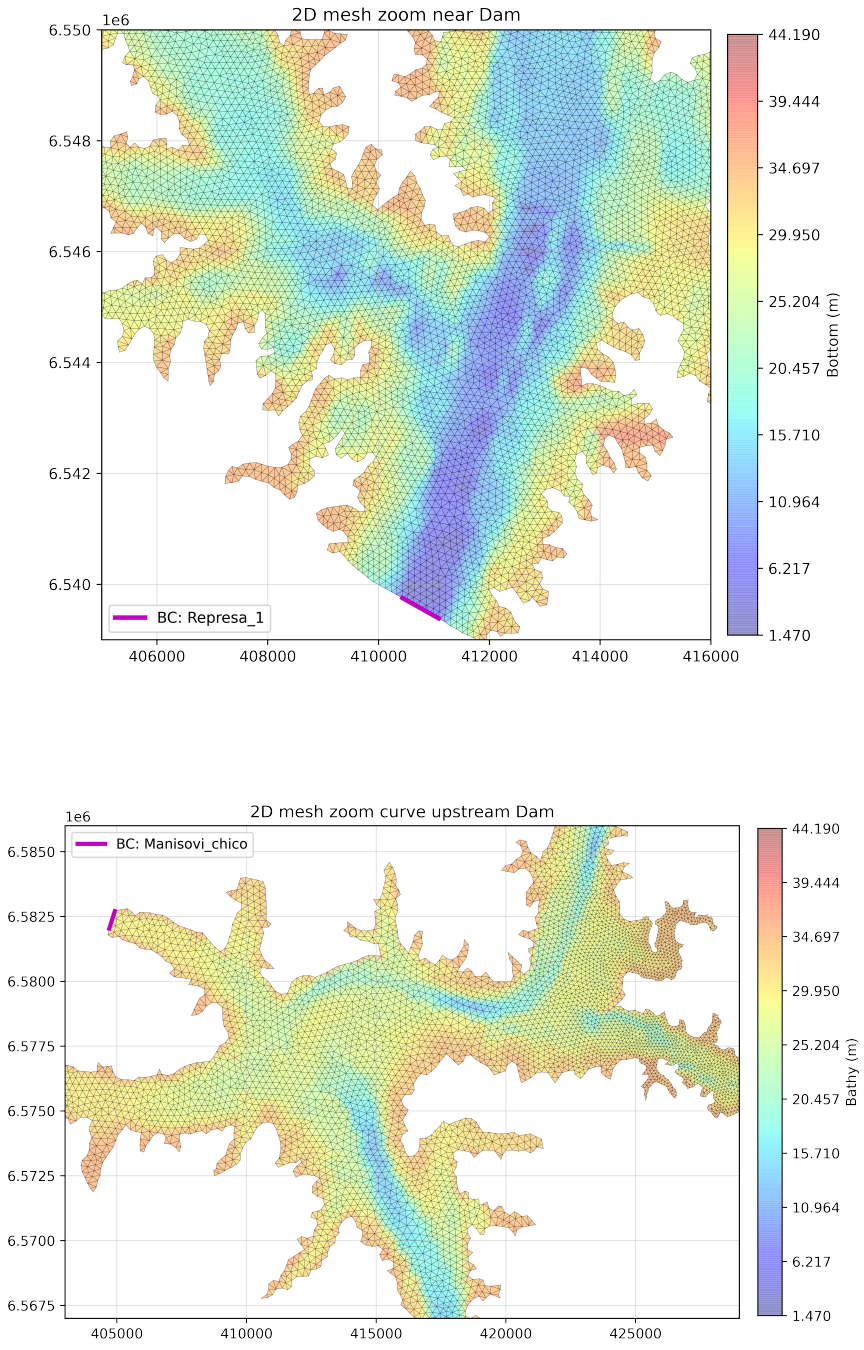

Figura 35: Detalle de la malla de cómputo y su batimetría en la zona sur y media del embalse.

5.3. Condiciones de contorno e iniciales

Las condiciones de borde necesarias para la implementación del modelo son: los caudales fluviales afluentes en las fronteras abiertas y el caudal erogado por la represa de Salto Grande; la rugosidad en el fondo; y en la superficie la tensión inducida por el viento, la presión atmosférica en la superficie libre no fue considerada.

Los borde abiertos del dominio corresponden a la represa (flujo saliente) y todos los tributarios del reservorio (flujos de entrada). Hay dos tipos de flujos considerados como entradas al reservorio, flujos medidos y flujos no medidos.

Los flujos medidos son suministrados por CTM-SG en las estaciones: Paso de los Libres (PL), Paso de la Cruz (PC), Arapey grande (AG), Arapey chico (AC) y la Represa (R) (ver Figura 34).

Por otro lado, los flujos no medidos corresponden a los tributarios: Itapebí Grande (IG), Itapebí Chico (IC), Mocoretá (MO), Mandisovi Chico (MCh), Mandisovi Grande (MG) y Gualeguaycito (G) (ver Figura 34).

Además, CTM-SG puso a disposición flujo hidrológico teórico entrante al embalse calculado a partir de balance de masa.

Los flujos no medidos fueron computados mediante redistribución de la diferencia entre el flujo hidrológico teórico entrante y la suma de los flujos medidos, proporcional al área de la cuenca de cada tributario.

Las condiciones de borde en los bordes abiertos fueron entonces la superficie libre y el flujo de descarga en la Represa, usando la condición de Thompson (Hervouet, 2007), y los flujos medidos y no medidos en los otros bordes abiertos.

En la superficie libre, se considero el efecto del viento. Los datos de viento fueron obtenidos del reanálisis ECMWF ERA5 (Hersbach y col., 2020).

5.3.1. Periodo temporal de datos disponibles

El periodo temporal de datos disponibles, es decir de las variables medidas, para las condiciones de borde se puede observar en la Figura 36.

Como se puede observar en la Figura 36, la series temporales de niveles en Santa Ana, Monte Caseros y caudales en Arapey Chico, son las que presentan menor periodo temporal, mientas que las de viento y caudal tanto son las de mayor periodo temporal.

En el caso de la serie de caudales Represa, corresponde a la suma de los valores horarios de caudales vertido y turbinado. Mientras que los caudales de aporte corresponden a los valores diarios obtenidos del modelo hidrológico.

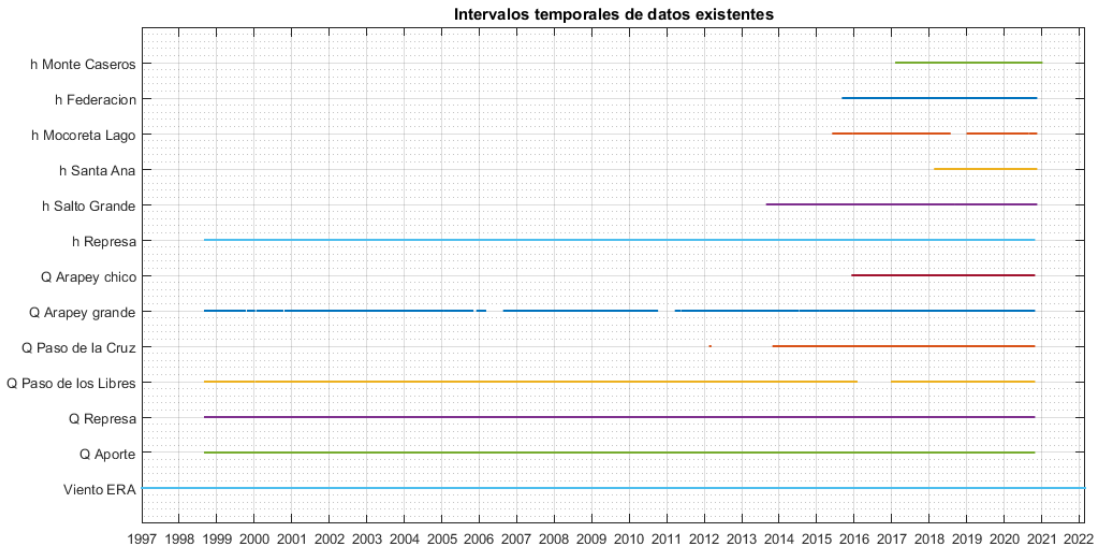

Figura 36: Intervalo temporal de datos existentes.

5.3.2. Determinación de ventanas temporales para calibración y validación

Con el objetivo de calibrar y validar el modelo hidrodinámico se propone definir ventanas temporales donde se disponga la mayor cantidad de datos disponibles medidos. En la Figura 37 se puede observar el periodo común de datos de niveles y caudales, de esta forma se identifican tres (3) ventanas temporales, correspondientes a los periodos Ventana 1 : 28/feb/2018 a 20/jul/2018 (5 meses), 10/ene/2019 a 30/abr/2020 (15 meses), y 27/may/2020 a 21/oct/2020 (5 meses). Estos periodos temporales son indicados en la Figura 38 y la Tabla 26.

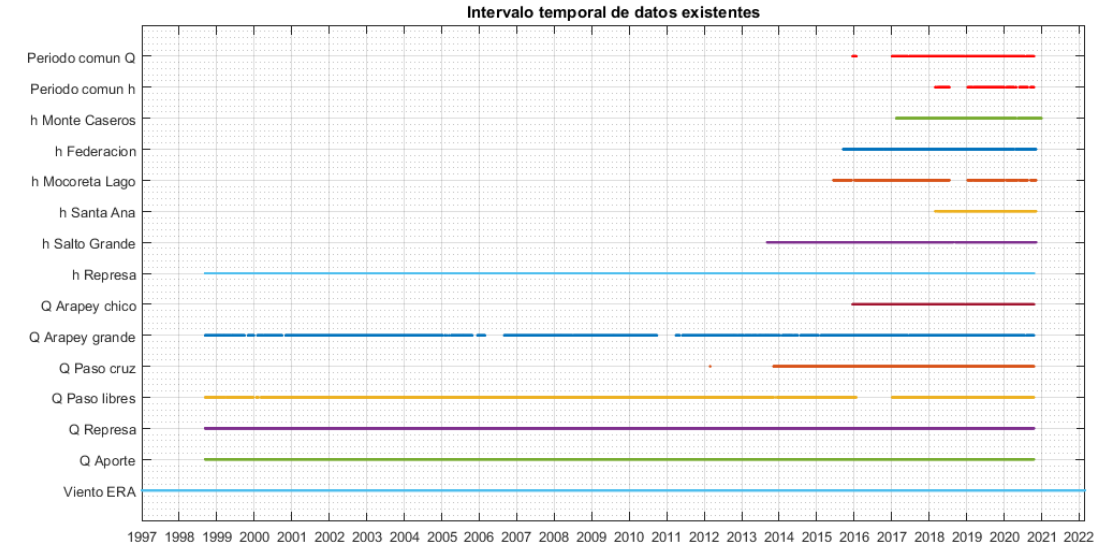

Figura 37: Intervalo temporal de datos común para nivel y caudal.

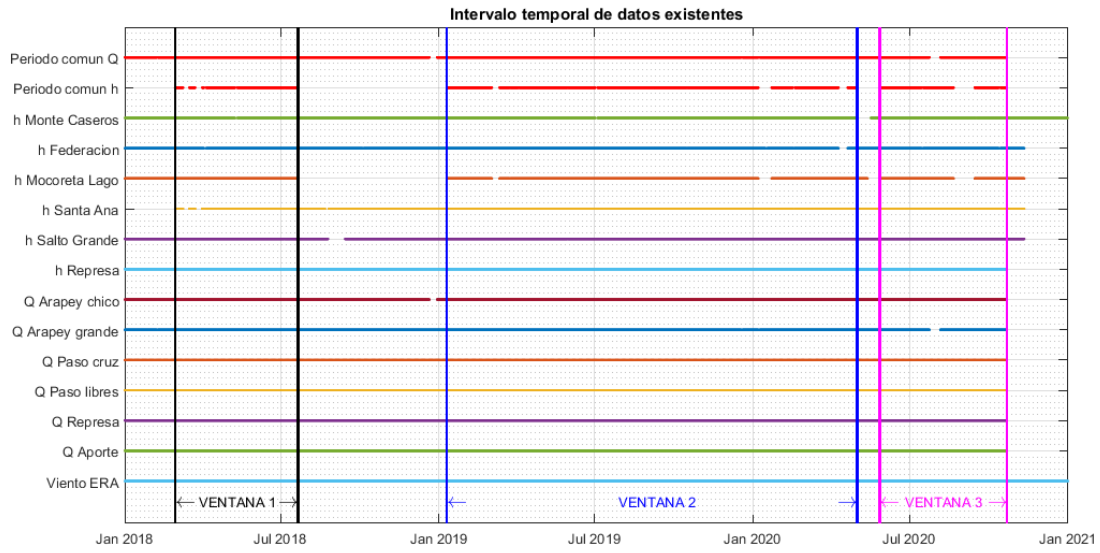

Figura 38: Ventanas temporales para calibración y validación.

Tabla 26: Ventanas temporales para calibración y validación.

Nombre	Periodo	Duración
Ventana 1	28/feb/2018 a 20/jul/2018	5 meses
Ventana 2	10/ene/2019 a 30/abr/2020	15 meses
Ventana 3	27/may/2020 a 21/oct/2020	5 meses

5.3.3. Relleno y generación de series temporales

Para el relleno de serie temporales de flujos medidos y generación de series temporales de flujos no medidos, se procede a aplicar la siguiente metodología. Se trabaja con el periodo 1998 - 2020.

Secuencia metodológica para relleno de datos faltantes en 3 pasos:

PASO 1) Relleno inicial de los datos faltantes de las series temporales de flujos medidos

1.1) Se eliminan los datos anómalos de las series temporales de datos medidos

1.2) Se utiliza un algoritmo de machine learning denominado regresión de perceptrón multicapa (Multi-layer Perceptron regressor, o MLP Regressor) para imputar datos faltantes de las series telemétricas (flujos medidos). Esto se aplica para generar una serie sin datos faltantes.

Se tienen las series telemétricas de flujos medidos:

$$Q_{telemetrica\,PL}$$

$$Q_{telemetrica\,PC}$$

$$Q_{telemetrica\ AG}$$

$$Q_{telemetrica\ AC}$$

La serie de aportes hidrológicos:

$$Q_{aporte}$$

De la aplicación de algoritmo se obtiene una predicción de la serie telemétrica:

$$Q_{telemetrica,\ P}$$

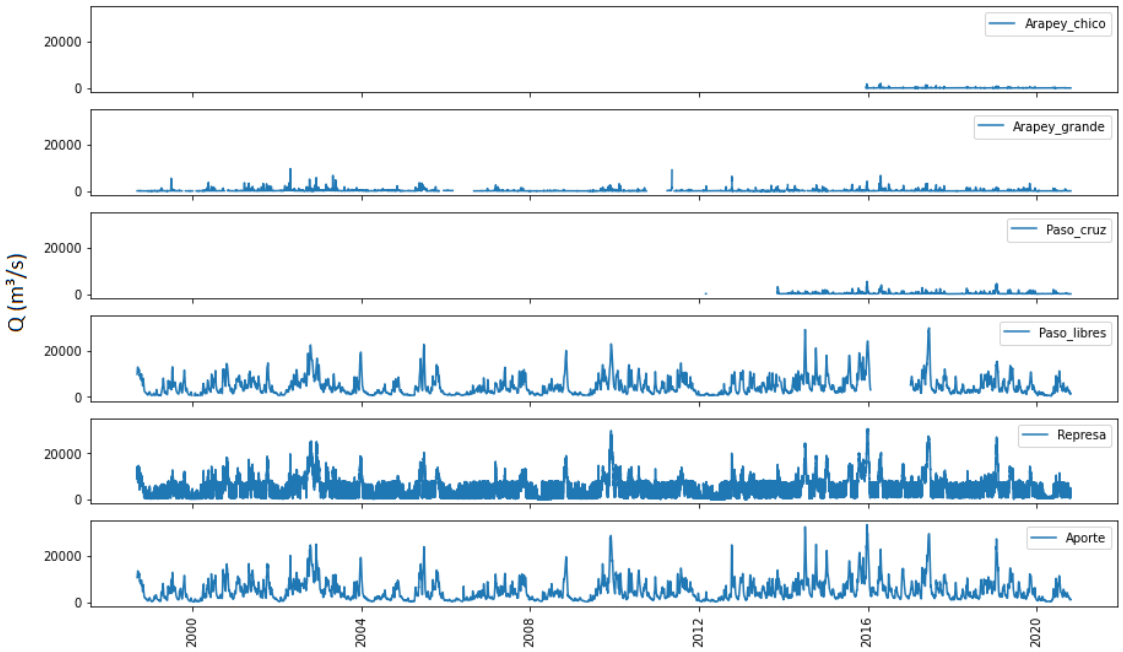

Figura 39: Series temporales de flujos medidos.

1.3) Se comienza con rellenar la serie de Paso de los Libres a partir de la serie de aportes hidrológico. Si f es el algoritmo MLPR, se obtiene las serie telemétrica de predicción para Paso de los Libres $Q_{telemetrica\ PL,P}$, a partir de la variables de entrada $Q_{telemetrica\ PL}$ y Q_{aporte}, esto es:

$$f\left(Q_{telemetrica\ PL}, Q_{aporte}\right) = Q_{telemetrica\ PL,\ P}$$

1.4) Se procede a rellenar la serie telemétrica de Paso de los Libres con los valores de predicción, de esta forma se obtienen series sin datos faltantes. Se denomina a las series sin datos faltantes (series completas):

$$Q_{telemetrica\ PL,\ C}$$

La misma corresponde a la unión de las series telemétricas y la predicción telemétrica donde se tienen datos faltantes, es decir, si no hay datos faltantes en la serie telemétrica:

$$Q_{telemetrica\,PL,C} = Q_{telemetrica\,PL}$$

En cambio, si hay datos faltantes en la serie telemétrica:

$$Q_{telemetrica\,PL,C} = Q_{telemetrica\,PL,P}$$

1.5) Se proceden a rellenas las serie de Paso de la Cruz, Arapey grande y Arapey chico, aplicando los pasos 1.3 y 1.4, considerando como ingresos al algoritmo de MLPR las siguientes variables:

$$f\left(Q_{telemetrica\,PC},\ Q_{aporte} - Q_{telemetrica\,PL,C}\right) = Q_{telemetrica\,PC,P}$$

$$f\left(Q_{telemetrica\,AG},\ Q_{aporte} - Q_{telemetrica\,PL,C} - Q_{telemetrica\,PC,C}\right) = Q_{telemetrica\,AG,P}$$

$$f\left(Q_{telemetrica\,AC},\ Q_{aporte} - Q_{telemetrica\,PL,C} - Q_{telemetrica\,PC,C} - Q_{telemetrica\,AG,C}\right) = Q_{telemetrica\,AC,P}$$

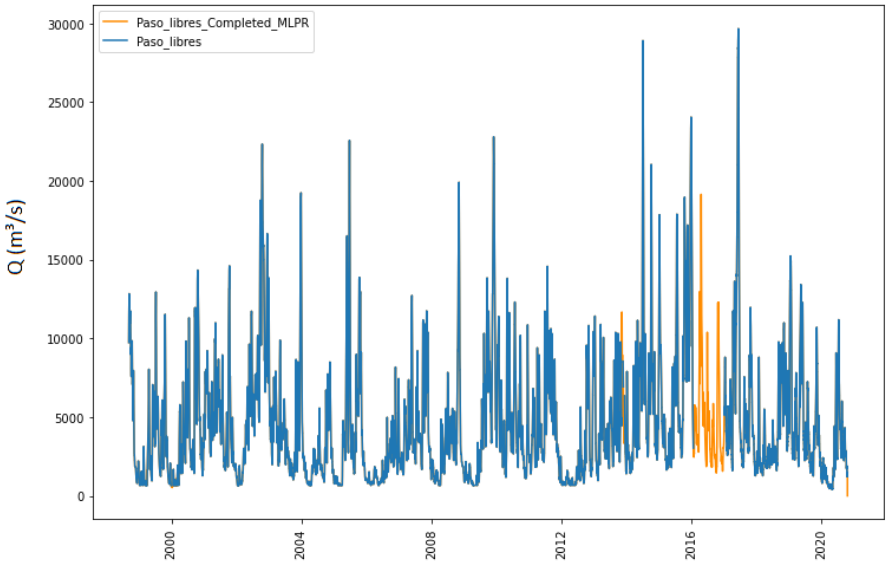

Figura 40: Series temporales Paso de los Libres completa.

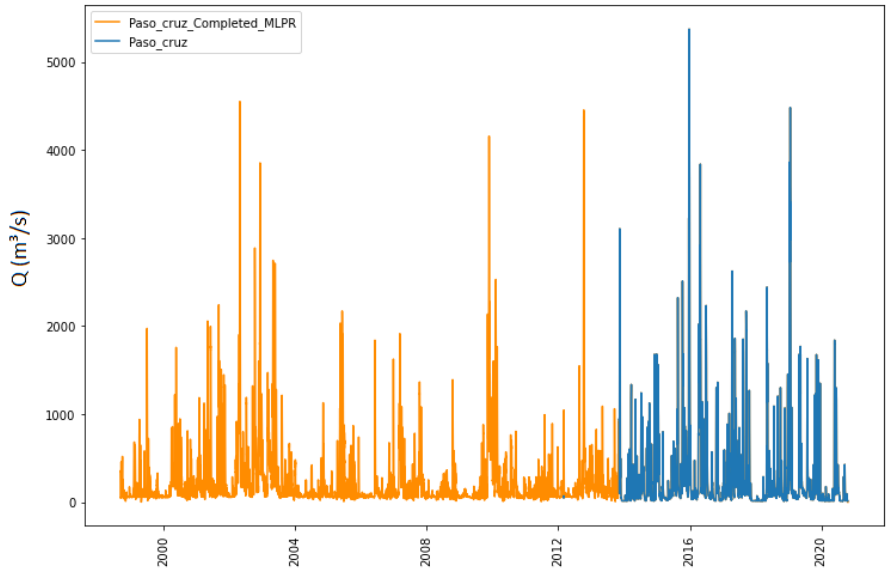

Figura 41: Series temporales Paso de la Cruz completa.

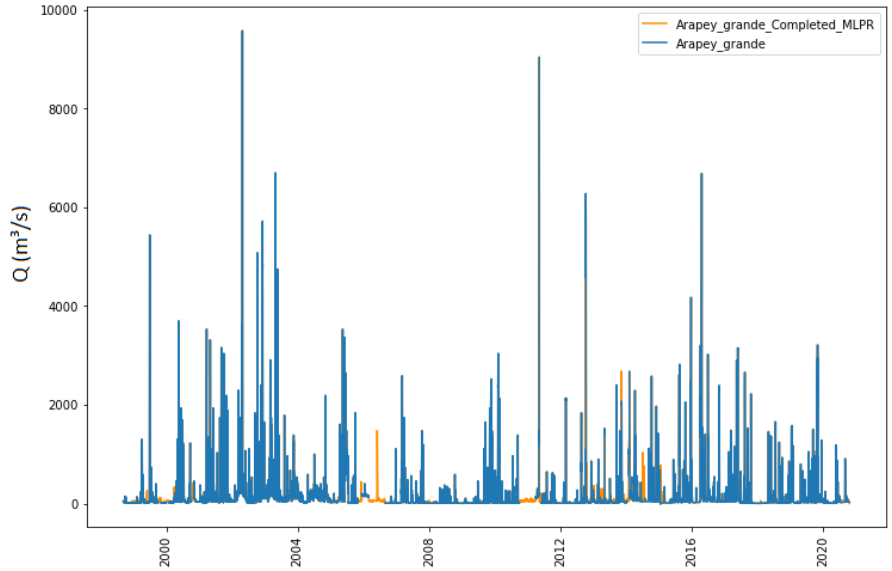

Figura 42: Series temporales Arapey grande completa.

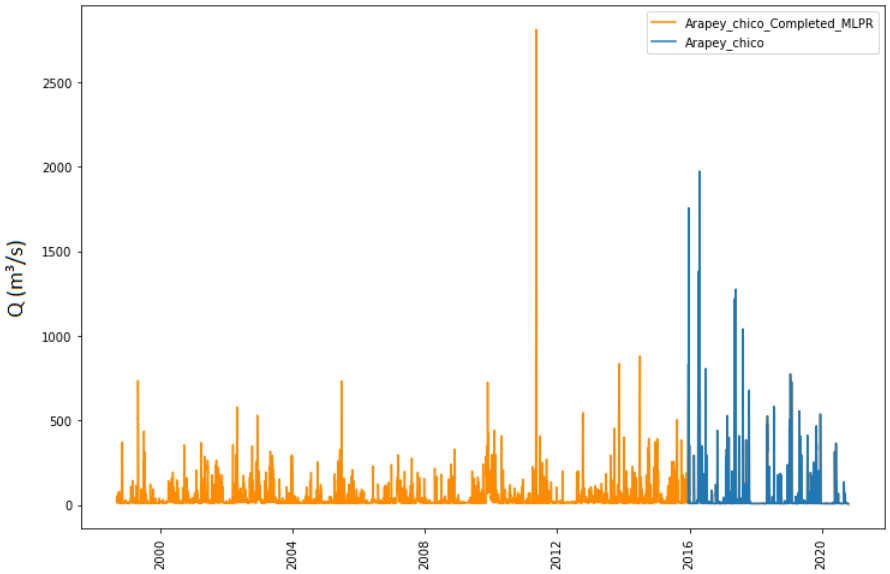

Figura 43: Series temporales Arapey chico completa.

PASO 2) Corrección de series completas de flujos medidos y generación de las series temporales de flujos no medidos.

2.1) Se define el caudal de los afluentes como:

$$Q_{afluentes} = \sum Q_{telemetrica\,,C}$$

Se calcula la diferencia entre el caudal de afluentes y el caudal de aporte hidrológico:

$$Q_{Diferencia} = Q_{aporte} - Q_{afluentes}$$

Si $Q_{Diferencia} > 0$, se tiene que $Q_{aporte} > Q_{afluentes}$, por tanto, se procede a redistribuir $Q_{Diferencia}$ entre todos los aportes de caudal al modelo donde se tienen datos faltantes.

Primeramente la redistribución se hace en las series telemétricas donde originalmente se tenían huecos, se redistribuye la serie $Q_Diferencia$ proporcional al cociente entre el área de la cuenca del afluente considerado y la suma de las áreas de las cuencas de los afluentes donde se tienen datos, se define así las series de caudales telemétricas corregidas ($Q_{telemetrica\,,C'}$). Por tanto, para los instantes temporales donde $Q_{Diferencia} > 0$:

$$Q_{telemetrica\,,C'} = Q_{telemetrica\,,C} + Q_{diferencia} \times \frac{A_{afluente}}{(A_{total} - A_{afluentes}) + A_{afluente}} \delta$$

Donde:

$A_{afluente}$ es el área de la cuenca del afluente de flujo medido en consideración.

$A_{afluentes}$ es la suma de todas las áreas de la cuenca de los afluentes de flujo medidos en consideración.

A_{total} es la suma de todas las áreas de las cuencas de los afluentes de flujos medidos y flujos no medidos.

δ es una función que es igual a 1 (uno) si no hay dato faltante e igual a cero (0) si hay dato faltante.

Tabla 27: Área cuencas.

Cuenca	**Área** (km^2)
Paso de los libres	204 960.0
Paso de la Cruz	18 650.5
Arapey grande	9 696.0
Arapey chico	2 391.0
Mocoretá	3 667.6
Mandisovi chico	428.7
Mandisovi grande	574.3
Gualeguaycito	382.5
Itapebí chico	358.9
Itapebí grande	716.1
Afluentes	235 697.5
Total	241 825.6

2.2) Se definen las series de flujos no medidos, estas son: Mocoretá, Mandisovi chico, Mandisovi grande, Gualeguaycito, Itapebí chico e Itapebí grande. Se define la suma de la serie de caudales de flujos no medidos:

$$Q_{sum\,,\,FNM} = Q_{Diferencia} - \sum Q_{telemetrica\,,\,C'}$$

De esta forma, si $Q_{afluente\,,\,FNM}$ es la serie de caudal asociado a un afluente de flujo no medido, se define su caudal proporcional al área de su cuenca respecto a la resta del área de cuenca total (suma de áreas de cuencas de flujos medidos y no medidos) y la suma de las áreas de flujos medidos, es decir:

$$Q_{afluente\,,\,FNM} = Q_{sum\,,\,FNM} \times \frac{A_{afluente\,,\,FNM}}{A_{total} - A_{afluentes}}$$

2.3) Se realiza una corrección de las series de flujos no medidos (se define $Q_{afluente\,,\,FNM\,,\,C}$) para incorporar un caudal mínimo (flujo base), considerando $10\,m^3/s$ de flujo base para Mocoretá, y $5\,m^3/s$ Mandisovi chico, Mandisovi grande, Gualeguaycito, Itapebí chico e Itapebí grande. Se define entonces:

$$Q_{afluente\,,\,FNM\,,\,C} = Q_{afluente\,,\,FNM} + Q_{flujo\,base\,,\,FNM}$$

2.4) En última instancia, se corrige el caudal de la represa ($Q_{Represa\,,C}$), según la siguiente expresión:

$$Q_{Represa\,,C} = Q_{Represa} - (Q_{Diferencia} - Q_{Suma})$$

Donde Q_{Suma} es la suma de los caudales de flujos medidos corregidos y flujos no medidos corregidos, es decir:

$$Q_{Suma} = \sum Q_{afluente\,,FNM\,,C} + \sum Q_{telemetrica\,,C'}$$

5.3.4. Condiciones iniciales

En lo que respecta a las condiciones iniciales, para la hidrodinámica en primer lugar se realiza una simulación de calentamiento, en la cual los caudales de los afluentes poseen la serie de aportes calculada y en la frontera abierta correspondiente a la represa se controla el nivel. Dicho nivel se inicia en un valor elevado de forma tal que la totalidad del embalse comience sumergido y se va descendiendo a velocidad constante hasta el valor de nivel medido correspondiente a la fecha inicial del período de simulación de interés. Dicho descenso se realiza durante un mes y luego se mantiene el nivel constante durante un segundo mes.

5.4. Calibración y verificación

Tal como fue presentado existen seis estaciones de aforos de superficie libre: Monte Caseros (MC), Mocoretá (MO), Federación (F), Santa Ana (SA), Salto Grande (SG) y Presa (DA) (ver Figura 34). Desafortunadamente, no se cuenta con datos de velocidad del agua disponibles para la calibración del modelo.

El modelo se calibró por tanto en función de los datos de elevación de la superficie libre disponibles. Los coeficientes de fricción del fondo y arrastre del viento se seleccionan como parámetros de calibración.

El periodo de calibración es del 10/01/2019 al 30/04/2020 (15 meses aprox., periodo denominado ventana 2). Los parámetros de calibración incluyen el coeficiente de rugosidad de Manning (n) para el que se ensayan los valores 0,020, 0,024, 0,025, 0,026 y 0,030 $s/m^{1/3}$. Por otra parte, para el COEFICIENTE DE INFLUENCIA DEL VIENTO se consideran los siguientes valores: 1.0x10-6, 1.25x10-6, 1.5x10-6 y 2.0x10-6.

El error absoluto medio (MAE), el error cuadrático medio (RMSE) y el BIAS se utilizan para evaluar el rendimiento del modelo. Luego se valida el modelo para la cota de superficie libre en las estaciones MC, M, SA, F y SG, para dos ventanas de tiempo: del 28/2/2018 al 20/7/2018 (aprox. 5 meses, período denominado ventana 1), y del 27/5/2020 al 21/10/2020 (aprox. 5 meses, periodo denominado ventana 3).

El paso de tiempo utilizado para estas simulaciones es de 5 s. La formulación de Smagorinsky se utiliza para el cierre de turbulencia con un valor base de difusividad de 1x10^{-}6 m^2/s y difusividad de trazador de 1 m^2/s.

Los resultados muestran que la elevación de la superficie libre simulada es poco sensible al coeficiente de rugosidad de Manning para las estaciones ubicadas en la parte inferior del embalse (SG, F y SA), presentando variaciones en el RMSE y MAE del orden de milímetro a centímetro.

Por otro lado, las estaciones M y MC, que muestran un comportamiento transicional y fluvial respectivamente, presentan una mayor sensibilidad con las variaciones de centímetros a decímetro del RMSE y MAE.

En cuanto al coeficiente de arrastre del viento, el modelo presentó poca sensibilidad para todas las estaciones en el período de calibración, con variaciones entre simulaciones del orden de un milímetro.

La Figura 44 muestra cualitativamente los resultados obtenidos para la estación F y MC con n = 0,025 s/m1/3 y CD = 1,0x10-6 para el periodo de calibración, junto con los caudales medidos. En las Figuras 45 y 46 se muestran dichos los resultados para las ventanas de verificación 2 y 3.

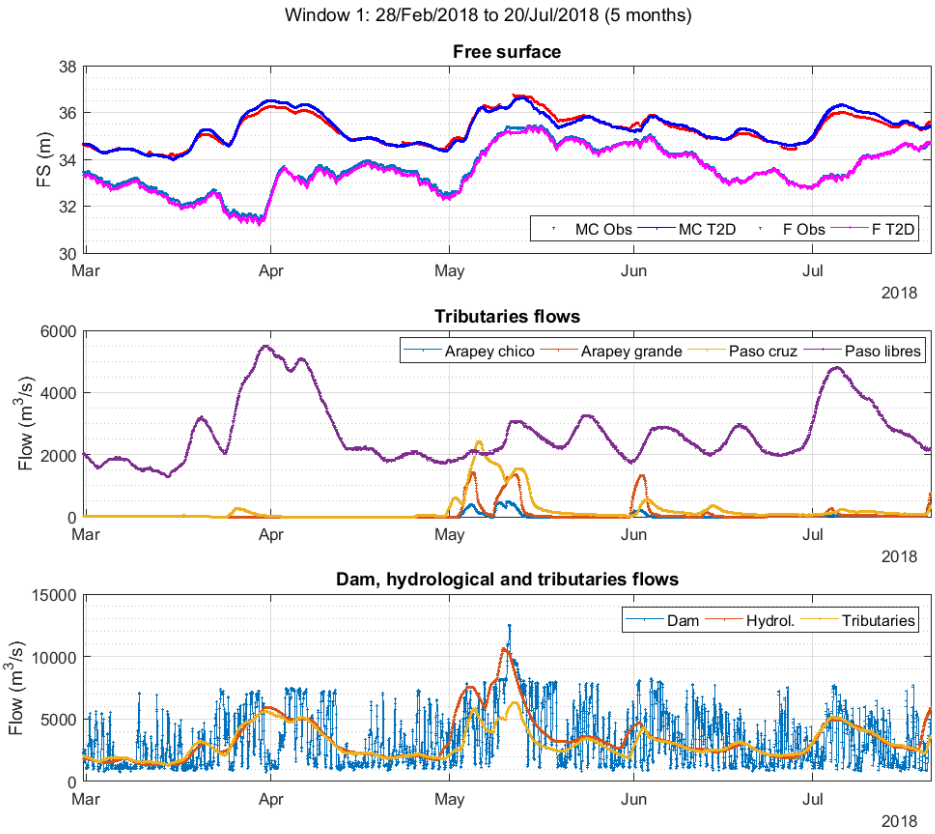

Figura 44: Series observadas (Obs) y simuladas (T2D) de niveles en las estaciones F and MC (ver Figura 34), y caudales medidos de entrada y salida al dominio. Resultados para la ventana 1 - calibración.

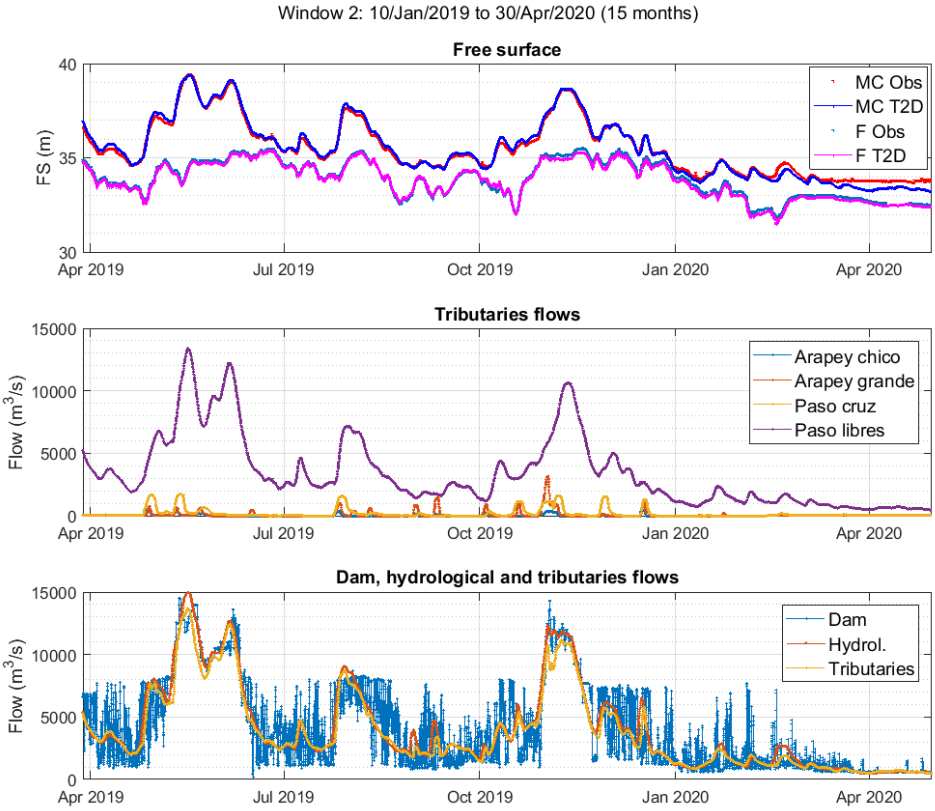

Figura 45: Series observadas (Obs) y simuladas (T2D) de niveles en las estaciones F and MC (ver Figura 34), y caudales medidos de entrada y salida al dominio. Resultados para la ventana 2 - verificación.

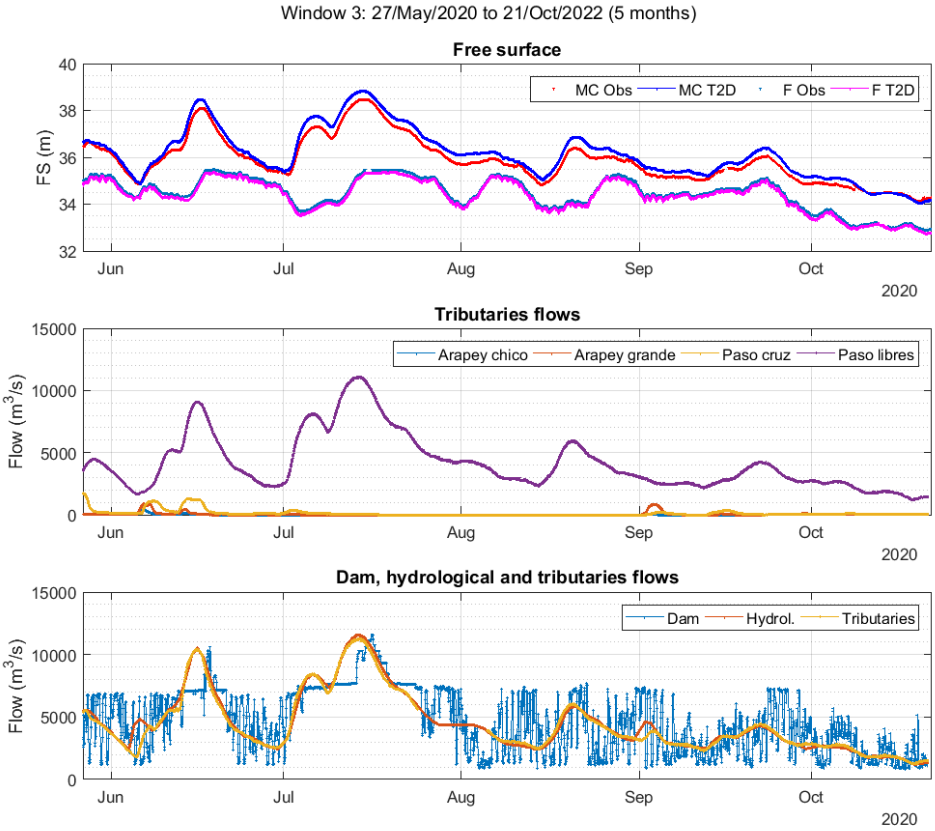

Figura 46: Series observadas (Obs) y simuladas (T2D) de niveles en las estaciones F and MC (ver Figura 34), y caudales medidos de entrada y salida al dominio. Resultados para la ventana 3 - verificación.

La Tabla 28 presenta cuantitativamente los resultados de la evaluación de las predicciones para los períodos de calibración y validación. El modelo reproduce razonablemente bien la elevación de la superficie del agua en ambas estaciones que tienen comportamientos diferentes.

Tabla 28: Ventanas temporales para calibración y validación.

Station F	**Window 1**	**Window 2**	**Window 3**
RMSE (m)	0.11	0.14	0.12
MAE (m)	0.10	0.13	0.12
BIAS (m)	-0.10	-0.11	-0.11
Station MC	**Window 1**	**Window 2**	**Window 3**
RMSE (m)	0.15	0.22	0.29
MAE (m)	0.11	0.17	0.26
BIAS (m)	0.04	-0.01	0.25

6. Modelación de temperatura del agua

Considerando que la estratificación vertical de la temperatura del cuerpo de agua puede ser significativa y condicionar procesos de mezcla relevantes tanto para la hidrodinámica como para la calidad de agua, se realizó una implementación tridimensional del modelo. La configuración horizontal de la malla es la misma que en el modelo bidimensional. El modelo hidrodinámico es funcional y simulaciones considerando como forzante únicamente los caudales afluentes y erogados (series históricas) generan resultados razonables al comparar con niveles medidos.

La implementación del módulo que permite simular la temperatura del agua (incorporando el forzante meteorológico) generó problemas de estabilidad en las zonas con mojado y secado. Se trabajó intensamente en alternativas para solucionar dichos inconvenientes, lo que implicó profundizar en el código del modelo y tener intercambios varios con sus desarrolladores (Laboratoire d'Hydraulique Saint-Venant, Francia). Lamentablemente, no fue posible resolver el problema subyacente en el código numérico y se optó por realizar una implementación del modelo tridimensional eliminando las zonas del dominio expuestas a condiciones de secado y mojado, para así poder explorar su dinámica térmica. Naturalmente esta es una solución parcial que permitió avanzar según los objetivos de este proyecto, pero se continuará trabajando en conjunto con los desarrolladores del modelo en buscar una solución al problema subyacente en el modelo numérico.

Como resultado se tiene una implementación funcional del modelo hidrodinámico tridimensional incluyendo la temperatura del agua, pero que no pudo ser calibrada por falta de información de campo y presenta simplificaciones en el dominio de cálculo por dificultades de resolución numérica en las zonas de secado y mojado.

A continuación se describen los aspectos básicos del modelo tridimensional y el módulo que permite simular la temperatura del agua, y se presentan resultados básico de su implementación.

6.1. Modelo hidrodinámico tridimensional

El modelo hidrodinámico tridimensional TELEMAC-3D es una extensión del modelo bidimensional que incluye posibles heterogeneidades de las variables de la simulación en la componente vertical.

La discretización en la dirección vertical puede materializarse de tres maneras distintas. La primera forma es generar un número constante de capas, ubicadas en fracciones constantes de la profundidad de agua (coordenadas tipo sigma). La segunda es generar capas a niveles fijos, de forma análoga al tratamiento de la malla bidimensional, donde las capas que se ubican por encima de la superficie libre o por debajo del fondo se encuentran inactivas (coordenada tipo Z). La tercer forma es una mezcla de las dos anteriores, considerando algunas capas a niveles fijos y otras que discretizan cierto porcentaje de la columna de agua en fracciones constantes.

En el presente trabajo se optó por considerar la primera alternativa, con 10 capas distribuidas uniformemente, debido a las fuertes variaciones de nivel que presenta el embalse en su desarrollo. En caso de haber utilizado las capas a niveles fijos se debería haber recurrido a un número muy elevado de capas que harían impracticables los tiempos computacionales. Aún así vale la pena mencionar que en caso de existir estratificaciones importantes en zonas con cambios de profundidad no despreciables, la difusión numérica introducida por las coordenadas sigma hacen muy difícil su apropiada representación y se recomienda utilizar coordenadas tipo Z o una combinación de ellas.

A nivel de la hidrodinámica no cambian significativamente las condiciones de borde del modelo respecto al modelo bidimensional. En los bordes donde se imponen velocidades, mediante la imposición del caudal, las mismas toman se distribuyen uniformemente en toda la sección con dirección horizontal.

Las condiciones iniciales se materializan de forma completamente análoga a las simulaciones bidimensionales, comenzando las mismas a partir de resultados de corridas de calentamiento integradas en vertical. Estas últimas, al ser pasadas al modelo tridimensional, imponen para las distintas capas el mismo valor.

6.2. Modelado de la temperatura

Tanto el módulo TELEMAC-2D como el módulo TELEMAC-3D pueden de resolver numéricamente, además de las ecuaciones de balance de masa y mecánico, la ecuación (13) denominada ecuación de transporte (EDF-R&D, 2019a, 2019c). La temperatura puede ser modelada como un trazador activo (modifica la densidad del fluido).

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla T - \nabla \cdot (\alpha \nabla T) = SourceTerms \tag{13}$$

donde:

T es la temperatura.

t es el tiempo.

$\vec{U}$ es el vector velocidad.

α es el coeficiente de difusividad térmica. En el presente trabajo se optó por considerar 1×10^{-4} m^2/s para tener en cuenta efectos turbulentos.

$SourceTerms$ son términos fuente de la ecuación de balance térmico cuyos valores se desarrollan a continuación.

Para los términos fuente de la ecuación de balance térmico, el programa solamente considera los intercambios de energía con la atmósfera, despreciando los intercambios con las márgenes y el fondo. Los términos fuente de este intercambio se calculan según la ecuación (14).

$$SourceTerms = \frac{1}{\rho C_p}\left(S_{Vol} + \frac{S_{SL}}{h}\right) \tag{14}$$

donde:

ρ es la densidad del agua. Varía con la temperatura del agua según la ecuación (15).

C_p es el calor específico del agua de valor 4180 J/kg℃

S_{vol} es el término fuente de energía asociado a la radiación solar, calculada según la ecuación (16). Por la penetración de la luz estos son los únicos con valor no nulo en todas las capas verticales. Unidades W/m^3

S_{SL} son los términos fuente de intercambio de calor con la atmósfera, radiación atmosférica y a la radiación del cuerpo de agua y se calcula según la ecuación (21). Estos solamente actúan en la capa asociada a la superficie libre, tomando valores nulos en el resto de las capas. Unidades W/m^2.

h es el espesor de la capa que representa la superficie libre. Es la mitad de la separación entre la primera y segunda capa de elementos finitos.

$$\rho = \rho_0\left(1 - 7 \times 10^{-6}(T - T_0)^2\right) \tag{15}$$

donde $\rho_0 = 999,972$ kg/m^3, T se mide en ℃ y $T_0 = 4$ ℃.

El término fuente de energía asociado a la radiación solar se calcula según la siguiente ecuación, denominada Ley Beer-Lambert.

$$S_{Vol} = \frac{Rad}{\rho C_p}\frac{1,7}{z_{Secchi}}\exp\left(\frac{1,7}{z_{Secchi}}(z - z_{sup})\right) \tag{16}$$

donde:

Rad es la radiación solar calculada según se presenta en la ecuación (17).

z es la altura de la capa que en la cual se esta calculando el término fuente.

z_{sup} es la altura de la superficie libre.

z_{Secchi} es la profundidad de disco Secchi que en el presente trabajo se tomó un valor de 0,9 metros.

$$Rad = \begin{cases} 0 & \text{si } sing \leq 0 \\ AA(sing)^{BB}(1 - 0,65(N/8)^2)(1 - Alb) & \text{si } sing > 0 \end{cases} \tag{17}$$

donde:

AA y BB son parámetros relacionados con la luminosidad y el color del cielo, distinguiéndose entre un cielo muy puro, un cielo medio y un cielo industrial. En el presente

trabajo se optó por considerar un cielo medio, tomando los valores $AA = 1080$ y $BB = 1,22$.

N es la nubosidad medida en octas.

Alb es el albedo que depende del mes del año pero ronda entre 0,06 y 0,12.

$sing$ es el seno del ángulo solar y se calcula según:

$$sing = \sin(r_{lat})\sin(r_{dec}) + \cos(r_{lat})\cos(r_{dec})\cos(h_a) \tag{18}$$

donde:

r_{lat} es la latitud en radianes.

r_{dec} es el ángulo de declinación solar, calculado con la fórmula de Cooper (19).

h_a es el ángulo asociado a la hora, se calcula según la ecuación (20).

$$r_{dec} = 23,45 \cos\left(2\pi \frac{172 - \text{día}}{\text{días por año}}\right) \times \frac{\pi}{180} \tag{19}$$

siendo "día" el número de día en el año. Se distingue entre años bisiestos y no, mediante la variable "días por año" que vale 365 o 366 según el caso.

$$h_a = (h_r - t_e - 12 + lon/15 - t_{zone})\frac{\pi}{12} \tag{20}$$

donde h_r es la hora en el huso horario local, t_e es un factor de corrección asociado a la diferencia entre el tiempo solar medido y el aparente que depende de la fecha en el año y toma valores entre -0,3 y 0,3, lon es la longitud en grados y t_{zone} es el huso horario, valiendo -3 para Uruguay.

$$S_{SL} = RA - RE - CE - CV \tag{21}$$

donde:

RA es la radiación atmosférica, que se calcula según la ecuación (22).

RE es la radiación del cuerpo de agua, calculada según la ecuación (23).

CE es el flujo de calor por evaporación y se calcula según (24).

CV es el flujo de calor por convección, calculado según la ecuación (25).

$$RA = 0,97 e_{aire}\sigma(T_{aire} + 273,15)^4 \left(1 + kN^2\right) \tag{22}$$

donde e_{aire} es un parámetro de calibración del modelo y se tomó 0,85; σ es la constante de Stefan-Boltzman y vale $5,67 \times 10^{-8}$ $\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$, T_{air} es la temperatura del aire en

Celsius y k es un coeficiente asociado al tipo de nubes y en este trabajo se tomó el valor recomendado por el modelo de 0,2.

$$RE = e_{agua}\sigma(T_{agua} + 273,15)^4 \tag{23}$$

donde e_{agua} es otro parámetro de calibración del modelo el cual, en el presente trabajo, se tomó el valor por defecto del modelo de 0,97 y T_{agua} es la temperatura (en ℃) de la superficie libre del agua.

$$CE = L(T_{agua})\rho_{aire}f(V)(H^{sat} - H) \tag{24}$$

donde:

$L(T_{agua}) = 2500900 - 2365T_{agua}$ es el calor latente de evaporación para la superficie.

$f(V) = b(1 + V)$ es una función de la velocidad del viento. En esta V es la velocidad del viento a 2 metros de altura (aproximadamente 0,85 de la velocidad a 10 m de altura) y b un parámetro de calibración que en el presente trabajo se tomó igual a 0,0026 (valor por defecto).

ρ_{aire} es la densidad del aire.

$H^{sat} = \frac{0,622P_{vap}^{sat}}{P_{atm} - 0,378P_{vap}^{sat}}$ es la humedad específica de saturación del aire, considerando en su cálculo la temperatura del agua en la superficie.

$H = \frac{0,622P_{vap}}{P_{atm} - 0,378P_{vap}}$ es la humedad específica del aire.

P_{vap} es la presión parcial del vapor de agua y se calcula según $P_{vap} = \frac{H_{rel}}{100}Pvap, aire^{sat}$ donde H_{rel} es la humedad relativa y $Pvap, aire^{sat}$ es la presión parcial de saturación del vapor de agua calculado con la temperatura del aire a 2m de altura.

$P_{sat}^{vap} = 6,11\exp\left(\frac{17,27T_{agua}}{T_{agua} + 237,3}\right)$ es la presión de vapor de saturación del vapor de agua calculada con la temperatura del agua en la superficie. Para obtener $Pvap, aire^{sat}$ simplemente se considera T_{aire}.

$$CV = \rho_{aire}C_{paire}f(V)(T_{agua} - T_{aire}) \tag{25}$$

donde C_{paire} es la capacidad térmica del aire.

Todos los flujos de calor definidos, salvo el flujo de calor por convección, son estrictamente no negativos, anulando estos términos si sus respectivas fórmulas dan valores negativos.

6.3. Resultados

Como se mencionó anteriormente la implementación de este módulo generó problemas de estabilidad en las zonas con mojado y secado. Lamentablemente, no fue posible resolver el problema subyacente en el código numérico y se optó por realizar una implementación del modelo tridimensional eliminando las zonas del dominio expuestas a condiciones de secado y mojado. A su vez, por falta de información de campo no se avanzó en su calibración. A continuación por tanto simplemente se ejemplifican algunos de los resultados obtenidos con la herramienta que ilustran su potencialidad de uso.

Se simuló con el modelo el año 2016 utilizando forzantes realistas de ERA5. En la Figura 47 se muestra una comparación en un punto cercano a la Represa entre los resultados del modelo y las estimaciones de temperatura del agua mediante procesamiento de imágenes satelitales. Se presentan las comparaciones con el método de Coll & Caselles y Jang & Park (ver sección 4.5). Se puede ver que aún sin una calibración específica de los parámetros del modelo, los resultados modelados se encuentran en el rango definido por ambas metodologías y siendo más cercanos a los de Coll & Caselles.

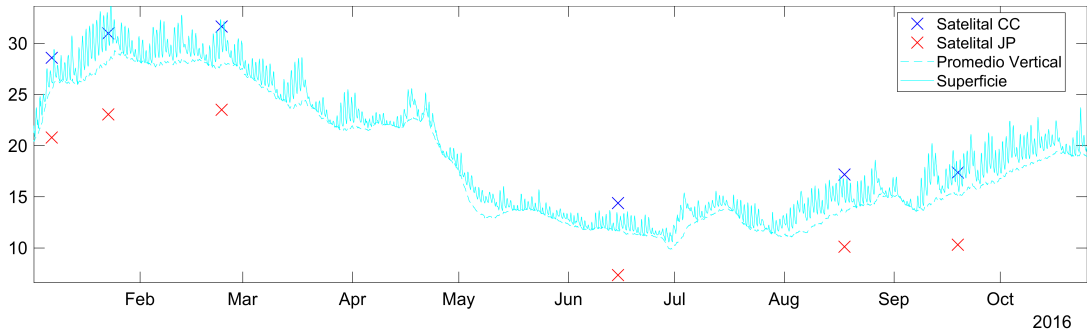

Figura 47: Comparación entre los datos modelados de temperatura del agua y las estimaciones mediante procesamiento de imágenes satelitales.

En la Figura 48 se presenta a modo de ejemplo un perfil de temperaturas a lo largo del eje del embalse.

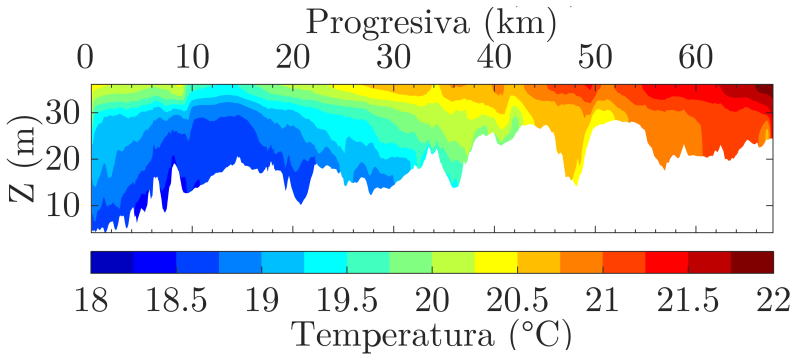

Figura 48: Ejemplo de perfil de temperatura a lo largo del eje del embalse (progresiva desde la represa).

7. Caracterización hidrodinámica del embalse

7.1. Circulación en el embalse

A los efectos de caracterizar la circulación en el embalse se simuló el período 2017/02-2020/10 con forzantes realistas. Se trata de un período extenso, casi 4 años, de forma tal de incluir en el análisis condiciones diversas de niveles, caudales y viento. A partir de los campos de corrientes horarios obtenidos con el modelo, se caracterizó la circulación general en el embalse calculando mapas de corriente residual (promedio durante el período simulado), intensidades máximas, mínimas y percentiles 10 y 90. A su vez se analiza la influencia sobre estos resultados del viento como forzante mediante un experimento numérico.

La Figura 49 muestra el campo de velocidades residuales para el período simulado.Los resultados obtenidos muestran una clara heterogeneidad espacial, distinguiéndose: la zona central del embalse (antiguo cauce principal) con velocidades de flujo residual del orden de 10 cm/s; y los brazos laterales (Gualeguaycito, Arapey, Itapebí, Mocoretá, Mandisovi,) con velocidades de flujo un orden de magnitud inferiores. En los brazos los patrones de circulación muestran intensidades mayores en las zonas someras sobre la costa que resultan del efecto de arrastre del viento, hecho que ha sido reportado en otros casos de estudio (Boutron etal., 2015).

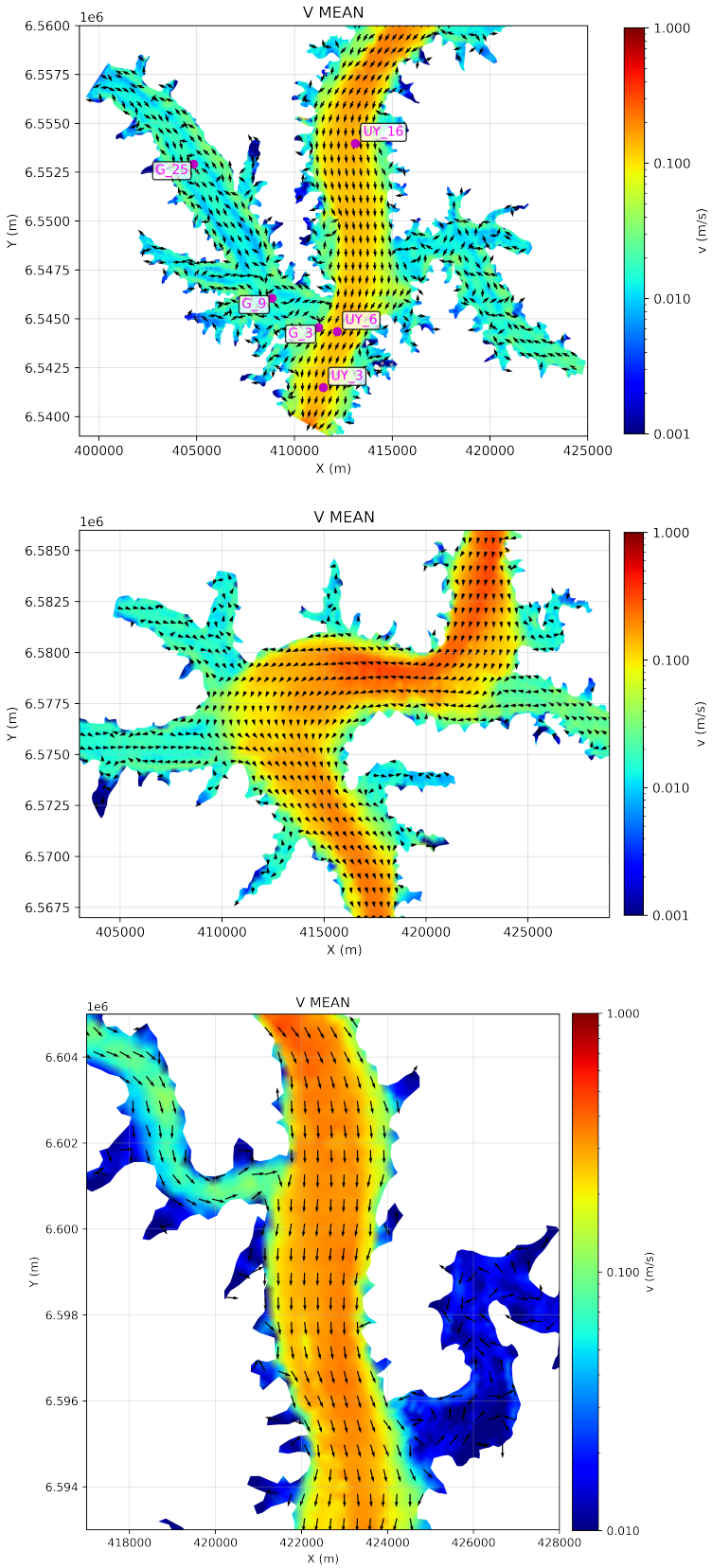

Figura 49: Campo de velocidad media para el período 2017/02-2020/10 en los tramos inferior, medio y superior medio del embalse.

Las Figuras 50 y 51 muestran los mapas de percentiles 90 y 10 para el período simulado en tramos inferior, medio y superior del embalse. En la Figura 52 se muestra un diagrama de caja de la serie temporal de intensidad en las estaciones indicadas en la Figura 49. Los valores de intensidad máximas integradas en vertical se tienen en la zona central durante los eventos de crecidas, alcanzando en el período simulado valores cercanos a 1 m/s, mientras que en los brazos las intensidades máximas apenas alcanzan los 0,1 m/s.

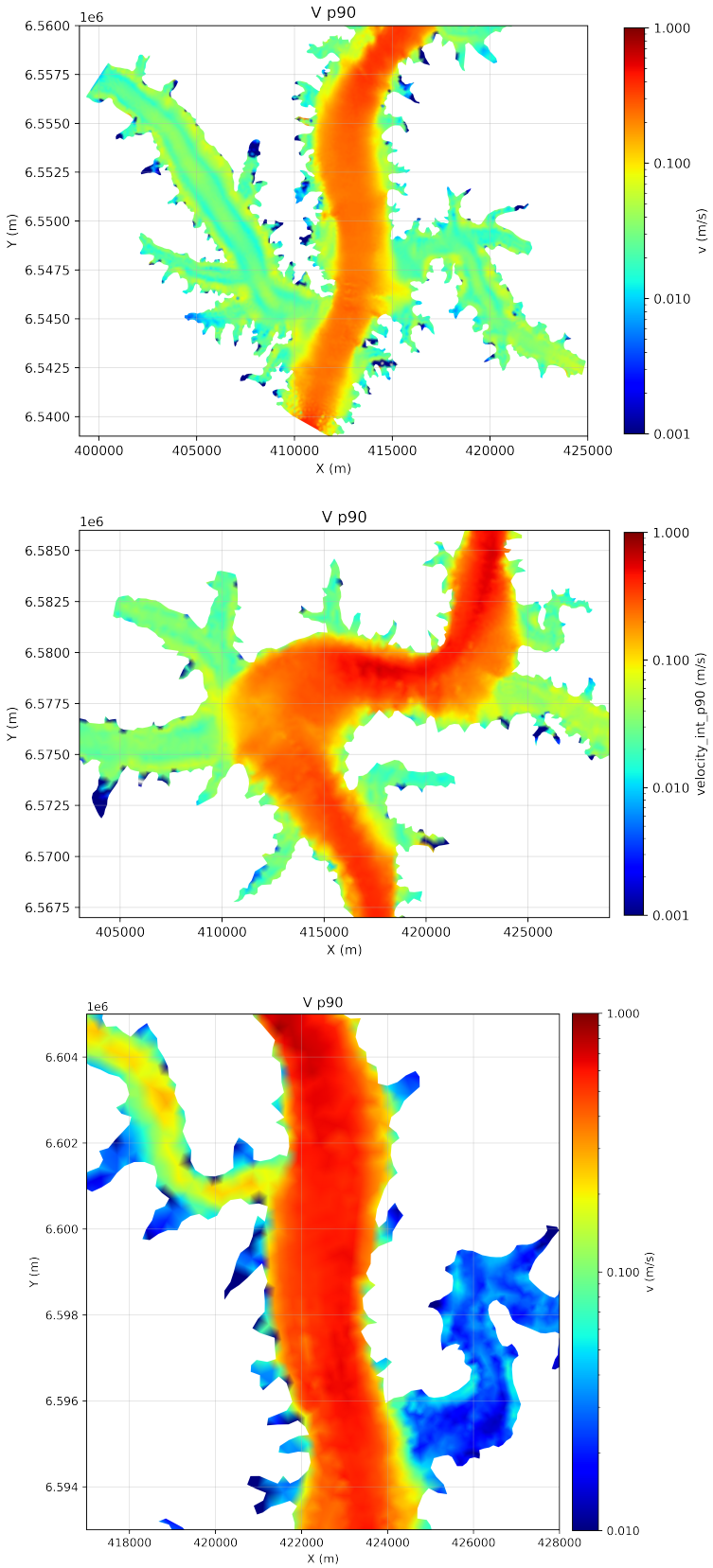

Figura 50: Campo de percentil 90 de la velocidad para el período 2017/02-2020/10 en los tramos inferior, medio y superior medio del embalse.

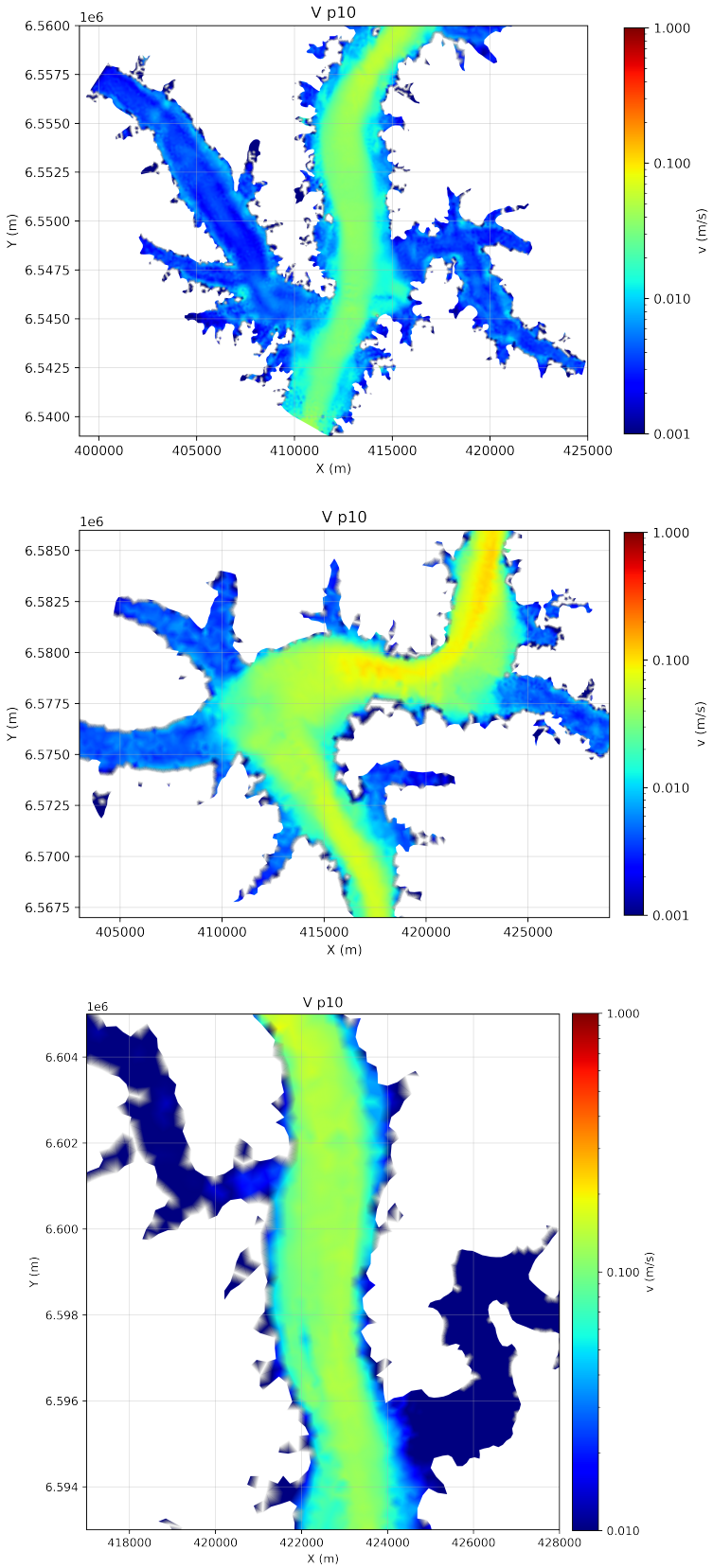

Figura 51: Campo de percentil 10 de la velocidad para el período 2017/02-2020/10 en los tramos inferior, medio y superior medio del embalse.

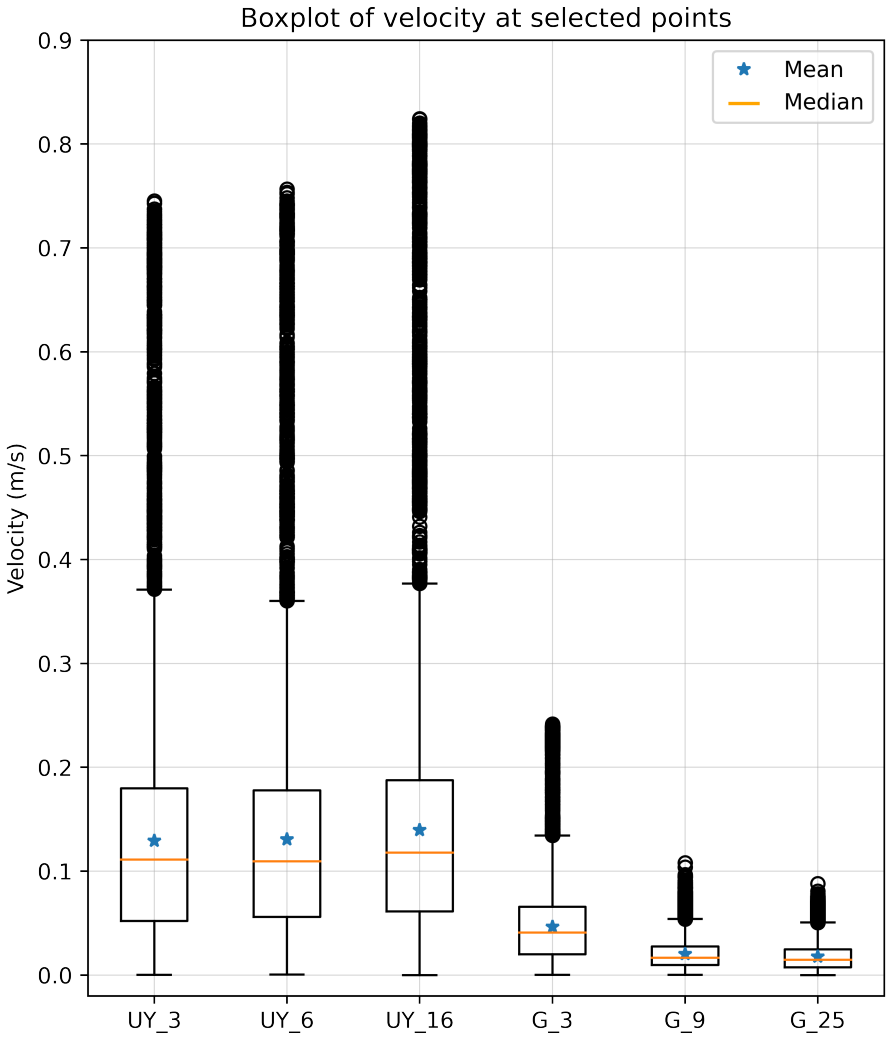

Figura 52: Diagrama de caja de la serie temporal de intensidad de corriente en las estaciones indicadas en la Figura 49.

La influencia del viento como forzante en la circulación del embalse se analizó realizando un experimento numérico simulando el período 2017/02-2020/10 sin viento. La Figura 53 muestra el campo residual de corrientes obtenido sin incluir el viento como forzante y la diferencia con el campo medio de corrientes con viento. Como era de esperar, las diferencias son notables en áreas menos profundas; especialmente el brazo de Gualeguaycito muestra un cambio significativo en sus patrones e intensidades de circulación. Esto denota la relevancia del viento sobre la circulación en los brazos del embalse y por tanto el intercambio de agua con la zona central.

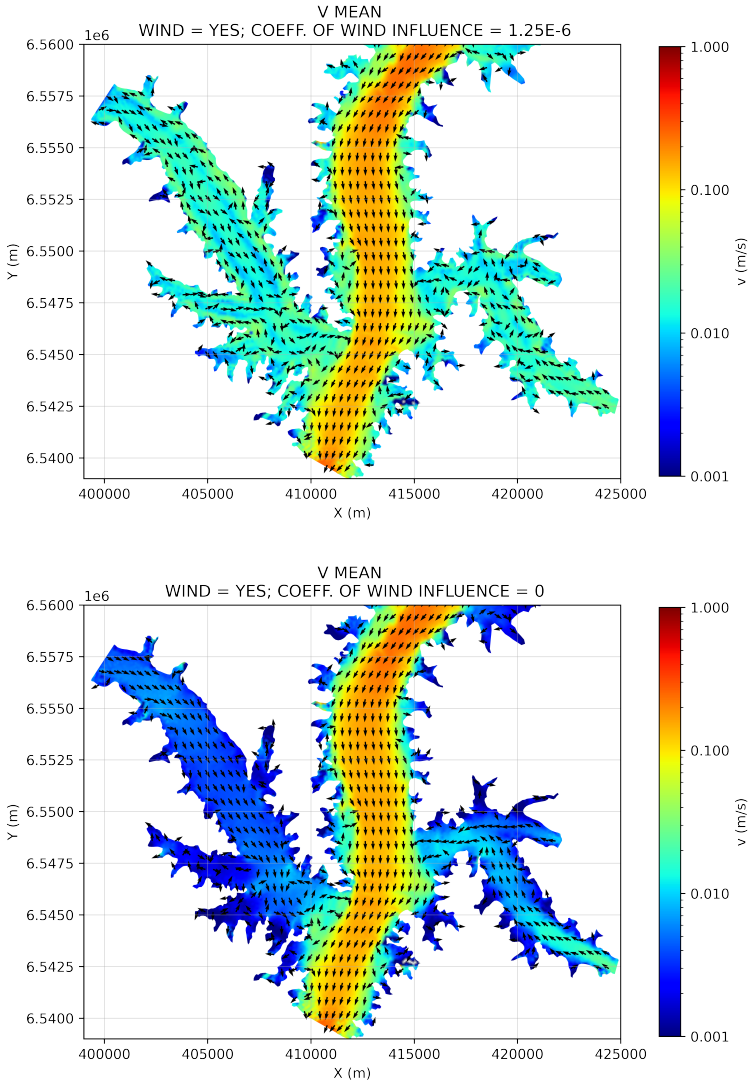

Figura 53: Comparación de campos residuales de corriente con (arriba) y sin viento (abajo).

7.2. Escalas temporales de transporte

Se realizaron estimaciones de parámetros hidrodinámicos de tiempo en el embalse. La definición más popular del tiempo de residencia es el tiempo de retención hidráulico, relación entre el volumen total del sistema y el caudal de descarga. Es una medida global razonable para sistemas homogéneos. Los modelos numéricos ofrecen la posibilidad de estimar la distribución espacial de las escalas temporales de transporte. La metodología seguida en este estudio para analizar dichas escalas está inspirada en Jouon y col. (2006) y se basa en la simulación del transporte de un trazador pasivo conservativo en distintos escenarios idealizados.

Teniendo en cuenta las hipótesis subyacente de esta metodología, es más adecuada para analizar escenarios estables. Por tanto para tener una idea cualitativa que permita identificar zonas críticas en términos de las escalas temporales de transporte, se plantean

escenarios simplificados de hidrodinámica estacionaria. Esto es, se impone un nivel fijo en el embalse y un caudal constante igual a la entrada y salida del embalse.

Se presentan en este informe tres escenarios sin viento, combinando diferentes elevaciones superficiales y caudales entrantes en PL:

- **Escenario e3:** nivel bajo en la presa (percentil 10: SG=32,96 m) y caudales altos (percentil 90: DA=11.586 m^3/s; IG=57 m^3/s; IC=31 m^3/s; AR=469 m^3/s; PC=1.112 m^3/s; PL=9.528 m^3/s; MO=274 m^3/s; MCh=36 m3 /s, MG=46 m^3/s, G=33 m^3/s)
- **Escenario e6:** elevación superficial media (valor medio: SG=34,31 m) y caudales medios (valor medio: DA=5.389 m^3/s; IG=25 m^3/s; IC=15 m^3/s; AR=224 m3 /s, PC=395 m^3/s, PL=4563 m^3/s, MO=113 m^3/s, MCh=17 m^3/s, MG=21 m^3/s, G=16 m^3/s)
- **Escenario e11:** elevación superficial elevada (percentil 90: SG=35,32 m) y caudales elevados (percentil 90)

Las simulaciones de los tres escenarios de caudal-nivel antes mencionados no consideraron la acción del viento. A los efectos de evaluar la influencia de este forzante en forma simplificada, también se simularon escenarios con viento constante proveniente de ocho direcciones cardinales. Se consideró un valor de intensidad de viento media-alta de 10 m/s. Estas ocho simulaciones se realizaron para la configuración de caudal y nivel medio.

Para todas las simulaciones se tiene un mes de calentamiento para que se establezca la circulación hidrodinámica estacionaria. Luego se introduce el trazador uniformemente distribuido en todo el embalse con concentración unitaria y se simula un período de varios años de forma tal que en todos los puntos del dominio la concentración de la sustancia disminuya al menos en un factor (1/e). A partir de los resultados obtenidos se analiza en cada celda de la grilla de cómputo la evolución de la concentración de la sustancia.

En las Figuras 54 y 55 se muestran ejemplos de series temporales de concentración de la sustancia en distintas celdas del dominio, una en la zona central y una en un brazo (ver Figura 49). Inicialmente se tiene un período en el cual el 'frente' de agua con concentración nula, que ingresa por los afluentes, avanza hasta alcanzar las celdas en cuestión y durante el mismo la concentración se mantiene constante e igual a la inicial. En el caso de la celda ubicada en la zona central de embalse (sobre el viejo cauce del Río Uruguay) al cabo de aproximadamente 3 días la concentración comienza a bajar, mientras que en la celda ubicada en uno de los brazos del embalse dicho comportamiento se observa al cabo de aproximadamente 50 días (en el escenario medio e6). En la metodología empleada por Jouon y col. (2006) se escogió un umbral (95 % de la concentración inicial) para considerar que el frente alcanzó la celda en cuestión y se denomina a esta escala de tiempo flushing lag. Luego se fijó otro umbral (en este caso C=1/e 0.37) para definir la escala temporal de tiempo de lavado. Dicho valor surge de considerar un decaimiento exponencial en la celda. Al tiempo total desde el inicio del experimento hasta que se alcanza este umbral lo llamaremos total flushing time. Si al total flushing time le restamos el flushing lag obtenemos el tiempo que denominaremos local e-flushing time. A partir de los valores obtenidos en cada celda del dominio es posible construir mapas mostrando la variabilidad espacial del total flushing time, del flushing lag y del local e-flushing time.

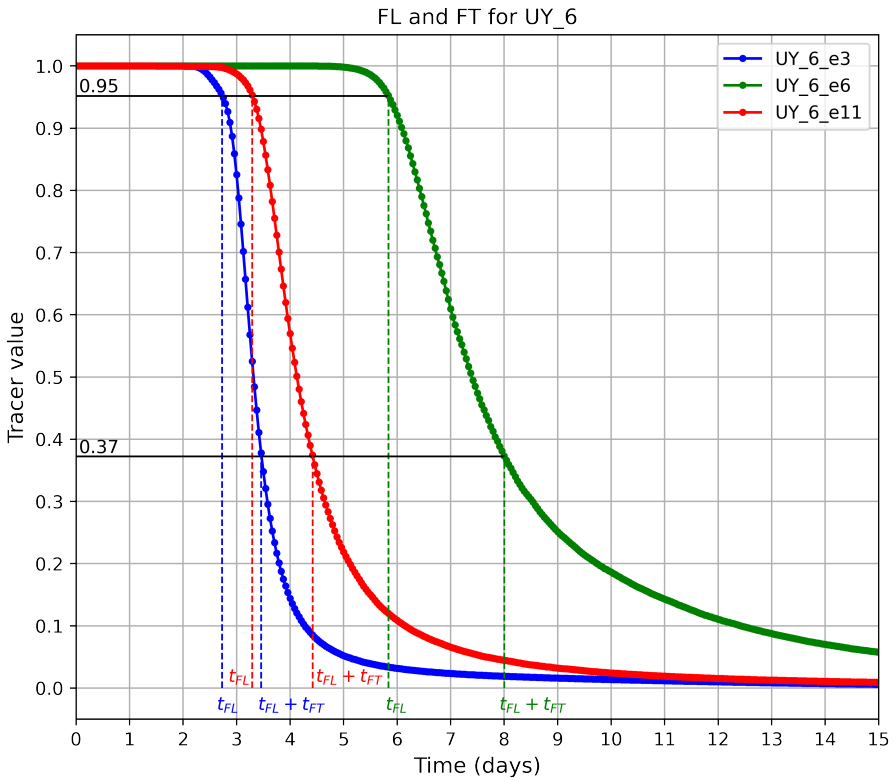

Figura 54: Series simuladas de concentración del trazador pasivo en un punto ubicado en la zona central inferior del embalse (ver Figura 49) para tres escenarios e3, e6 y e11.

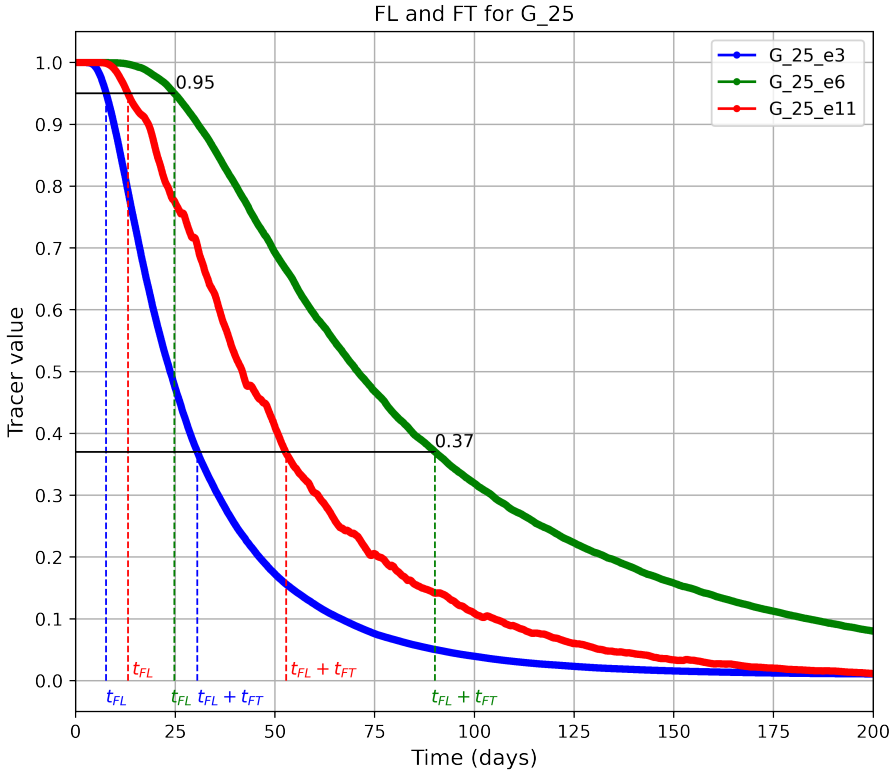

Figura 55: Series simuladas de concentración del trazador pasivo en un punto ubicado en el brazo del Gualeguaycito (ver Figura 49) para tres escenarios e3, e6 y e11.

En las Figuras 56 y 57 se muestran mapas de Flushign Lag (FL) y local e-Flushing time (FT) en la zona inferior y media del embalse para los escenarios sin viento e3 (nivel bajo y caudal alto), e6 (nivel y caudal medio) y e11 (nivel y caudal altos).

Como era de esperar los resultados obtenidos muestran una significativa heterogeneidad en las escalas temporales de transporte, diferenciándose marcadamente la zona central de los brazos. Menores niveles del embalse y mayores caudales tienden a disminuir el tiempo de lavado, y viceversa. En la zona central el tiempo de lavado obtenido en estos escenarios idealizados es de pocos días, mientras que en los brazos como por ejemplo Gualeguaycito se obtuvieron valores de varios meses. De cualquier forma, debe tenerse presente que estos son valores en escenarios sin viento.

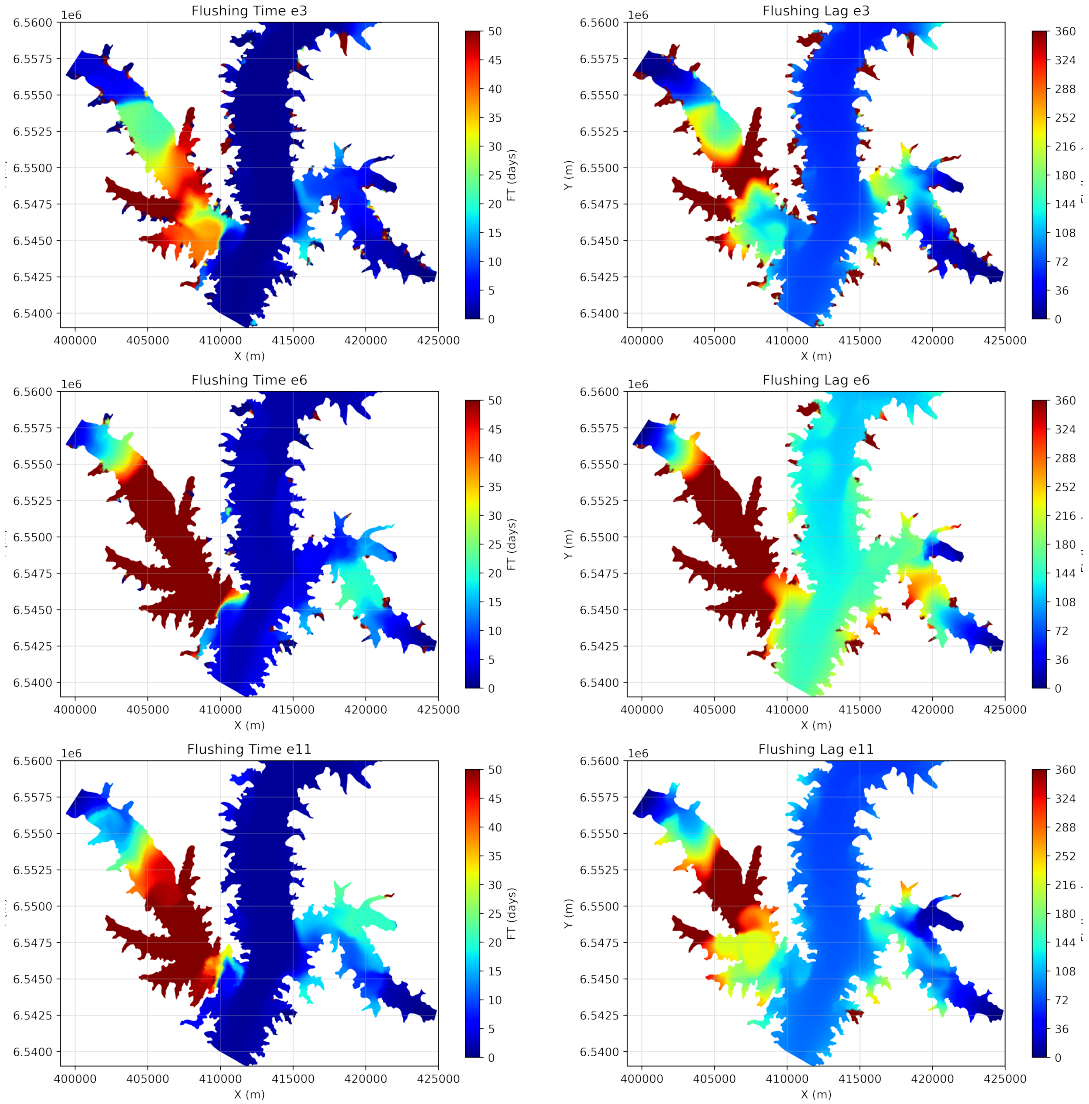

Figura 56: Mapas de Flushign Lag (FL) y local e-Flushing time (FT) en la zona inferior del embalse para los escenarios sin viento e3 (nivel bajo y caudal alto), e6 (nivel y caudal medio) y e11 (nivel y caudal altos).

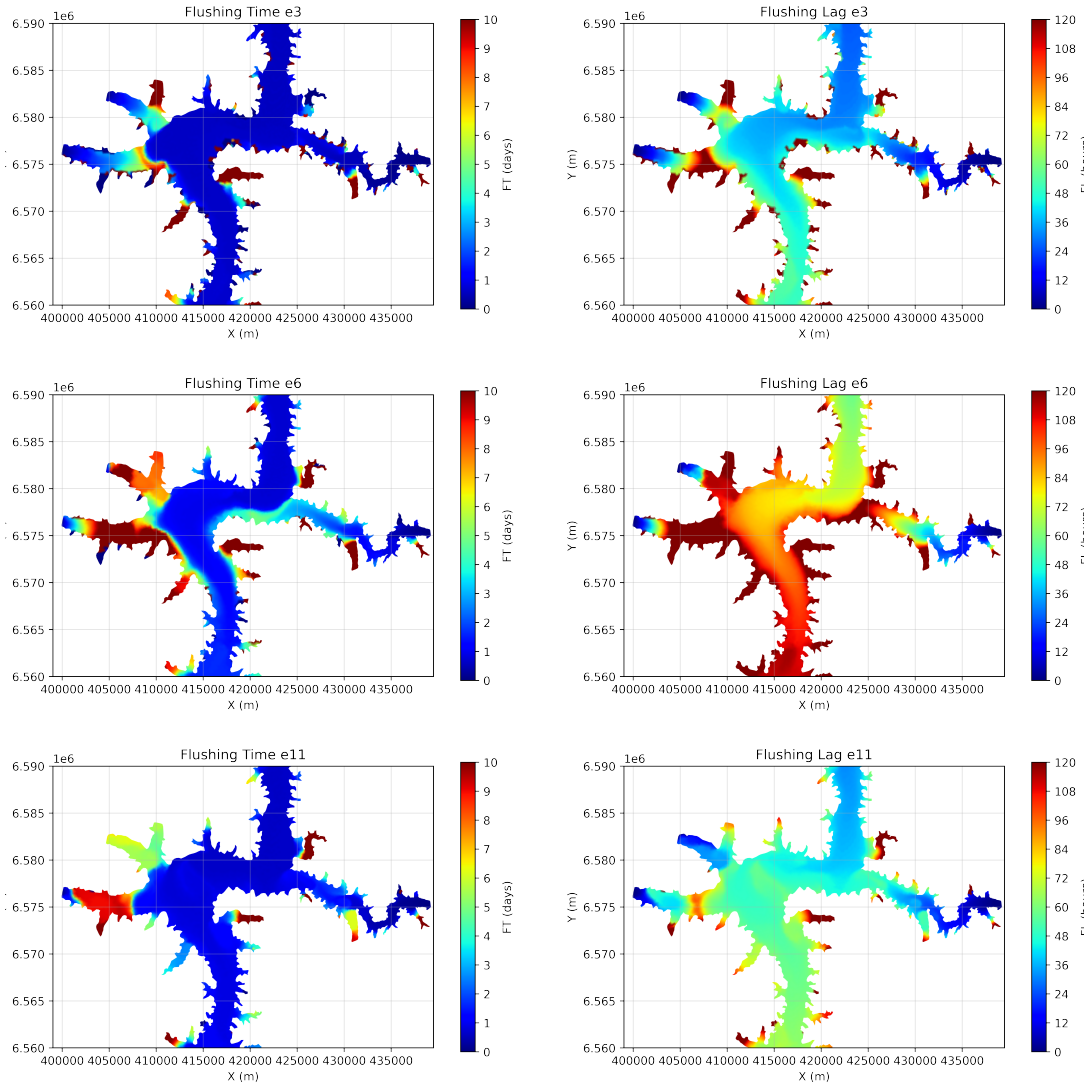

Figura 57: Mapas de Flushign Lag (FL) y local e-Flushing time (FT) en la zona media del embalse para los escenarios sin viento e3 (nivel bajo y caudal alto), e6 (nivel y caudal medio) y e11 (nivel y caudal altos).

En las Figuras 58 y 59 se muestran mapas de Flushign Lag (FL) y local e-Flushing time (FT) en la zona inferior y media del embalse para los ocho escenarios con viento de distintas direcciones (nivel y caudal medio).

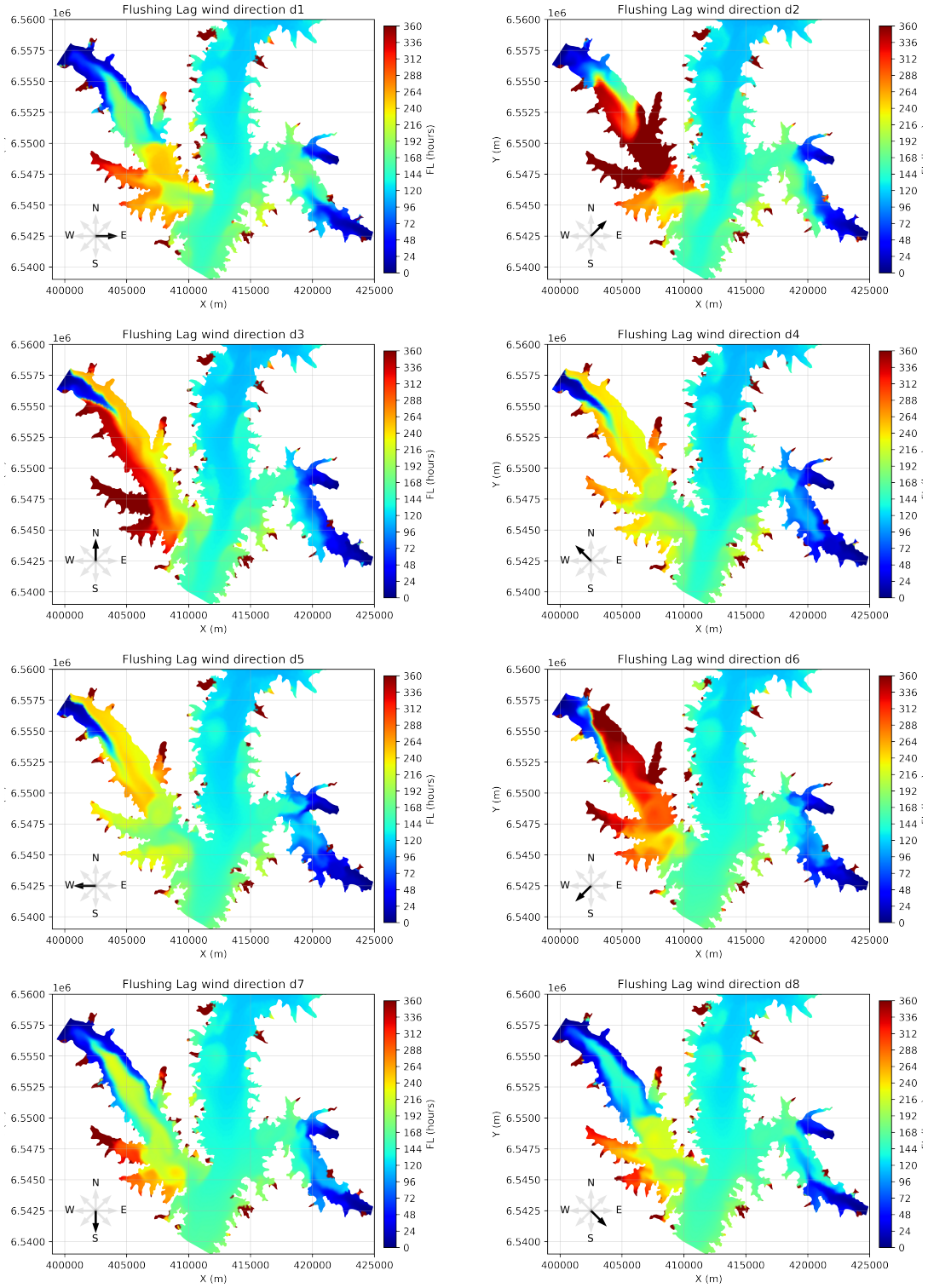

Figura 58: Mapas de Flushign Lag (FL) en la zona inferior del embalse para los escenarios con viento de distintas direcciones, nivel y caudal medio.

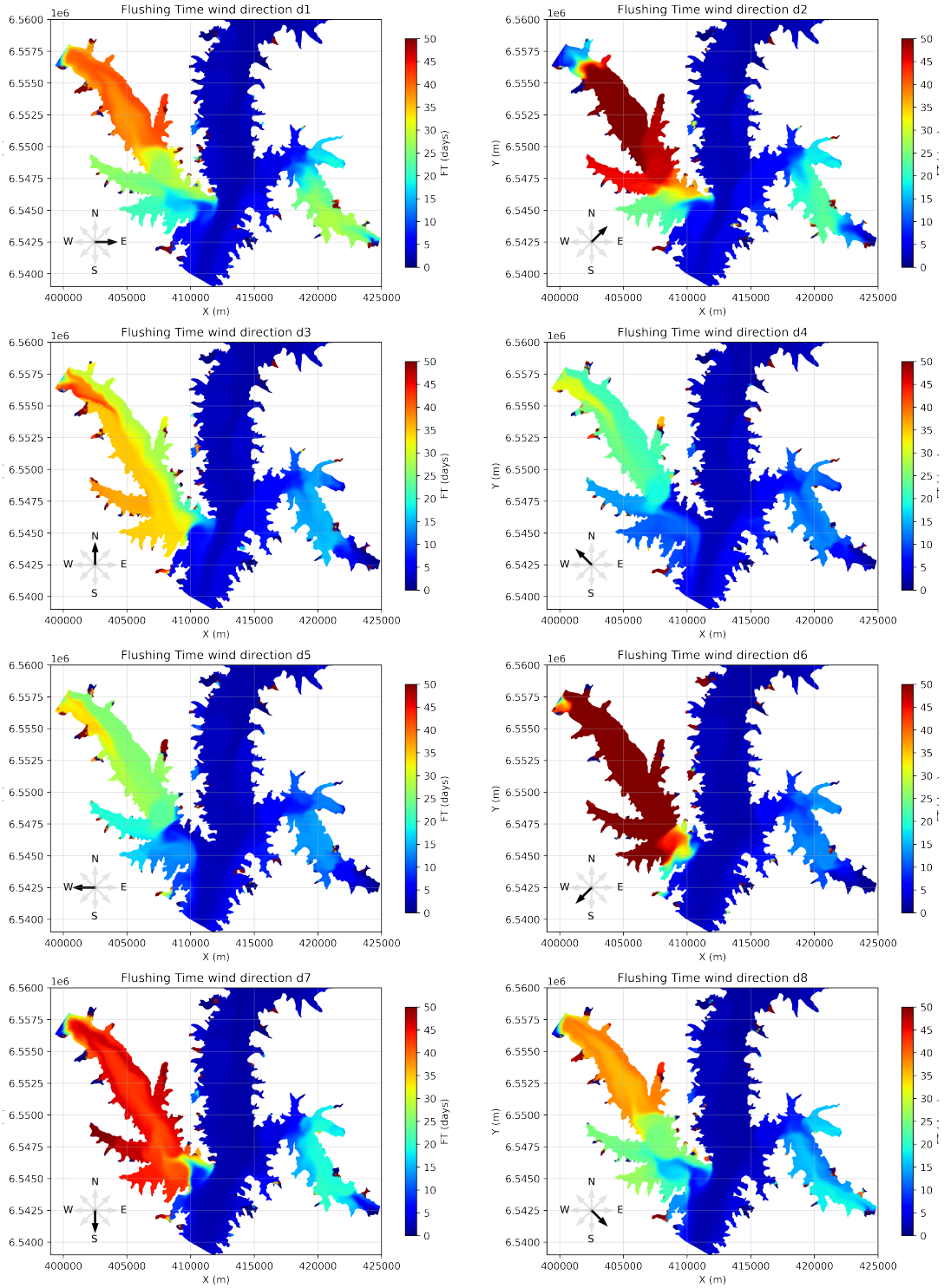

Figura 59: Mapas de local e-Flushing time (FT) en la zona inferior del embalse para los escenarios con viento de distintas direcciones, nivel y caudal medio.

Los resultados obtenidos muestran tiempos de lavado menores a los obtenidos en condiciones sin viento. En particular en el brazo de Gualeguaycito vientos alineados con el eje del brazo tendieron a incrementar el intercambio con la zona central disminuyendo así los tiempos de lavado, mientras que vientos en dirección transversal al brazo favorecen un bloqueo del flujo en la boca disminuyendo el intercambio con la zona central e

incrementando los tiempos de lavado. Esto nuevamente enfatiza la importancia de este forzante en la dinámica de los brazos.

Si bien se trata de experimentos numéricos estacionarios idealizados, los resultados aportan una idea de las escalas temporales de transporte y su sensibilidad a otras variables como nivel del embalse, caudales erogados y vientos locales. Los resultados obtenidos muestran que en este caso de estudio dichas variables, asociadas a la operación de la represa, tienen un impacto significativo en las escalas de transporte. Las zonas donde las escalas temporales de transporte toman mayores valores coinciden con las zonas de mayores problemas de calidad de agua identificadas en la revisión de antecedentes.

8. Sugerencias de actividades de medición en campo

A continuación ser realizan algunas reflexiones sobre posibles actividades de medición en campo que aportarían a la mejora de la implementación de las herramientas de modelación numérica, así como a la propia comprensión de la dinámica del sistema.

A partir de la revisión de antecedentes y los resultados obtenidos en este proyecto, se destacan los siguiente aspectos:

- En el embalse se distinguen dos 'zonas' con comportamientos hidrodinámicos distintos:

  Las zonas cercanas a las costas, con menores profundidades y velocidades de flujo, también con mayor posibilidad de re-suspensión de sedimentos del fondo durante eventos de viento y con posibilidad de mayores incrementos de temperatura por acción del sol.

  La zona central del embalse, con mayores profundidades y velocidades de flujo, y con mayor posibilidad de presentar estratificación vertical.
- El caudal y la carga de nutrientes que ingresa al embalse por el Río Uruguay dominan ampliamente sobre la de los demás afluentes al embalse.
- Los nutrientes N y P, parecen ser abundantes en general, aunque en algún caso el P podría ser limitante para el crecimiento de cianobacterias.
- La penetración de luz, la mezcla de la columna de agua y la temperatura parecen ser factores relevantes para el desarrollo de eventos de floraciones fitoplanctónicas.
- Los tiempos de residencia del embalase hacen que la frecuencia de muestro utilizada en las campañas actuales para los nutrientes sea adecuada.

Resulta de interés entonces realizar mediciones en campo que aporten a:

- Caracterizar los flujos en las fronteras del embalse, condiciones de borde al embalse.
- Lograr una mejor comprensión del flujo de agua en algunas secciones particulares del embalse. La distribución del flujo entre el antiguo cauce y las márgenes inundadas; y el intercambio de agua entre los brazos y el cuerpo central del embalse.
- Caracterizar el efecto del arrastre del viento sobre el perfil de velocidades en la columna de agua, en particular en zonas someras como los brazos.
- Caracterizar la mezcla vertical y la posible estratificación por temperatura.

- Caracterizar los procesos de mezcla horizontal.

Se realizan a continuación varias consideraciones a los efectos de avanzar en este sentido. Se plantean actividades tanto bajo la estrategia de campañas de medición, así como establecimiento de mediciones continuas.

Campañas de medición

Se sugiere realizar campañas de medición de perfiles de corrientes en distintas secciones del embalse. Para realizar estas mediciones se sugiere utilizar un perfilador de corrientes por efecto Doppler (ADCP, Acoustic Doppler Current Profiler) en combinación con un sistema de posicionamiento por satélite (GPS). Durante estas campañas se podrá aprovechar para medir también perfiles verticales de temperatura, conductividad, turbidez, y radiación fotosintéticamente activa, utilizando un perfilador de conductividad y temperatura (CTD, Conductivity-temperatura-depth) acoplado con un sensor de turbidez (OBS, Optical Backscatter Sensor) y un sensor PAR (Photosynthetically Active Radiation). En simultaneo con las mediciones con OBS se sugiere realizar un muestreo directo de agua a distintas profundidades para obtener una relación entre las mediciones de turbidez y los sólidos suspendidos. Estos perfiles son de particular interés en las zonas más profundas del embalse donde es posible que se observen variaciones de temperatura en el vertical que puedan afectar los procesos de mezcla e intercambio en la columna de agua.

Se sugiere también tomar muestras de sedimento de fondo para la realización de ensayos de laboratorio que permitan caracterizar los sedimentos, su reometría y eventualmente realizar ensayos de columna de sedimentación y consolidación.

Tal como se observó en los resultados del modelo numérico, el efecto del viento sobre la circulación del embalse puede ser dominante en zonas someras y en los brazos del embalse. Los equipos ADCP no permiten registrar velocidades en la cercanía de la superficie, por lo que para estimar estas velocidades se sugiere utilizar otras técnicas como flotadores con traqueo GPS. En ese caso además conseguir registros de estaciones meteorológicas cercanas se sugiere registrar el viento desde la embarcación con un anemómetro portátil.

Uno de los procesos para el que no se cuenta con ninguna información previa en el embalse y que resulta relevante para el modelado de transporte de sustancias y por tanto calidad de agua son los procesos macro de mezcla horizontal. Estos procesos dominan los intercambios de sustancias entre el centro del embalse sobre el cauce original y las márgenes inundadas del embalse, y sus brazos. Estas estimaciones se podrían realizar a partir de experimentos de lanzamiento tinta fluorescente y su seguimiento desde una embarcación registrando concentraciones con fluorómetro y con fotografía desde drones. Los resultados de experimentos puntuales realizados durante las diferentes campañas permitirían acotar el rango de valores de los coeficientes de dispersión horizontal y vertical de base que son utilizados en la implementación de las herramientas de modelación numérica.

Lugares de interés para desarrollar este tipo de medidas son las secciones en la zona media del embalse donde se tienen curvaturas fuertes del flujo, las bocas de brazos tales como el Gualeguaycito o Arapey, en particular el primero por sus recurrentes

problemas de floraciones. En cuanto a la distribución temporal sería deseable poder realizar campañas de medición cubriendo distintas estaciones del año, y procurando capturar distintas condiciones hidráulicas del embalse y de descarga de la represa.

Mediciones continuas

A continuación se distinguen sugerencias de medición continua en las fronteras del embalse con ánimo de caracterizar los flujos de condición de borde, y mediciones en el propio emblase. Mediciones continuas en las fronteras del embalse:

- Se sugiere centrar el esfuerzo de medición de los aportes en la frontera norte del embalse, por ejemplo, frente a Bella Unión y en segundo término en el Río Arapey.
- Dentro de los parámetros principales a registrar se encuentran: velocidad, nivel, temperatura, turbidez. Pudiéndose prever la incorporación de parámetros químicos.
- Los registros deberían realizarse en puntos representativos de las secciones de aporte, probablemente en la zona central del cauce del Río Uruguay aguas abajo de Bella Unión y del Río Arapey bajo el puente de la Ruta 3.

Mediciones continuas en el embalse:

Es deseable tener registros continuos en puntos representativos del embalse. El mínimo sería tener un punto en la zona central del embalse y otro en un brazo (por ejemplo Gualeguaycito). Al no existir estructuras (puentes muelles) donde colocar sensores en la mayoría de los puntos mencionados, debería considerarse la instalación de boyas.

Sería deseable contar en dichos puntos con dos tipos de sensores: perfiladores acústico Doppler de corrientes (ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler) para la medida de niveles y corrientes; y sondas multi-paramétricas para registro puntual (a una única profundidad) de temperatura, conductividad, turbidez y florescencia (clorofila A, Ficocianina, Ficoeritrina, fDOM -materia orgánica disuelta fluorescente-), y eventualmente otros parámetros como amonio, oxigeno disuelto, nitrato, pH, ORP -potencial redox-, cloruros. Se debe tener presente que los parámetros químicos requieren del uso de sondas con reactivos que deben remplazarse periódicamente, en particular el monitoreo de fosforo requiere el uso de sondas especiales y complejas.

Considerando que CTM-SG cuenta con una red telemétrica, lo deseable es integrar los nuevos instrumentos a dicha red.

Previo a la definición de los puntos exactos de emplazamiento se sugiere realizar mediciones en las secciones de forma de asegurar que la medición puntual es representativa de la sección. Este procedimiento se debería repartir periódicamente y para distintas condiciones de flujo para asegurar lo representativo de las mediciones en todo momento.

De todo lo anterior se desprende que la implementación de este tipo de medición continua requiere de un importante esfuerzo y compromiso de largo plazo por parte de las instituciones vinculadas a la gestión del cuerpo de agua.

9. Síntesis y trabajo futuro

Este proyecto permitió llevar a cabo la implementación de un modelo hidrodinámico bidimensional para el embalse de Salto Grande. Para su implementación fue necesario compilar y organizar un volumen importante de información. El modelo numérico implementado es capaz de reproducir satisfactoriamente la serie histórica de niveles en el embalse, en zonas con diferentes comportamientos (fluvial - lago). Sus resultados se utilizaron para obtener una primera caracterización de la hidrodinámica y escalas temporales de transporte en el embalse.

Por otra parte también se llevó a cabo una implementación de la versión tridimensional del modelo hidrodinámico incluyendo la temperatura del agua. En este proceso se identificaron problemas en el código del modelo a la hora de incluir zonas de secado y mojado, por lo que la versión implementada abraca un dominio más acotado que no considera las zonas inundables. Estas dificultades motivaron el intercambio con los desarrolladores del modelo con los cuales se continuará trabajando más allá del presente proyecto para poder dar solución al problema.

El análisis de los resultados del modelo permitió avanzar en la caracterización hidrodinámica del embalse, identificándose zonas de diferente comportamiento, así como la influencia de distintos forzantes en la dinámica del sistema. Existe una fuerte heterogeneidad espacial, distinguiéndose claramente: la zona central del embalse, antiguo cauce principal, con velocidades mayores; y los brazos laterales con velocidades de flujo al menos un orden de magnitud inferiores. En los brazos los patrones de circulación muestran una fuerte dependencia del viento con intensidades mayores en las zonas someras.

Experimentos numéricos idealizados aportaron una idea de las escalas temporales de transporte y su sensibilidad a otras variables como nivel del embalse, caudales erogados y vientos locales. Los resultados obtenidos muestran que en este caso de estudio dichas variables, asociadas a la operación de la represa, tienen un impacto significativo en las escalas de transporte. Las zonas donde las escalas temporales de transporte toman mayores valores coinciden con zonas que presentan problemas de calidad de agua.

El modelo numérico permitió avanzar en la implementación de metodologías para la caracterización hidrodinámica del embalse, sin embargo, su implementación se vería mejorada significativamente con más información de campo. En particular resulta evidente la necesidad de incorporar información continua de corrientes. En este sentido y siendo más amplios para abarcar otros procesos y variables de interés a los efectos de mejorar la herramienta, se realizaron varias sugerencias sobre posibles estrategias de medición tanto con campañas como monitoreo continuo.

A cuenta de incorporar más información de campo en su implementación, el modelo numérico implementado constituye una base para la incorporación de otros procesos más complejos, para su aplicación en el estudio de diferentes intervenciones antrópicas en el embalse, así como también una eventual implementación de pronóstico operativa. Se espera así poder continuar agregando capacidades sobre la herramienta en futuros proyectos de investigación y tesis de posgrado.

Referencias

Almeida, C., Ramos, T. B., Sobrinho, J., Neves, R. & de Oliveira, R. P. (2019). An Integrated Modelling Approach to Study Future Water Demand Vulnerability in the Montargil Reservoir Basin, Portugal. *Sustainability*, *11*(1), 206. https://doi.org/10.3390/su11010206

Bazzalo, M., Lobos, J. & de León, L. (2018). *Caracterización ambiental del área donde se verificaron eventos de mortandad de peces en el embalse de salto grande en el río Uruguay.* CARU - subcomisión técnica: Medio ambiente y uso sostenible del agua. http://www.caru.org.uy/web/sub%5C_medio%5C_ambiente/Caracterizacion%5C%20ambiental%5C%20mortandad%5C%20de%5C%20peces.pdf

Bermúdez, M., Cea, L., Puertas, J., Rodríguez, N. & Baztán, J. (2017). Numerical Modeling of the Impact of a Pumped-Storage Hydroelectric Power Plant on the Reservoirs' Thermal Stratification Structure: a Case Study in NW Spain. *Environmental Modeling & Assessment*, *23*(1), 71-85. https://doi.org/10.1007/s10666-017-9557-3

Berón, L. E. (1990). Features of the limnological behavior of salto grande's reservoir (argentina-uruguay). *Ecological Modelling*, *52*, 87-102. https://doi.org/10.1016/0304-3800(90)90010-E

Boltovskoy, D., Correa, N., Bordet, F., Leites, V. & Cataldo, D. (2013). Toxic Microcystis cyanobacteria inhibit recruitment of the bloom-enhancing invasive bivalve Limnoperna fortunei. *Freshwater Biology*, *58*(9), 1968-1981. https://doi.org/10.1111/fwb.12184

Bonilla, S., Haakonsson, S., Somma, A., Gravier, A., Britos, A., Vidal, L., de León, L., Brena, B., Pírez, M., Piccini, C., Martínez de la Escalera, G., Chalar, G., González-Piana, M., Martigani, F. & Aubriot, L. (2015). Cianobacterias y cianotoxinas en ecosistemas límnicos de Uruguay. *Revista del Laboratorio Tecnológico del Uruguay*, *10*, 9-22.

Bordet, F., Fontanarrosa, M. S. & O'Farrell, I. (2017). Influence of light and mixing regime on bloom-forming phytoplankton in a subtropical reservoir. *River Research and Applications*, *33*(8), 1315-1326. https://doi.org/10.1002/rra.3189

Caliskan, A. & Elci, S. (2008). Effects of Selective Withdrawal on Hydrodynamics of a Stratified Reservoir. *Water Resources Management*, *23*(7), 1257-1273. https://doi.org/10.1007/s11269-008-9325-x

Cardini, J., Zabalett, A., Cardini, C. & Confalonieri, R. (2015). AVANCES EN LA MODELIZACIÓN DEL PROCESO DE CRECIMIENTO ALGAL EN EL EMBALSE DE SALTO GRANDE Y EL RÍO URUGUAY, 13.

CARU. (2009). *Informe Anual 2009 - Subcomisión de Navegación, Obras y Erosión.* http://www.caru.org.uy/web/sub_navegacion_obras_erosion/INFORME_2009_NAVEGACION.pdf

CARU. (2016). *Estudio de la calidad del agua en el Río Uruguay en el bienio 2013-2014: vigilancia de playas y estado trófico.* CARU. http://www.caru.org.uy/web/sub%5C_medio%5C_ambiente/Informe%5C%20Bienal%5C%202013-14.pdf

CARU. (2018). *Plan de Monitoreo Inicial del río Uruguay. Informe final. Diciembre 2016 a diciembre 2017.* CARU - Comité científico. http://www.caru.org.uy/web/sub%5C_medio%5C_ambiente/Caracterizacion%5C%20ambiental%5C%20mortandad%5C%20de%5C%20peces.pdf

CARU. (2020). *Comisión Administradora del Río Uruguay.* http://www.caru.org.uy/web/

Chalar, G. (2006a). Eutrophication dynamics on different temporary scales: Salto Grande reservoir (Argentina–Uruguay). En J. Tundisi (Ed.). T. Matsumura-Tundisi (Ed.). C. Sidagis (Ed.), *Eutrophication in South America: causes, consequences and technologies for management and control.* (pp. 87-101). International Institute of Ecology. https://www.researchgate.net/publication/292779750/

Chalar, G. & Conde, D. (2000). Antecedentes y estado actual del conocimiento científico de los embalses de Uruguay. En F. Cirelli (Ed.), *El agua en Iberoamerica: acuíferos, lagos y embalses.* (pp. 145-147). CYTED-Subprograma XVII. http://limno.fcien.edu.uy/cd/html/public/pdf/articulos/Chalar%5C&Conde2000-embalses.pdf

Chalar, G. (2006b). DINÁMICA DE LA EUTROFIZACIÓN A DIFERENTES ESCALAS TEMPORALES: EMBALSE SALTO GRANDE (ARGENTINA-URUGUAY).

Chalar, G. (2009). The use of phytoplankton patterns of diversity for algal bloom management. *Limnologica*, *39*(3), 200-208. https://doi.org/10.1016/j.limno.2008.04.001

Chanudet, V., Fabre, V. & van der Kaaij, T. (2012). Application of a three-dimensional hydrodynamic model to the Nam Theun 2 Reservoir (Lao PDR). *Journal of Great Lakes Research*, *38*(2), 260-269. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2012.01.008

Choi, K. & Lee, J. (2004). Numerical determination of flushing time for stratified water bodies. *Journal of Marine Systems*, *50*(3-4), 263-281. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.04.005

Chung, S., Imberger, J., Hipsey, M. & Lee, H. (2014). The influence of physical and physiological processes on the spatial heterogeneity of a Microcystis bloom in a stratified reservoir. *Ecological Modelling*, *289*, 133-149. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.010

Coll, C. & Caselles, V. (1997). A split-window algorithm for land surface temperature from advanced very high resolution radiometer data: Validation and algorithm comparison. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *102*(D14), 16697-16713. https://doi.org/10.1029/97jd00929

Conde, D., Pintos, W., Gorga, J., Leon, R. D., Chalar, G. & Sommaruga, R. (1996). The main factors inducing chemical spatial heterogeneity in the Salto Grande, a reservoir on the Uruguay River. *River Systems*, *10*(1-4), 571-578. https://doi.org/10.1127/lr/10/1996/571

CTM-SG. (2006). *Manual del Agua. Normas sobre uso del embalse del Complejo Hidroeléctrico de Salto Grande.*

CTM-SG. (2018). *Memoria Anual de Gestión 2018.* https://www.saltogrande.org/memoria_gestion/Memoria_Gestion_2018.pdf

CTM-SG. (2020). *Comisión Técnica Mixta de Salto Grande.* https://www.saltogrande.org/

De León, L. & Chalar, G. (2003). Abundancia y diversidad del fitoplancton en el Embalse de Salto Grande (Argentina – Uruguay). Ciclo estacional y distribución espacial, 11.

Deltares. (2020a). *Delft3D-FLOW. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. User Manual. Version: 3.15.*

Deltares. (2020b). *Referencias de aplicación EFDC.* https://www.epa.gov/ceam/environmental-fluid-dynamics-code-efdc-reference-list

Deltares. (2020c). *Sitio web Deltares.* https://oss.deltares.nl/web/delft3d

Deltares. (2020d). *Sitio web EFDC+.* https://www.eemodelingsystem.com/ee-modeling-system/efdc-plus/overview

Deus, R., Brito, D., Kenov, I. A., Lima, M., Costa, V., Medeiros, A., Neves, R. & Alves, C. (2013). Three-dimensional model for analysis of spatial and temporal patterns of phytoplankton in Tucuruí reservoir, Pará, Brazil. *Ecological Modelling*, *253*, 28-43. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2012.10.013

Drozd, A., de Tezanos Pinto, P., Fernández, V., Bazzalo, M., Bordet, F. & Ibañez, G. (2020). Hyperspectral remote sensing monitoring of cyanobacteria blooms in a large South American reservoir: high- and medium-spatial resolution satellite algorithm simulation. *Marine and Freshwater Research*, *71*(5), 593. https://doi.org/10.1071/mf18429

Drozd, A. A., Ibáñez, G., Bordet, F. & Torrusio, S. E. (2014). Remote sensing of chlorophyll in salto grande waters using hyperspectral resolution spectrometer, SPOT-4 (HRVIR) and landsat- 7 ETM+ data [Publisher: Unpublished]. https://doi.org/10.13140/2.1.1705.4406

DSI, L. (2020a). *EFDC+ Computer Implementation. Version 8.5.0.*

DSI, L. (2020b). *EFDC+ Theory. Version 8.5.*

EDF-R&D. (2019a). *TELEMAC-3D, Theory guide. Version v8p1.*

EDF-R&D. (2019b). *TELEMAC-3D, User Manual. Version v8p1.*

EDF-R&D. (2019c). *WAQTEL, Technical manual. Version v8p1.*

EDF-R&D. (2020a). *TELEMAC-MASCARET publications.* http://www.opentelemac.org/index.php/publications/

EDF-R&D. (2020b). *TELEMAC-MASCARET website.* http://www.opentelemac.org/

Fossati, M. & Piedra-Cueva, I. (2013). A 3D hydrodynamic numerical model of the Río de la Plata and Montevideo's coastal zone. *Applied Mathematical Modelling*, *37*(3), 1310-1332. https://doi.org/10.1016/j.apm.2012.04.010

Franks, P. J. S. (2018). Recent Advances in Modelling of Harmful Algal Blooms. En *Ecological Studies* (pp. 359-377). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70069-4_19

Friedrichs, M. A., Hood, R. R. & Wiggert, J. D. (2006). Ecosystem model complexity versus physical forcing: Quantification of their relative impact with assimilated Arabian Sea data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, *53*(5-7), 576-600. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.026

Gangi, D., Plastani, M. S., Laprida, C., Lami, A., Dubois, N., Bordet, F., Gogorza, C., Frau, D. & de Tezanos Pinto, P. (2020). Recent cyanobacteria abundance in a large sub-tropical reservoir inferred from analysis of sediment cores. *Journal of Paleolimnology*, *63*(3), 195-209. https://doi.org/10.1007/s10933-020-00110-8

Gao, Q., He, G., Fang, H., Bai, S. & Huang, L. (2018). Numerical simulation of water age and its potential effects on the water quality in Xiangxi Bay of Three Gorges Reservoir. *Journal of Hydrology*, *566*, 484-499. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.09.033

Gholizadeh, M., Melesse, A. & Reddi, L. (2016). A comprehensive review on water quality parameters estimation using remote sensing techniques. *Sensors*, *16*(8), 1298. https://doi.org/10.3390/s16081298

González-Piana, M., Fabián, D., Piccardo, A. & Chalar, G. (2017). Dynamics of total microcystin LR concentration in three subtropical hydroelectric generation reservoirs in uruguay, south america. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology*, *99*(4), 488-492. https://doi.org/10.1007/s00128-017-2158-7

Gray, E., Mackay, E. B., Elliott, J. A., Folkard, A. M. & Jones, I. D. (2020). Wide-spread inconsistency in estimation of lake mixed depth impacts interpretation of limnological processes. *Water Research*, *168*, 115136. https://doi.org/10.1016/j.watres.2019.115136

Håkanson, L. (1999). On the principles and factors determining the predictive success of ecosystem models, with a focus on lake eutrophication models. *Ecological Modelling*, *121*(2-3), 139-160. https://doi.org/10.1016/s0304-3800(99)00083-6

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., … Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *146*(730), 1999-2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803

Hervouet, J.-M. (2007). *Hydrodynamics of Free Surface Flows*. Wiley. https://doi.org/10.1002/9780470319628

Hipsey, M. R., Hamilton, D. P., Hanson, P. C., Carey, C. C., Coletti, J. Z., Read, J. S., Ibelings, B. W., Valesini, F. J. & Brookes, J. D. (2015). Predicting the resilience and recovery of aquatic systems: A framework for model evolution within environmental observatories. *Water Resources Research*, *51*(9), 7023-7043. https://doi.org/10.1002/2015wr017175

Huisman, J., van Oostveen, P. & Weissing, F. J. (1999). Critical depth and critical turbulence: Two different mechanisms for the development of phytoplankton blooms. *Limnology and Oceanography*, *44*(7), 1781-1787. https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.7.1781

Izaguirre, I., Procura, H., Bordet, F. & Bazzalo, M. (2018). *Variaciones espaciales y temporales de la comunidad fitoplanctónica y análisis particular de cianobacterias potencialmente tóxicas en el río Uruguay*. CARU - subcomisión técnica: Medio ambiente y uso sostenible del agua. http://www.caru.org.uy/web/sub%5C_medio%5C_ambiente/Variacion%5C%20espacial%5C%20y%5C%20temporal%5C%20de%5C%20fitoplancton.pdf

Jang, J.-C. & Park, K.-A. (2019). High-Resolution Sea Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 OLI/TIRS Data at Coastal Regions. *Remote Sensing*, *11*(22), 2687. https://doi.org/10.3390/rs11222687

Jeznach, L. C., Jones, C., Matthews, T., Tobiason, J. E. & Ahlfeld, D. P. (2016). A framework for modeling contaminant impacts on reservoir water quality. *Journal of Hydrology*, *537*, 322-333. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.03.041

Ji, Z.-G. (2017). *Hydrodynamics and water quality: Modeling rivers,lakes, and estuaries* (2nd edition). John Wiley; Sons, Inc.

Jouon, A., Douillet, P., Ouillon, S. & Fraunié, P. (2006). Calculations of hydrodynamic time parameters in a semi-opened coastal zone using a 3D hydrodynamic model. *Continental Shelf Research*, *26*(12-13), 1395-1415. https://doi.org/10.1016/j.csr.2005.11.014

Khangaonkar, T., Yang, Z., DeGasperi, C. & Marshall, K. (2005). Modeling Hydrothermal Response of a Reservoir to Modifications at a High-Head Dam. *Water International*, *30*(3), 378-388. https://doi.org/10.1080/02508060508691879

Kim, S. W., Jung, D. & Choung, Y.-J. (2020). Development of a Multiple Linear Regression Model for Meteorological Drought Index Estimation Based on Landsat Satellite Imagery. *Water*, *12*(12), 3393. https://doi.org/10.3390/w12123393

Kruk, C., Martínez, A., Martínez de la Escalera, G., Trinchin, R., Manta, G., Segura, Á., Piccini, C., Brena, B., Fabiano, G., Pírez, M., Gabito, L., Alcántara, I. & Yannicelli, B. (2019). Floración excepcional de cianobacterias tóxicas en la costa de Uruguay, verano 2019. *INNOTEC*, *18*. https://doi.org/10.26461/18.06

Lepillanca, F., Martínez de la Escalera, G., Bordet, F., O'Farrell, I. & Piccini, C. (2018). Detección de poblaciones tóxicas de Microcystis spp. con distintas preferencias ambientales. Estudio de caso: embalse de Salto Grande. *REVISTA DEL LABORATORIO TECNOLÓGICO DEL URUGUA*, *16*, 8-16. https://doi.org/10.26461/16.06

Li, J., Yang, W., Li, W., Mu, L. & Jin, Z. (2018). Coupled hydrodynamic and water quality simulation of algal bloom in the Three Gorges Reservoir, China. *Ecological Engineering*, *119*, 97-108. https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2018.05.018

Liu, Q., Chai, F., Dugdale, R., Chao, Y., Xue, H., Rao, S., Wilkerson, F., Farrara, J., Zhang, H., Wang, Z. & Zhang, Y. (2018). San Francisco Bay nutrients and plankton dynamics as simulated by a coupled hydrodynamic-ecosystem model. *Continental Shelf Research*, *161*, 29-48. https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.03.008

Mangini, S., Prendes, H., Huespe, J., Amsler, M. & Piedra Cueva, I. (2007). Sedimentación de finos en el entorno del embalse de Salto Grande en el Río Uruguay. *Ingeniería del agua*, *14*(4), 307. https://doi.org/10.4995/ia.2007.2919

Matta, E., Selge, F., Gunkel, G. & Hinkelmann, R. (2017). Three-Dimensional Modeling of Wind- and Temperature-Induced Flows in the Icó-Mandantes Bay, Itaparica Reservoir, NE Brazil. *Water*, *9*(10), 772. https://doi.org/10.3390/w9100772

Merritt, W., Fu, B., Ticehurst, J., Sawah, S. E., Vigiak, O., Roberts, A., Dyer, F., Pollino, C., Guillaume, J., Croke, B. & Jakeman, A. (2017). Realizing modelling outcomes: A synthesis of success factors and their use in a retrospective analysis of 15 Australian water resource projects. *Environmental Modelling & Software*, *94*, 63-72. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.03.021

Minaglia, M., C.and Celeste & Bordet, F. (2013). Application of trophic state indices in the dam of Salto Grande. (S. de Ciencia y Técnica; Universidad Autónoma de Entre Ríos, Ed.). *Scientia interfluvius*.

MOHID. (2003). *Description of the 3D water modeling system Mohid*.

MOHID. (2020a). *MOHID Bibliography*. http://wiki.mohid.com/index.php?title=Mohid_Bibliography

MOHID. (2020b). *MOHID website*. http://www.mohid.com/

MOHID. (2020c). *SCHISM/SELFE/ELCIRC journal papers*. http://ccrm.vims.edu/schismweb/schism_pubs.html

Moss, B. R. (2009). *Ecology of fresh waters: man and medium, past to future*. John Wiley & Sons.

O'Farrell, I., Bordet, F. & Chaparro, G. (2012). Bloom forming cyanobacterial complexes co-occurring in a subtropical large reservoir: Validation of dominant ecostrategies. *Hydrobiologia*, *698*(1), 175-190. https://doi.org/10.1007/s10750-012-1102-4

O'Farrell, I. & Izaguirre, I. (2014). Phytoplankton of the middle and lower stretches of the Uruguay River. *Advances in Limnology*, *65*, 113-126. https://doi.org/10.1127/1612-166x/2014/0065-0037

P., S. (2017). *Numerical modeling of Montevideo Bay hydrodynamics and fine sediment dynamics*. (PhD Thesis. Applied fluid mechanics.). Universidad de la República (Uruguay). Facultad de Ingeniería. IMFIA.

Papanicolaou, A. N., Elhakeem, M., Krallis, G., Prakash, S. & Edinger, J. (2008). Sediment Transport Modeling Review—Current and Future Developments. *Journal of Hydraulic Engineering*, *134*(1), 1-14. https://doi.org/10.1061/(asce)0733-9429(2008)134:1(1)

Polli, B. A. & Bleninger, T. (2019). Comparison of 1D and 3D reservoir heat transport models and temperature effects on mass transport. *RBRH*, *24*. https://doi.org/10.1590/2318-0331.241920190023

Quirós, R. & Luchini, L. (1982). Características Limnológicas del Embalse de Salto Grande, III: Fitoplancton y su Relación con Parámetros Ambientales. *Rev. Asoc. Cienc. Nat. Litoral*, *13*.

Rios, A. (2018). *Implementación de un modelo hidrodinámico tridimensional en el embalse de Paso Severino. Aportes para la modelación de calidad de agua.* (MSc. thesis.). FING, UdelaR. https://hdl.handle.net/20.500.12008/21553

Robson, B. J. (2014). When do aquatic systems models provide useful predictions, what is changing, and what is next? *Environmental Modelling and Software*, *61*, 287-296. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.01.009

Rueda, F., Moreno-Ostos, E. & Armengol, J. (2006). The residence time of river water in reservoirs. *Ecological Modelling*, *191*(2), 260-274. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.04.030

Santoro, P., Fernández, M., Fossati, M., Cazes, G., Terra, R. & Piedra-Cueva, I. (2011). Pre-operational forecasting of sea level height for the Río de la Plata. *Applied Mathematical Modelling*, *35*(5), 2462-2478. https://doi.org/10.1016/j.apm.2010.11.065

Santoro, P., Fossati, M., Tassi, P., Huybrechts, N., Pham Van Bang, D. & Piedra-Cueva, J. I. (2017). A coupled wave–current–sediment transport model for an estuarine system: Application to the Río de la Plata and Montevideo Bay. *Applied Mathematical Modelling*, *52*, 107-130. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apm.2017.07.004

SCHISM. (2020a). *SCHISM v5.8 Manual.*

SCHISM. (2020b). *SCHISM website.* http://ccrm.vims.edu/schismweb/

Schuwirth, N., Borgwardt, F., Domisch, S., Friedrichs, M., Kattwinkel, M., Kneis, D., Kuemmerlen, M., Langhans, S. D., Martínez-López, J. & Vermeiren, P. (2019). How to make ecological models useful for environmental management. *Ecological Modelling*, *411*, 108784. https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2019.108784

Shan, S. & Sheng, J. (2012). Examination of circulation, flushing time and dispersion in Halifax Harbour of Nova Scotia. *Water Quality Research Journal*, *47*(3-4), 353-374. https://doi.org/10.2166/wqrjc.2012.041

Smith, V. H. & Schindler, D. W. (2009). Eutrophication science: where do we go from here? *Trends in Ecology & Evolution*, *24*(4), 201-207. https://doi.org/10.1016/j.tree.2008.11.009

Torres-Bejarano, F., Ramirez, H., Denzer, R., Frysinger, S., Hell, T. & Schlobinski, S. (2013). Linking Numerical Water Quality Models in an Environmental Information System for Integrated Environmental Assessments. *Journal of Environmental Protection*, *04*(07), 126-137. https://doi.org/10.4236/jep.2013.47a015

Tranmer, A. W., Weigel, D., Marti, C. L., Vidergar, D., Benjankar, R., Tonina, D., Goodwin, P. & Imberger, J. (2020). Coupled reservoir-river systems: Lessons from an integrated aquatic ecosystem assessment. *Journal of Environmental Management*, *260*, 110107. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2020.110107

Vidal, L. & Kruk, C. (2008). Cylindrospermopsis raciborskii (Cyanobacteria) extends its distribution to Latitude 34°53'S: taxonomical and ecological features in Uruguayan eutrophic lakes. *Panamerican Journal of Aquatic Sciences*, *3*, 142-151. http://panamjas.org/pdf_artigos/PANAMJAS_3(2)_142-151.pdf

Vinçon-Leite, B. & Casenave, C. (2019). Modelling eutrophication in lake ecosystems: A review. *Science of The Total Environment*, *651*, 2985-3001. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.320

Wang, Y., Jiang, Y., Liao, W., Gao, P., Huang, X., Wang, H., Song, X. & Lei, X. (2014). 3-D hydro-environmental simulation of Miyun reservoir, Beijin. *Journal of Hydro-environment Research*, *8*(4), 383-395. https://doi.org/10.1016/j.jher.2013.09.002

Watanabe, F., Alcântara, E., Rodrigues, T., Rotta, L., Bernardo, N. & Imai, N. (2018). Remote sensing of the chlorophyll-a based on OLI/landsat-8 and MSI/sentinel-2a (barra bonita reservoir, brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, *90*(2), 1987-2000. https://doi.org/10.1590/0001-3765201720170125

Weber, M., Rinke, K., Hipsey, M. & Boehrer, B. (2017). Optimizing withdrawal from drinking water reservoirs to reduce downstream temperature pollution and reservoir hypoxia. *Journal of Environmental Management*, *197*, 96-105. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.03.020

Ye, F., Zhang, Y. J., Friedrichs, M. A., Wang, H. V., Irby, I. D., Shen, J. & Wang, Z. (2016). A 3D, cross-scale, baroclinic model with implicit vertical transport for the Upper Chesapeake Bay and its tributaries. *Ocean Modelling*, *107*, 82-96. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.10.004

Anexos

A. Relevamiento de modelos hidrodinámicos

Parte central de la metodología propuesta requiere implementar un modelo hidrodinámico y de transporte de sustancias, que considere la temperatura del agua como variable a modelar. En este sentido se realizó un relevamiento de algunos de los modelos más utilizados a nivel internacional con foco en sus capacidades en relación a los procesos que interesan modelar para el presente caso de estudio, teniendo preferencia por herramientas de código abierto. A partir del mismo se seleccionará la herramienta más conveniente considerando sus capacidades, los requisitos técnicos del caso de estudio.

A.1. Delft3D-FLOW

La información presentada en la secciones A.1.1 y A.1.2 tiene como referencias Deltares, 2020a, 2020c, salvo explícitamente se exprese lo contrario.

A.1.1. Características generales

Delft3D-FLOW es un programa de simulación hidrodinámica y de transporte de sustancias, el mismo resuelve las ecuaciones de Navier-Stokes en 3D para fluidos incompresibles considerando la hipótesis de aguas poco profundas y la aproximación de Boussinesq, para condiciones hidrostáticas y no hidrostáticas en la vertical. El transporte de sustancias se resuelve mediante la ecuación de advección-difusión. Delft3D-FLOW permite activar el proceso de temperatura e indicar cómo se modela el intercambio de calor a través de la superficie libre, considerando 5 modelos posibles. En particular, los modelos de temperatura absoluta calculan los flujos de calor a través de la superficie del agua considerando la radiación entrante, la radiación de retorno, la evaporación y la convección.

Este programa es un módulo del sistema modelación numérica integrado Delft3D desarrollada por el Instituto Deltares (Holanda) desde 1999 (Papanicolaou y col., 2008). Lo resultados del modelo hidrodinámicas calculados en Delft3D-FLOW se utilizan como entrada para los otros módulos de Delft3D (ver Figura 60), entre ellos: Delft3D-WAVE (propagación de onda corta), D-Water Quality (calidad del agua de campo lejano), D-WAQ PART (calidad del agua en campo medio y seguimiento de partículas), Delft3D-ECO (modelado ecológico), Delft3D-SED (transporte de sedimentos cohesivo y no cohesivo). En particular, el programa DELWAQ es el motor de los módulos D-Water Quality y D-Ecology de la suite Delft3D, y se basa en una amplia biblioteca de la que se pueden seleccionar distintas sustancias y procesos relevantes para acoplar los modelos de calidad de aguas y los sedimentos.

La última versión estable y verificada del Delft3D-FLOW puede descargarse de https://svn.oss.deltares.nl con registro previo. El manual de usuario de la versión 6.00.00 tiene

su última actualización julio de 2020. El módulo Delft3D-FLOW cuenta con un documento de validación del modelo computacional publicada en el año 2008. Además el modelo Delft3D cuenta con una comunidad activa de usuarios, y sesiones de entrenamiento regulares (pagas) facilitadas por el Instituto Deltares.

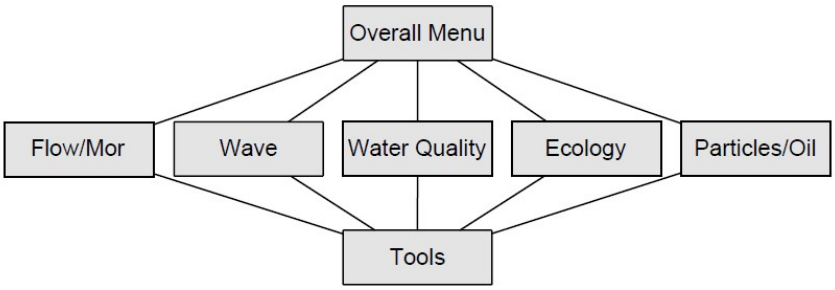

Figura 60: Arquitectura del sistema Delft3D

A.1.2. Características particulares

El conjunto de ecuaciones diferenciales es resuelto numéricamente en una grilla estructurada por el método de diferencias finitas, admitiendo coordenadas cartesianas y esféricas. La discretización vertical del dominio admite coordenadas sigma y coordenadas Z.

El Delft3D-FLOW permite elegir entre cuatro modelos de cierre de turbulencia, todos basados en el concepto de viscosidad turbulenta: coeficiente constante (especificado por el usuario), modelo algebraico (AEM), modelo kappa – L y modelo kappa – épsilon. La transferencia de calor puede escogerse entre cinco modelos distintos.

Como una técnica de computación paralela, en Delft3D-FLOW, se puede aplicar la descomposición del dominio, incluido el refinamiento de la cuadrícula local en dirección horizontal y vertical.

A.1.3. Áreas y casos de aplicación

El equipo de trabajo cuenta con experiencia reciente en aplicación del modelo Delft3D-FLOW para embalses. En Rios, 2018 se implementó un modelo hidrodinámico y de temperatura tridimensional Delft3D-FLOW para el embalse de Paso Severino en base al cual se pudo realizar una descripción preliminar de los principales procesos hidrodinámicos y térmicos que se producen en el embalse. En Bermúdez y col. (2017), Chanudet y col. (2012), Polli y Bleninger (2019) pueden encontrarse aplicaciones de implementación del Delft3D-FLOW para el estudio de la hidrodinámica y la estructura térmica de reservorios en distintas regiones climáticas.

A.2. EFDC+ (Environmental Fluid Dynamics Code Plus)

La información presentada en la secciones A.2.1 y A.2.2 tiene como referencias Deltares, 2020d; DSI, 2020a, 2020b, salvo explícitamente se exprese lo contrario.

A.2.1. Características generales

Los principios fundamentales del modelo hidrodinámico en EFDC+ son las leyes de conservación de la masa, el momento y la energía para el movimiento de fluidos incompresibles y de densidad variable, con el supuesto de aguas poco profundas, presión hidrostática vertical y con la aproximación de Boussinesq. En el modelo hidrodinámico, se resuelven las ecuaciones de transporte de advección-difusión para la temperatura y la salinidad. Para resolver la ecuación básica de transferencia de calor se utilizan los resultados del módulo hidrodinámico considerando que la penetración de la radiación depende del coeficiente de extinción de la luz, el cual puede ser computado de distintas formas, pudiendo variar en el espacio y en el tiempo, según la opción de intercambio de calor seleccionada.

El EFDC+ (Environmental Fluid Dynamics Code Plus) es un paquete de modelado de uso general de código abierto y fuente única que permite modelar sistemas de aguas superficiales abarcando erosión/deposición de sedimentos, transporte de tóxicos, cinética de eutrofización, diagénesis de sedimentos, derrames de petróleo y seguimiento de partículas (ver Figura 61). EFDC+ se basa en la versión de dominio público y código abierto de EFDC fue originalmente desarrollado en el Instituto de Ciencias Marinas de Virginia (Virginia Institute of Marine Science, VIMS) y la Escuela de Ciencias Marinas del Colegio de William and Mary (School of Marine Science of The College of William and Mary), por el Dr. John M. Hamrick a partir de 1988. Desde 2000, la empresa DSI LLC ha estado proporcionando mejoras y desarrollos continuos de EFDC, incluyendo la adición de múltiples funciones nuevas. Estas mejoras en el código EFDC se habían vuelto tan extensas que en 2016 la versión de DSI LLC de EFDC pasó a llamarse EFDC+.

La última versión de setiembre de 2019 de EFDC+ 8.5 puede descargarse del repositorio oficial https://github.com/dsi-llc/EFDCPlus. El manual para la implementación computacional del EFDC+ 8.5 tiene su última actualización en enero de 2020, mientras que el manual de descripción teórica del EFDC+ 8.5 tiene fecha de actualización de marzo 2020. Este modelo cuenta con una comunidad activa de usuarios, y sesiones de entrenamiento regulares facilitadas por la empresa DSI LLC.

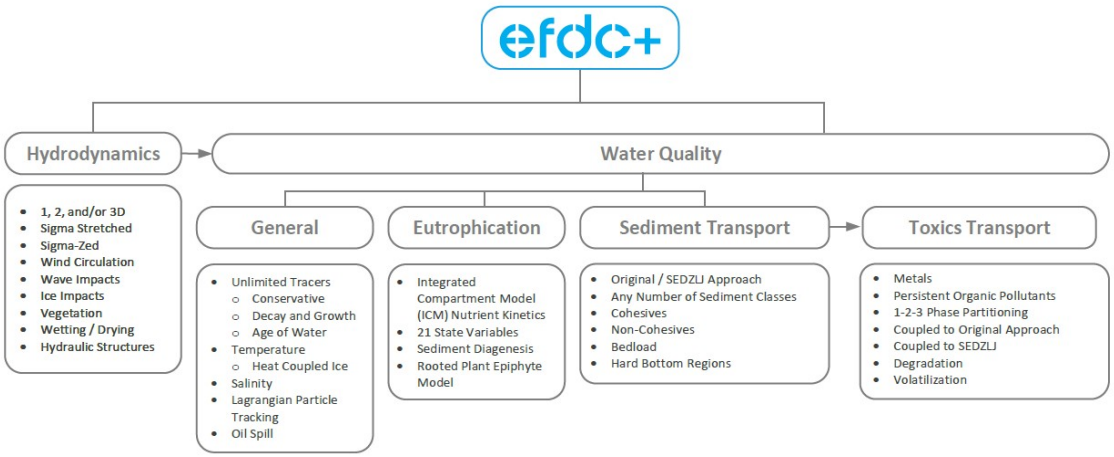

Figura 61: Principales módulos del sistema EFDC+.

A.2.2. Características particulares

En la dirección horizontal, se admiten coordenadas ortogonales y coordenadas curvilíneas, mientas que para la discretización de la columna de agua se admiten coordenadas sigma o sigma-Z. Las ecuaciones se resolverán utilizando una combinación de técnicas de volumen finito y diferencias finitas, con esquema explícito y semi-implícito.

Para proporcionar la viscosidad turbulenta vertical y la difusividad puede utilizarse el modelo de cierre de turbulencia de segundo momento desarrollado por Mellor y Yamada (1982) y modificado por Galperin et al. (1988) se puede utilizar. El intercambio de calor de la interfaz sedimento-agua en el fondo del lecho puede ser computado en EFDC+.

El código EFDC+ tiene implementado el enfoque de descomposición de dominios basado en MPI (Message Passing Interface) y la asignación dinámica de memoria.

A.2.3. Áreas y casos de aplicación

El modelo EFDC ha sido validado mediante soluciones analíticas, simulaciones de experimentos de laboratorio y aplicaciones de prototipos verificadas. En Deltares, 2020b puede encontrarse una lista parcial de aplicación de EFDC actualizada hasta el ao 2004. En particular, algunas aplicaciones para la implementación del modelo tridimensional EFDC en reservorios de distintas regiones climáticas, que además incorporando distintos enfoques para el análisis de calidad de aguas con diferentes modelos, pueden encontrarse en Caliskan y Elci (2008), Gao y col. (2018), Khangaonkar y col. (2005), Wang y col. (2014).

A.3. MOHID Water

La información presentada en las secciónes A.3.1 y A.3.2 tiene como referencias MOHID, 2003, 2020b, salvo explícitamente se exprese lo contrario.

A.3.1. Características generales

El módulo hidrodinámico de MOHID Water (ver Figura 62) es un modelo matemático tridimensional que resuelve las ecuaciones primitivas tridimensionales para un fluido incompresible, con hipótesis hidrostática y las aproximaciones de Boussinesq y Reynolds. MOHID Water permite simular la temperatura de la columna de agua a través de la ecuación de transporte de advección-difusión. Los flujos de calor en la superficie son incorporados en el módulo de superficie.

MOHID es la abreviatura de Modelo Hidrodinámico, desarrollado en un inicio en 1985 por MARETEC (Centro de Investigación de Tecnología Marina y Ambiental) en el Instituto Superior Técnico (IST) que pertenece a la Universidad de Lisboa. MOHID Water cuenta actualmente con más de 40 módulos. El módulo de propiedades del agua permite simular, además de la temperatura, otras 23 propiedades de la columna de agua tales como salinidad, sedimentos cohesivos, fitoplancton, nutrientes, contaminantes, etc.

Los parámetros y procesos que involucran propiedades no conservadoras son objeto de módulos específicos, por ejemplo el módulo de calidad de agua. Este módulo es un modelo ecológico de dimensión cero, que puede ser utilizado por los módulos de transporte euleriano o lagrangiano, e incluye distintas formulaciones para la atenuación de la penetración de la luz en la columna de agua.

La última versión de octubre de 2019 de MOHID Water v19.10 puede descargarse del repositorio oficial https://github.com/Mohid-Water-Modelling-System/Mohid/releases. El manual de usuarios de las interfaces gráfica de MOHID tiene su última actualización en abril de 2005, mientras que el manual de descripción del modelo 3D es del año 2003. El sistema MOHID cuenta con una comunidad activa de usuarios, y sesiones de entrenamiento regulares facilitadas por distintas instituciones.

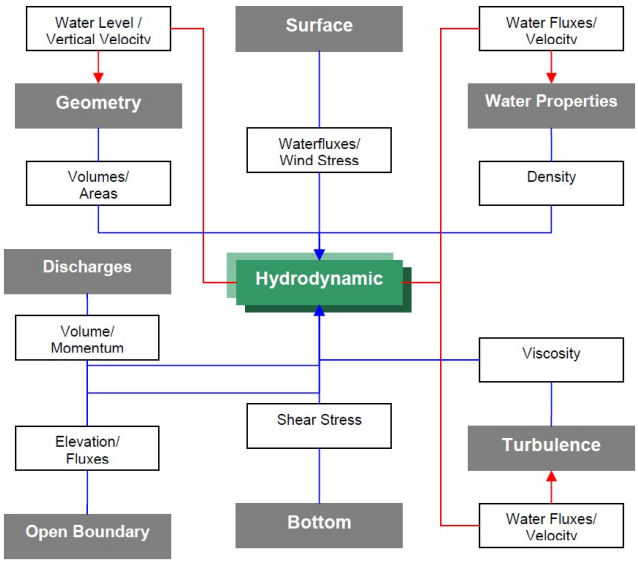

Figura 62: Flujo de información entre el módulo hidrodinámico y otros módulos de MOHID Water.

A.3.2. Características particulares

MOHID Water adopta una grilla estructurada con coordenadas en la horizontal ortogonales, cartesianas o curvilíneas. En la vertical es posible dividir la columna de agua en diferentes coordenadas: sigma, cartesiana, lagrangiana (sigma o cartesiana), espaciado fijo y armónica. También es posible una subdivisión de la columna de agua en diferentes dominios. La coordenada armónica funciona como la coordenada cartesiana, solo que las caras horizontales cercanas a la superficie se expanden y colapsan dependiendo de la variación de la elevación de la superficie (particularmente se implementó para simular reservorios).

El modelo MOHID utiliza un enfoque de volumen finito para discretizar las ecuaciones. La discretización temporal se realiza mediante un algoritmo semi-implícito ADI (Alternate Direction Implicit).

Permite distintos enfoques de computación paralela, entre ellos se destacan la ejecución de diferentes procesos a modelos específicos definidos por el usuario usando MPI

(interfaz de paso de mensaje) y la descomposición del dominio. El transporte turbulento de momento, masa y calor en el MOHID se puede calcular de forma simplificada utilizando coeficientes de difusión constantes o modelos más sofisticados como kappa – épsilon o kappa – omega, entre otros.

A.3.3. Áreas y casos de aplicación

El equipo de trabajo cuenta con experiencia consolidada en la utilización del sistema MOHID. En Fossati y Piedra-Cueva, 2013 se aplicó el modelo numérico hidrodinámico 3D MOHID en la zona costera del Río de la Plata y Montevideo con el fin de representar las principales dinámicas y estudiar el patrón de circulación. En Santoro y col., 2011 se aplicó un modelo MOHID bidimensional con dominios anidados para simular la hidrodinámica del Río de la Plata.

En MOHID, 2020a puede encontrarse una lista exhaustiva de casos de aplicación del sistema MOHID. En particular en Almeida y col. (2019), Deus y col. (2013) se implementaron modelos hidrodinámicos 3D para el estudio de la hidrodinámica y la calidad del agua en reservorios.

A.4. SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model)

La información presentada en la secciones A.4.1 y A.4.2 tiene como referencias SCHISM, 2020a, 2020b, salvo explícitamente se exprese lo contrario.

A.4.1. Características generales

SCHISM (Semi-implicit Cross-scale Hydroscience Integrated System Model) es un modelo hidrodinámico 3D que permite resolver las ecuaciones de Navier-Stokes con aproximaciones hidrostáticas y de Boussinesq. SCHISM admite algunos solucionadores de volúmenes finitos para la ecuación de transporte. Todos los trazadores, incluidos temperatura, salinidad, sedimentos (si se invocan), se resuelven simultáneamente.

SCHISM es un trabajo derivado del modelo SELFE original (v3.1dc al 13 de diciembre de 2014), ha sido implementado por el Joseph Zhang (College of William & Mary) y una comunidad de desarrolladores alrededor del mundo (ver Figura 63). El código SELFE utiliza un algoritmo euleriano-lagrangiano semi-implícito de elementos/finitos volumen para resolver las ecuaciones de Navier-Stokes (en forma hidrostática y no hidrostática) y fue desarrollado por Oregon Health Sciences University (Zhang & Baptista 2008). Hoy en día existen diferencias significativas entre el modelo SELFE y SCHISM. El modelo de transporte de sedimentos denominado SED3D dentro de SCHISM es adoptado del CTSM (Community Sediment Transport Model) para una malla no estructurada y con componentes agregados para la morfodinámica obteniendo mejores resultados al ser ejecutado en conjunto con el modelo de olas (WWM). Para el análisis de ecología de sistemas acuáticos y calidad de agua SCHISM permite utilizar de forma acoplada los

modelos CoSiNE (Carbon, Silicate, Nitrogen Ecosystem) e ICM compuesto por 21 variables de estado cuya formulación es la misma utilizada en el módulo de calidad de aguas del modelo EFDC.

La última versión de SCHISM puede descargarse del repositorio oficial https://github.com/schism-dev/schism. El manual de usuario y la guía teórica de SCHISM v5.8 tiene su última actualización en junio de 2020. Si bien en el manual SCHISM v5.8 se menciona que faltan manuales para algunos módulos y que algunos de los módulos están en desarrollo activo, para CoSiNE y ICM existen manuales específicos. El sistema SCHISM cuenta con una comunidad activa de usuarios, documentos de referencia para la validación del modelo computacional 3D y registra al menos un curso de entrenamiento por año, desde el 2012.

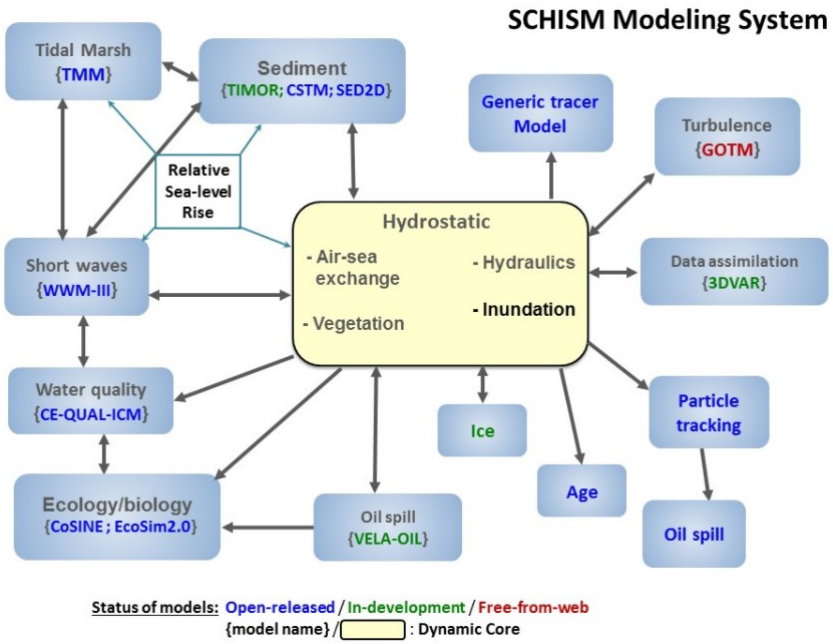

Figura 63: Esquema del sistema SCHISM.

A.4.2. Características particulares

El modelo SCHISM adopta una malla no estructurada triangular o cuadrangular mixta en la dimensión horizontal. En la discretización vertical que admite SCHISM es altamente flexible, permitiendo coordenada híbrida SZ y coordenada LSC2. El segundo tipo de coordenada vertical utiliza coordenadas sigma localizadas. La discretización temporal es semi-implicita mientras que las técnicas numéricas adoptan una formulación de volúmenes/elementos finitos. Admite un tratamiento euleriano-lagrangiano de orden superior de la advección del momento. En el esquema de cierre de turbulencia se utiliza un modelo de longitud de escala genérica (Generic Length-scale, en inglés), que tiene la ventaja de abarcar la mayoría de los modelos de cierre de 2.5 ecuaciones (kappa – épsilon, kappa – omega, Mellor and Yamada). SCHISM tiene implementada la descomposición del dominio a través de ParMETIS.

A.4.3. Áreas y casos de aplicación

En MOHID, 2020c puede encontrarse una lista exhaustiva de casos de aplicación de SELFE y SCHISM. En particular se destacan: ; Ye y col., 2016 demuestra la capacidad de escala cruzada de SCHISM que permite una transición entre procesos de mayor y menor escala, al aplicar este modelo al estudio del canal principal, tributarios y subtributarios de la bahía de Chesapeake en Estados Unidos; Li y col., 2018 en donde se implementó un modelo hidrodinámico SELFE 3D para la simulación de la hidrodinámica y la calidad de agua asociado a un bloom de algas en el embalse de la represa Tres Gargantas en China; y Liu y col., 2018 en donde se implementó modelo hidrodinámico SCHISM acoplado al modelo CoSiNE para estudiar la dinámica de nutrientes y plancton en la bahía de San Franciso en Estados Unidos.

A.5. TELEMAC-3D

La información presentada en las secciones A.5.1 y A.5.2 tiene como referencias EDF-R&D, 2019a, 2019b, 2019c, 2020b, salvo explícitamente se exprese lo contrario.

A.5.1. Características generales

El código TELEMAC-3D resuelve las ecuaciones tridimensionales de flujos a superficie libre (con o sin la hipótesis de la presión hidrostática) y las ecuaciones de transporte de advección y difusión de cantidades intrínsecas (temperatura, salinidad, concentración). Sus principales resultados, en cada punto de la malla de resolución 3D, son la velocidad en las tres direcciones y las concentraciones de las cantidades transportadas. Al modelo hidrodinámico permite calcular la temperatura de la masa del agua mediante la conservación de energía teniendo en cuenta la penetración de la radiación solar en la columna de agua.

El código TELEMAC-3D es parte de la cadena de procesamiento del sistema TELEMAC-MASCARET que consiste en conjunto de programas informáticos de elementos finitos desarrollado desde 1987 por el Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE), departamento de Investigación y Desarrollo del Electricite d' France (EDF – I+D). Inicialmente de origen comercial, luego libre y de código abierto. Actualmente es desarrollado por un consorcio de varias instituciones (Francia, Inglaterra y Alemania). El sistema TELEMAC proporciona todos los módulos necesarios para construir un modelo y para realizar simulaciones de flujo hidrodinámico, transporte de contaminantes y sedimentos (ver Figura 64). El modelo SISYPHE está diseñado para realizar la simulación del transporte de sedimentos mediante tracción y suspensión de carga de lecho. WAQTEL es la componente de calidad de aguas desarrollada para acoplar al modelo hidrodinámico en donde se destaca el módulo THERMIC para determinar la evolución de la temperatura del agua bajo la influencia de los flujos atmosféricos, y la posibilidad de acoplar la librería AED2 que contiene diversos de algoritmos para simular ecosistemas acuáticos. Además, TELEMAC-3D puede generar archivos de salida apropiados para ejecutar una simulación de calidad del agua en el modelo DELWAQ desarrollado por Deltares.

La última versión de marzo de 2020 de TELEMAC-MASCARET V8P1R1 puede descargarse del repositorio oficial http://svn.opentelemac.org/svn/opentelemac/tags/v8p1r1/, con registro previo. El manual de usuario y la guía teórica de TELEMAC-3D V8P1 tiene su última actualización en diciembre de 2019. El sistema TELEMAC-MASCARET cuenta con una comunidad activa de usuarios, documento de validación del modelo computacional 3D actualizado a la versión v7p3 (marzo 2018) y sesiones de entrenamiento regulares facilitadas por distintas instituciones.

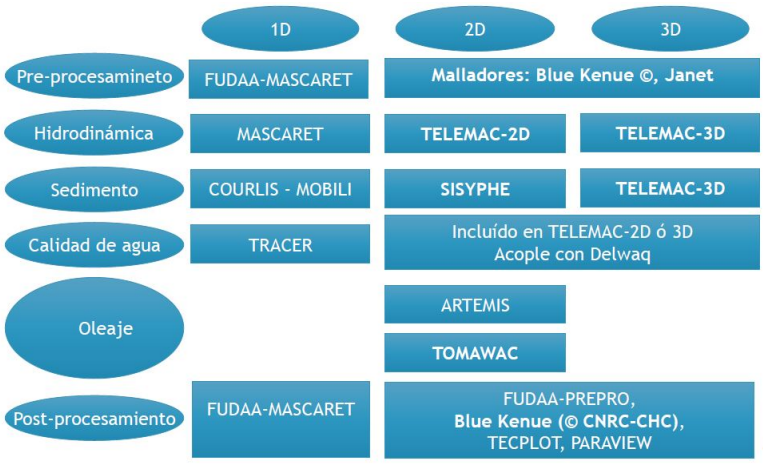

Figura 64: Esquema TELEMAC-MASCARET.

A.5.2. Características particulares

TELEMAC-3D resuelve las ecuaciones a través de un método de elementos finitos sobre grillas no estructuradas que consisten en elementos prismáticos con base triangular o tetraedros, mediante esquemas explícitos y semi-implicitos. El esquema de cierre de turbulencia que se admite va desde modelos simplificados de ecuación cero (coeficientes de difusión constantes), modelo $k - e$ de dos ecuaciones, entre otros modelos.

TELEMAC-3D dispone de dos modelos para calcular el intercambio de calor entre el agua y la atmósfera: una fórmula linealizada del equilibrio de los flujos de intercambio de calor en la superficie libre y un modelo que calcula el equilibrio completo de los flujos de intercambio. En el módulo de intercambio de calor solo tiene en cuenta los intercambios atmosféricos a través de la superficie libre, se desprecian los intercambios de calor con el fondo.

A.5.3. Áreas y casos de aplicación

El equipo de trabajo cuenta con experiencia consolidada en la utilización del sistema TELEMAC-MASCARET. En Santoro y col., 2017 se aplicó un modelo 2D utilizando el sistema TELEMAC-MASCARET para el estudio del Río de la Plata, con un enfoque en el área de la Bahía de Montevideo, tomando como base los resultados obtenidos en P., 2017.

En EDF-R&D, 2020a puede encontrarse una lista de publicaciones relevantes vinculadas a TELEMAC-MASCARET, aunque se entiende esta lista no es exhaustiva y puede estar desactualizada a la fecha. En particular, Matta y col., 2017 implementó un modelo tridimensional utilizando TELEMAC-3D para investigar los efectos causados por el viento y los cambios de temperatura en la columna de agua en la Bahía Icó-Mandantes, uno de los principales ramales del embalse de Itaparica, ubicado en el estado de Pernambuco (Brasil).