



**FACULTAD DE
CIENCIAS**
UDELAR | fcienc.edu.uy



**UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY**

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Geología

Trabajo Final de Grado

Morfodinámica y sedimentación del Canal del Infierno y del conjunto de Islas Martín García (Argentina) – Timoteo Domínguez (Uruguay)

Estudiante: Noelia Pereyra Ortíz
Orientador: Dr. Gerardo Veroslavzky
Co-orientador: Dra. Silvia Marcomini

Mayo 2025

Resumen

El presente estudio analiza la evolución geomorfológica y la dinámica sedimentaria del complejo Isla Martín García–Timoteo Domínguez y del Canal del Infierno, en el sector de interacción entre el Delta del Paraná y el Río Uruguay, durante el período 1880–2019. El trabajo integra el análisis de cartas batimétricas, perfiles longitudinales y transversales, e imágenes aéreas, con el objetivo de reconstruir los cambios morfológicos del sistema. El crecimiento del complejo insular se desarrolló en dos etapas principales. La primera, durante la segunda mitad del siglo XX, se caracterizó por el adosamiento del banco norte, que evolucionó de banco subacuático a planicie de marea, con posterior colmatación del canal asociado. La segunda etapa, desde fines del siglo XX, estuvo dominada por la incorporación del banco occidental, que se integró completamente a la isla, ampliando su superficie y generando nuevas planicies y canales mareales someros. El Canal del Infierno presenta una evolución no lineal, dominada por la alternancia entre profundización y colmatación. El perfil longitudinal indica que el canal mantuvo profundidades relativamente estables ($\approx 15\text{--}19\text{ m}$), mientras que los perfiles transversales evidencian mayor variabilidad, con tasas de hasta $-0,07\text{ m/año}$ (erosión) y $0,07\text{ m/año}$ (colmatación). La fase de mayor incisión se registra entre 1965 y 1992, mientras que entre 1992 y 2019 predomina la colmatación, especialmente en el tramo medio y austral. En conjunto, el canal funciona como un sistema de ajuste morfodinámico, donde los cambios longitudinales se expresan transversalmente mediante la migración de flujos y la formación de barras subacuáticas. La interacción entre el aporte sedimentario del Delta del Paraná y la dinámica del estuario del Río de la Plata genera un equilibrio dinámico con respuestas espaciales diferenciadas. En el período reciente se observa una estabilización relativa del sistema, asociada a la consolidación del complejo insular y al desarrollo de planicies de marea, aunque persisten variaciones en la profundidad del canal. Estos resultados aportan una base geomorfológica relevante para la gestión de la navegación, el dragado y la delimitación territorial en un sistema fluvial–estuarino compartido.

PALABRAS CLAVE: Delta del Paraná, Río Uruguay, Geomorfología, dinámica, evolución reciente

Índice

- 1 Introducción
 - 1.1 Ubicación del área de estudio
 - 1.2 Objetivos
 - 1.3 Contexto Histórico
- 2 Marco geológico y geomorfológico del área
 - 2.1 Geología y condiciones del ambiente
 - 2.1.1 *Cuenca de drenaje y régimen fluvial*
 - 2.1.2 *Cuenca receptora: el Estuario del Río de la Plata*
 - 2.2 Isla Martín García
 - 2.2.1 *Cratón del Río de la Plata*
 - 2.2.2 *Sedimentos Pleistocénicos y Holocénicos*
 - 2.3 Isla Timoteo Domínguez
- 3 Metodología
- 4 Resultados
 - 4.1 Análisis de perfiles
 - 4.1.1 *Perfil A*
 - 4.1.2 *Perfil B*
 - 4.1.3 *Perfil C*
 - 4.1.4 *Perfil D*
 - 4.1.5 *Perfil E*
 - 4.1.6 *Perfil F*
 - 4.2 Cálculo de tasas de colmatación
 - 4.3 Evolución
 - 4.3.1 *Evolución de Islas en fotos aéreas e imágenes satelitales*
 - 4.3.2 *Evolución de canales*
- 5 Discusión y consideraciones finales
- 6 Agradecimientos
- 7 Referencias bibliográficas

1 Introducción

El presente trabajo se desarrolla en el marco del Trabajo Final de Licenciatura en Geología, centrado en las áreas de geomorfología y sedimentología. Su objetivo es documentar y analizar los procesos dinámicos y sedimentarios asociados al frente deltaico del Paraná en un sector de su desembocadura, así como su interacción con los procesos sedimentarios del Río Uruguay. Este análisis resulta de interés para comprender la evolución geomorfológica y la dinámica sedimentaria en esta región, caracterizada por la progradación deltaica, la formación de bancos y barras, y la colmatación de canales fluviales y mareales.

El estudio de la morfodinámica y sedimentación en el Canal del Infierno y el complejo de Islas Martín García-Timoteo Domínguez permite evaluar la interacción entre los aportes del delta del Paraná y el río Uruguay en un entorno deltaico-estuarino altamente dinámico. Estos procesos han generado cambios geomorfológicos significativos, como la migración y colmatación de canales, la consolidación de nuevas islas y la reconfiguración de barras sedimentarias. La evolución de estos ambientes tiene implicancias políticas, ambientales y socioeconómicas, ya que afecta la navegabilidad, la gestión de recursos y la delimitación territorial en un contexto binacional.

La gestión de vías navegables y los trabajos de dragado en el Río de la Plata y el Río Uruguay son aspectos críticos para garantizar la conectividad y funcionalidad de estas arterias fluviales. Además, el crecimiento y transformación de las islas plantean desafíos en la administración y soberanía territorial entre Argentina y Uruguay. Desde una perspectiva ambiental, este sistema actúa como regulador del transporte sedimentario, sostiene una importante biodiversidad y contribuye a la mitigación de impactos ecológicos.

Por lo tanto, este estudio no solo busca documentar los cambios recientes en la morfología del área, sino también proyectar escenarios futuros que permitan una gestión equilibrada entre la dinámica natural y las necesidades humanas. En este contexto, el enfoque de sostenibilidad cobra relevancia, proporcionando información clave para la planificación y preservación del ecosistema deltaico-estuarino en el mediano y largo plazo.

1.1 Ubicación

El complejo de islas Martín García-Timoteo Domínguez se encuentra en el río de la Plata, situado al oeste del departamento de Colonia, muy próximo a la desembocadura del Río Uruguay. Geográficamente, se localiza entre las coordenadas $34^{\circ} 10'00''$ y $34^{\circ} 11'30''$ de latitud sur, y $58^{\circ} 15'50''$ y $58^{\circ} 14'40''$ de longitud oeste (Figura 1).

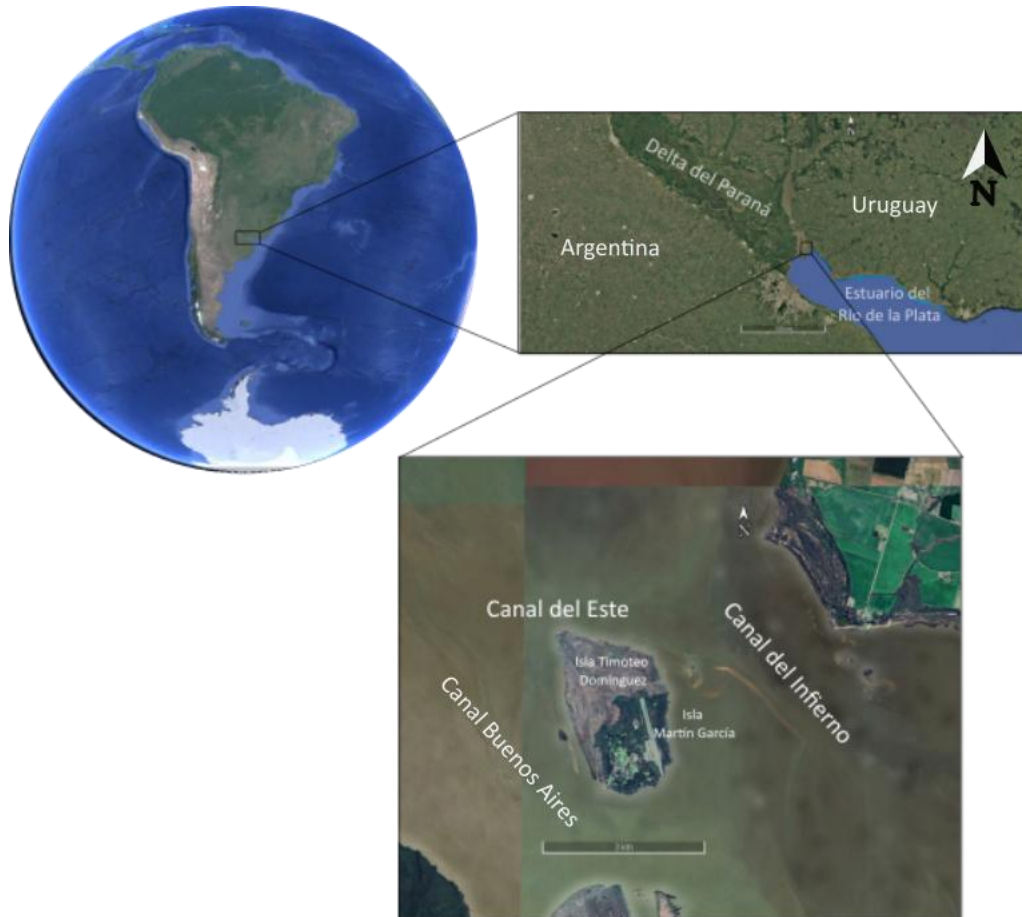


Figura 1.- Ubicación del área de estudio. Imagen modificada de Google Earth Pro.

Este complejo de islas se encuentra a 37,5 km de la costa argentina y a solo 3,5 km de la costa uruguaya, lo que subraya su relevancia en el contexto binacional. Además, está representado en la Hoja Topográfica "Conchillas" del Instituto Geográfico Militar (I.G.M.), a escala 1:50.000.

La Isla Martín García, bajo jurisdicción argentina, presenta una forma elíptica, algo alargada en sentido norte-sur y con un área cercana a 2km², constituye una reserva natural para la conservación de la flora y la fauna, y constituye una atracción turística en el Río de la Plata donde actualmente viven, en forma permanente, algo más de 150 personas. Debe su nombre al dispensero que falleció en sus costas en la expedición de Juan Díaz de Solís en 1516. La isla utilizada en el pasado como presidio, guarnición militar y cantera, está marcada con una fuerte impronta histórica para la región rioplatense. Por su posición geográfica, controló por cuatro siglos el tránsito fluvial hacia los ríos Paraná y Uruguay, siendo disputada durante casi dos siglos por los imperios de Portugal y España. Posteriormente, fue escenario de varias batallas por la independencia de las Provincias Unidas del Río de la Plata (Figura 2) y de la lucha militar en los conflictos y guerras civiles que se sucedieron durante el siglo XIX.

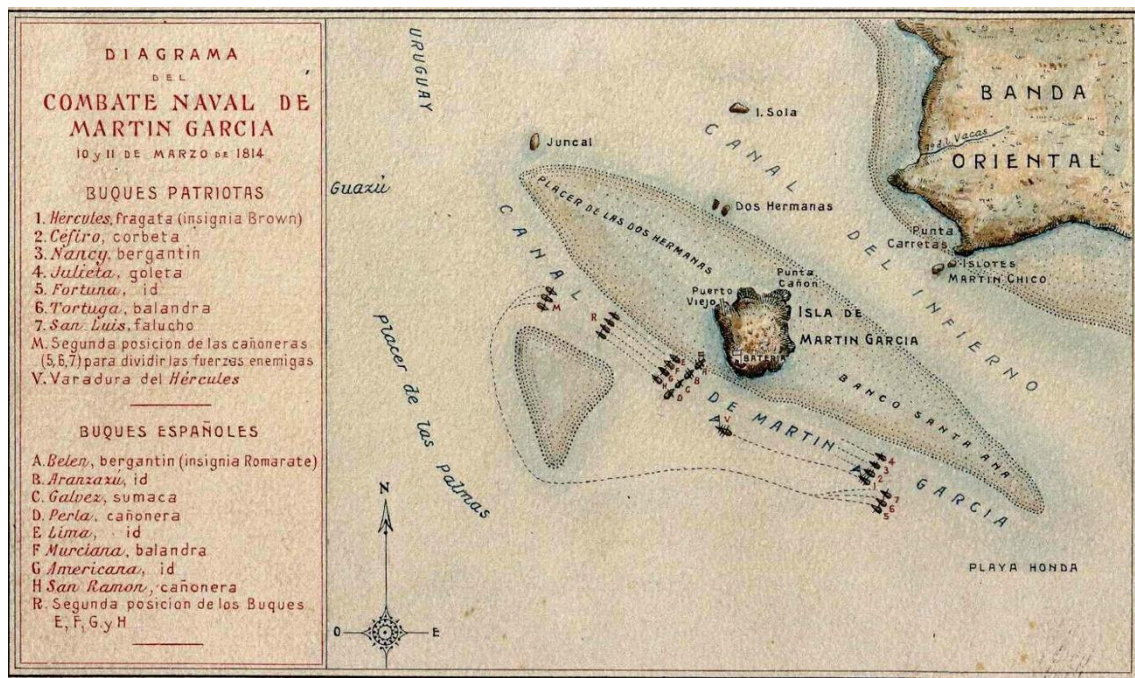


Figura 2.- Mapa histórico que reproduce el movimiento de los buques de las Provincias Unidas del Río de la Plata al mando del Almirante Guillermo Brown con el objetivo de tomar la Isla de Martín García y destruir a la marina española en el Río de la Plata en 1814. (Fuente: Carranza 1962).

La Isla Timoteo Domínguez, de jurisdicción uruguaya, es una construcción aluvional muy reciente que, producto de la dinámica fluvial y estuarina, comenzó a emerger a inicio de la década de 1960. Casi dos décadas después, este aluvión terminó conformando un solo bloque morfológico con la Isla Martín García originando la única frontera terrestre que comparten Argentina y Uruguay. La denominación de Timoteo Domínguez rinde homenaje a un militar uruguayo que, como corolario de la Guerra Grande, el 17 de marzo de 1852 resistió, con un gesto simbólico, ceder el control de Martín García a la Provincia de Buenos Aires.

El complejo insular Martín García-Timoteo Domínguez está rodeado por importantes cuerpos de agua que definen su configuración y conectividad: al este, el Canal del Infierno; al oeste y sur, el Canal Buenos Aires; y al norte, el Canal del Este (Figura 1). Estas vías acuáticas no solo delimitan el área de estudio, sino que también desempeñan un papel crucial en la dinámica sedimentaria y el transporte de materiales en la región.

El acceso a las islas es principalmente marítimo ya sea desde Buenos Aires y Colonia del Sacramento. Su ubicación en la cabecera del Río de la Plata y su proximidad a los flujos fluviales y mareales que convergen en el área, refuerzan su importancia en estudios geomorfológicos, sedimentológicos y de gestión territorial en el contexto del delta del Paraná y el río Uruguay.

1.2 Objetivos

- i. Registrar y analizar los cambios morfológicos recientes y los rasgos dinámico sedimentarios asociados, ocurridos desde finales del siglo XIX hasta la actualidad en el Canal del Infierno y el conjunto de islas Martín García y Timoteo Domínguez.
- ii. Describir y comprender la interacción entre los procesos fluviales y mareales en la evolución del frente deltaico del Paraná, su relación con el río Uruguay y el estuario del Río de la Plata, y su impacto en la migración de canales, la colmatación y la formación de nuevos territorios.

- iii. Proporcionar herramientas para la proyección y estimación futura de la dinámica geomorfológica en la región, con énfasis en el manejo de dragados, la migración de barras sedimentarias y la expansión territorial con el fin último de contribuir a la gestión y planificación sostenible de los territorios emergentes

1.3 Objetivos Específicos

1. Recopilación de información histórica y cartográfica

- Reunir antecedentes bibliográficos, cartas batimétricas, planos náuticos, fotos aéreas e imágenes satelitales que permitan documentar la evolución del sistema geomorfológico a lo largo del tiempo (1860-2024).
- Digitalizar y georreferenciar la información obtenida para su integración en el análisis de la evolución del sistema.

2. Elaboración de perfiles batimétricos

- Definir la ubicación de perfiles longitudinales y transversales en el Canal del Infierno y Perfiles de Isla Martín García y Timoteo Domínguez.
- Analizar la evolución de estos perfiles en distintos períodos para evaluar las transformaciones morfológicas del sistema.

3. Análisis de imágenes satelitales y cartas batimétricas

- Identificar cambios en la distribución de canales, bancos sedimentarios y barras subacuáticas a lo largo del tiempo.
- Evaluar la influencia de procesos fluviales y mareales en la dinámica del sistema deltaico-estuarino.

4. Cálculo de tasas de colmatación de canales y tasas de progradación de la Isla

- Determinar las tasas de colmatación en los perfiles transversales al canal del Infierno y los que incluyen el Canal del Este y Canal Buenos Aires
- Determinar tasas de progradación de la costa para los perfiles que contienen las islas.

5. Integración de datos y correlación con avance del Frente Deltaico

- Relacionar los cambios geomorfológicos con avance del frente deltaico, evaluando su impacto en la colmatación y migración de los canales.
- Comparar los resultados obtenidos con antecedentes de estudios previos en la región.
- Tener en cuenta los eventos climáticos y correlacionar con el avance del frente deltaico en el último Período de tiempo

6. Discusión y elaboración de conclusiones

- Interpretar los resultados obtenidos en función de la dinámica sedimentaria del sistema y su relación con los procesos hidro-climáticos y antrópicos.

7. Aplicaciones prácticas y gestión territorial

- Evaluar las implicancias de los cambios geomorfológicos en la delimitación territorial binacional entre Argentina y Uruguay.
- Analizar los efectos de la colmatación en la navegabilidad y posibles estrategias de manejo y monitoreo del sistema sedimentario.

1.4 Contexto histórico

El establecimiento de los límites entre Argentina y Uruguay en el Río de la Plata ha sido un tema de tensiones centrales en las relaciones diplomáticas entre ambos países. La Isla Martín García no estuvo fuera de estas disputas. Como fue señalado, la Isla Martín García está ubicada en un punto geográfico estratégico que fue utilizado para el control del ingreso de las embarcaciones a los grandes ríos interiores del Paraná y Uruguay. Luego de disputas durante el siglo XX, ambos países firmaron en 1973 el Tratado del Río de la Plata y su Frente Marítimo, estableciendo límites jurisdiccionales y promoviendo la gestión conjunta del estuario. Según lo estipulado en el capítulo VIII de Tratado que hace referencia a las Islas existentes o que en un futuro emerjan, la Isla Martín García, de soberanía de Argentina, mantiene un estatus especial debido a su importancia histórica, cultural y ambiental, y garantizada su administración y conservación conforme a las leyes de dicho país. Por otro lado, la Isla Timoteo Domínguez, formada a partir de bancos sedimentarios en aguas jurisdiccionales de Uruguay, es reconocida como parte del territorio uruguayo.

La actuación de la dinámica del Río de la Plata generó un nuevo escenario geográfico que fueron acompañados por nuevos desafíos para la diplomacia. Uno de estos, tiene que ver como la

progradación fluvio-deltaica que terminó por unir las islas de Martín García y a la emergente Timoteo Domínguez. Este fenómeno de acreción sedimentaria dio lugar a la necesidad de proceder a la delimitación y delimitación entre las islas Timoteo Domínguez y Martín García de conformidad a lo establecido en el artículo 46 del Tratado del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Este proceso ha requerido esfuerzos técnicos y diplomáticos entre ambos países para definir, con precisión, la frontera emergente y garantizar la cooperación en la administración de la zona. Desde finales de 2018, con el decreto n° 414/018 del Poder Ejecutivo de nuestro país, encomendó a la delegación uruguaya de la Comisión Administradora del Río de la Plata (CARP) que intensificara estos trabajos, reflejando el compromiso de ambos países por mantener un equilibrio entre la soberanía, la navegación y la conservación ambiental en esta región estratégica. Ambos países han trabajado para alcanzar ese objetivo, sin embargo, a pesar de los esfuerzos y el tiempo transcurrido aún no existe un acuerdo entre ambos países.

2 Marco geológico y geomorfológico del área

El área de estudio comprende las islas Martín García y Timoteo Domínguez, situadas en la cabecera del Río de la Plata (Figuras 1 y 3), donde confluyen los aportes sedimentarios del delta del Paraná y el río Uruguay (Cavallotto et al. 2005). Este sistema geomorfológico ha sido modelado por la interacción de procesos fluviales y mareales desde el Holoceno, dando lugar a una planicie deltaica compuesta por sedimentos recientes (arenas finas, limos y arcillas) que recubren depósitos pleistocenos (Ravizza 1984; González y Ravizza 1987).



Figura 3.- Vista panorámica general del complejo insular Martín García - Timoteo Domínguez y de fondo el Río de la Plata. La frontera terrestre argentino-uruguayo aún no está delimitada a pesar de los esfuerzos diplomáticos entre ambos países (Fotografía: tomada de González, 2019).

La evolución de este sistema se ha caracterizado por la progradación deltaica, con la formación de barras y bancos subacuáticos que, mediante la depositación sedimentaria, han generado planicies emergentes como la Isla Timoteo Domínguez (Marcomini et al. 2018) y el banco occidental, que ha expandido su superficie hacia el oeste. Mientras tanto, la isla Martín García, de origen más consolidado por un núcleo de rocas ígneo-metamórficas precámbricas, actúa como un anclaje estable en esta dinámica (Dalla Salda 1981). Canales principales, como el Canal del Infierno, han jugado un rol clave en el transporte sedimentario, sufriendo cambios en su morfología por colmatación y migración lateral (Sarubbi 2007).

2.1 Geología, geomorfología y condiciones ambientales

Desde el punto de vista geológico, la Isla Martín García es un afloramiento del basamento precámbrico que corresponde al Cratón del Río de la Plata (CRP), compuesto por rocas ígneo-metamórficas precámbricas. Estas formaciones rocosas están cubiertas, en su mayoría, por sedimentos del Pleistoceno y Holoceno, aportados por el delta del Paraná y el río Uruguay (Dalla

Salda 1981). En contraste, la Isla Timoteo Domínguez está constituida exclusivamente por sedimentos holocénicos finos de naturaleza siliciclástica, relacionados con los aportes sedimentarios de ambos sistemas fluviales y su interacción con las dinámicas mareales asociadas al estuario del Río de la Plata (Cavallotto et al. 2005; Marcomini et al. 2018).

El ambiente sedimentario de estas islas es modelado por flujos divergentes de los ríos Paraná y Uruguay, que generan procesos de erosión, transporte y depositación. La dinámica mareal del estuario opera fundamentalmente redistribuyendo los sedimentos, promoviendo la formación de bancos subácueos, planicies de marea y marismas, elementos clave en la configuración actual del sistema (Sarubbi, 2007).

2.1.1 Cuenca de drenaje y régimen fluvial

El área de estudio está influenciada, como antes señalado, por las cuencas de drenaje del río Paraná y del río Uruguay. El río Paraná, con una longitud de 4.880 km, transporta grandes volúmenes de agua y sedimentos, fundamentales para la construcción del delta y la progradación hacia el estuario del Río de la Plata, reconociéndose tasas de hasta 70 m/año en algunos sectores (Marcomini et al. 2018). Por su parte, el río Uruguay, con una longitud de 1.838 km, complementa estos aportes con sedimentos de grano fino y medio, contribuyendo al modelado de los bancos y canales de la región.

La interacción de estas corrientes fluviales genera procesos complejos de progradación deltaica, migración de canales y colmatación. Estas dinámicas fluviales se equilibran con la acción de las corrientes mareales, que moldean el paisaje y favorecen la formación de nuevas geoformas.

2.1.2 Cuenca Receptora: Estuario del Río de la Plata

El estuario del Río de la Plata es un sistema dinámico que combina características fluviales, estuarinas y marítimas, con influencia también del viento como forzante de la hidrodinámica del sistema (Figura 4). Con una extensión de 290 km y un ancho máximo de 220 km, este ambiente recibe un promedio anual de 160 millones de toneladas de sedimentos transportados por el Paraná y el Uruguay (Acha y Mianzan 2003). Son numerosas las contribuciones científicas que han contribuido a conocer sus rasgos geológicos, geomorfológicos y su dinámica actual, entre

otros, Urien (1966), Parker et al. (1986, 1994), López Laborde y Nagy (1999), Cavallotto et al. (2005), Fossati et al. (2014).

Los aportes sedimentarios son esenciales para la formación de bancos y barras subacuáticos, así como para la expansión de planicies de marea y marismas. Los principales elementos geológicos y geomorfológicos referidos al estuario del Río de la Plata y sus regiones adyacentes se ilustran en la Figura 6.



Figura 5.- Forzantes principales de la hidrodinámica del Río de la Plata (Ré y Menéndez 2003).

El estuario actúa como un regulador de la dinámica sedimentaria, redistribuyendo los materiales depositados y generando nuevas superficies emergentes. Sin embargo, las variaciones en la salinidad y el régimen de corrientes presentan desafíos para la gestión territorial y la conservación de este entorno estratégico. (Figura 5)

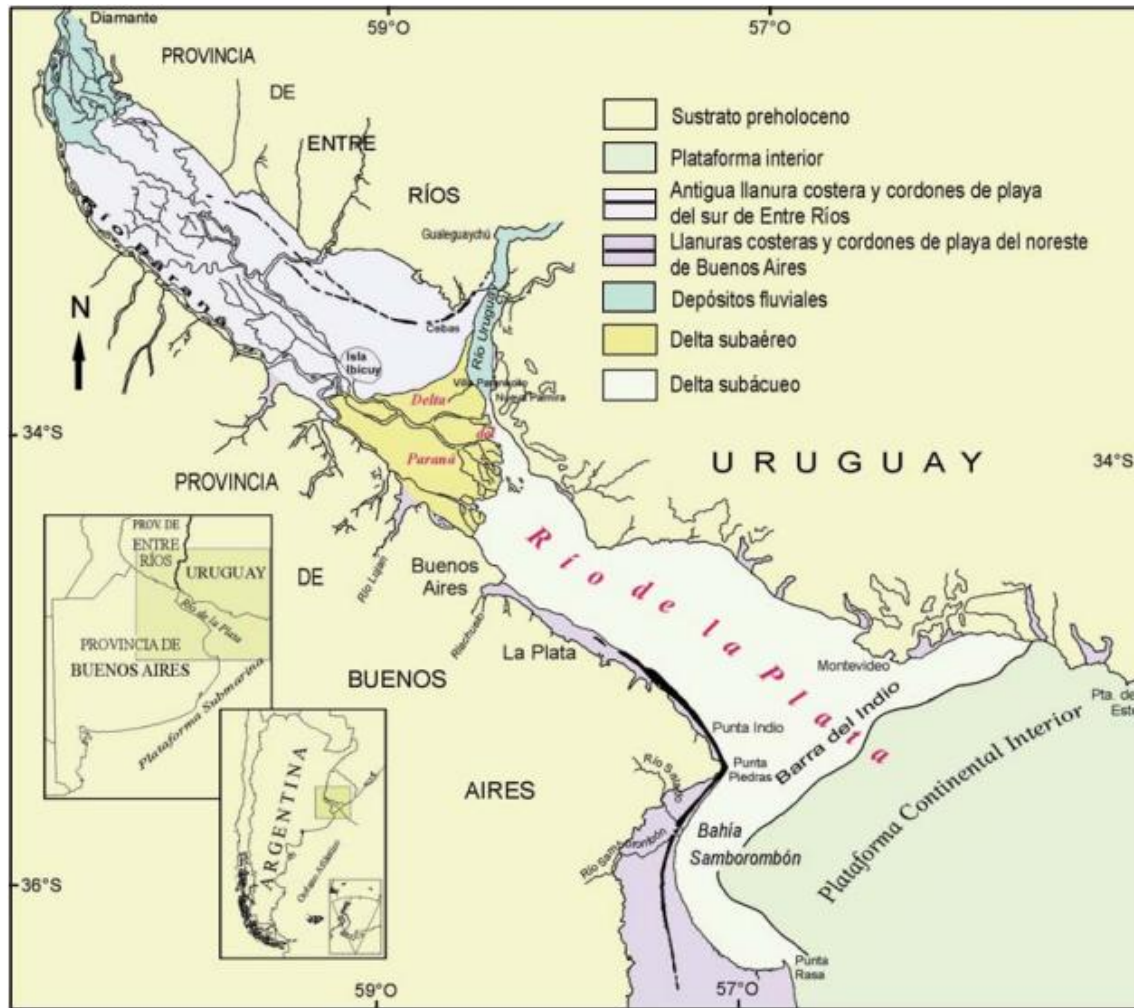


Figura 6. Rasgos geológicos y morfológicos de la región del río de la Plata, delta y ambientes asociados (adaptado de Cavallotto y Violante 2005).

2.2 Isla Martín García

2.2.1 El Cratón del Río de la Plata

El Cratón del Río de la Plata (CRP), parte constituyente del Escudo Uruguayo Sur-Riograndense (EUSR), es una de las unidades geológicas más antiguas de América del Sur. Se compone de bloques corticales de distintas edades y evoluciones tectónicas, separados por discontinuidades estructurales asociadas a eventos magmáticos y metamórficos (Masquelin 2006). Su estabilización tectónica ocurrió hacia finales del Ciclo Brasiliano, hace

aproximadamente 550-600 millones de años (Chemale Jr 2000), consolidándose como una región estable en la configuración geológica del continente.

Este cratón se extiende al oeste bajo el subsuelo argentino hasta el Alto Pampeano-Chaqueño y las Sierras Pampeanas (Chebli et al. 1989), y hacia el sur hasta las Sierras Australes de Buenos Aires. Su límite norte es tema de debate, aunque estudios recientes lo vinculan con el Arco de Asunción-Río Grande (Dragone et al. 2017).

En Uruguay, el CRP comprende al denominado Terreno Piedra Alta (TPA), con una estructuración WSW-ENE, conformada por la Faja Florida, un cinturón granítico-gneísico, y los cinturones metamórficos Arroyo Grande y San José, formados durante el Ciclo Orogénico Transamazónico. Estos cinturones están intruídos por plutones calco-alcalinos y atravesados por diques máficos con orientación NE y edades de 1.78 Ga, relacionados con la evolución del Terreno Nico Pérez (Oyhantçabal et al. 2011; Masquelin 2006).

Las rocas del basamento de la isla, de edad precámbrica media a superior se agrupan en el Complejo Martín García (Dalla Salda 1981). Éste consiste en una serie de metamorfitas, especialmente anfibolitas, a las que acompañan gneises y esquistos, rocas que en oportunidades muestran fenómenos de migmatización e intrusión de escasos y pequeños filones graníticos (Dalla Salda 1996). Estas rocas aparecen en afloramientos menores en los sectores costeros al suroeste, sur y sureste cubiertas por sedimentos modernos (Ravizza, 1984). Este conjunto rocoso precámbrico ha sido afectado por una evolución tecto-metamórfica compleja, con múltiples episodios de intrusión, metamorfismo y deformación. Los resultados obtenidos por Benítez (2022) (Figura 7) en el reconocimiento de rocas ultrabásicas presentes en Martín García muestran la existencia de peridotitas con plagioclasa que cristalizaron a presiones bajas-moderadas (5 kbar-1200° C) y parecen provenir de una fusión de un manto litosférico empobrecido que se contaminó con una corteza inferior posiblemente vinculada a un proceso de delaminación. Tienen una edad máxima de 514 Ma, lo cual sugiere que estas rocas se originaron en el Paleozoico Inferior (Cámbrico medio a superior), intruyendo el basamento paleoproterozoico (Benítez 2022).

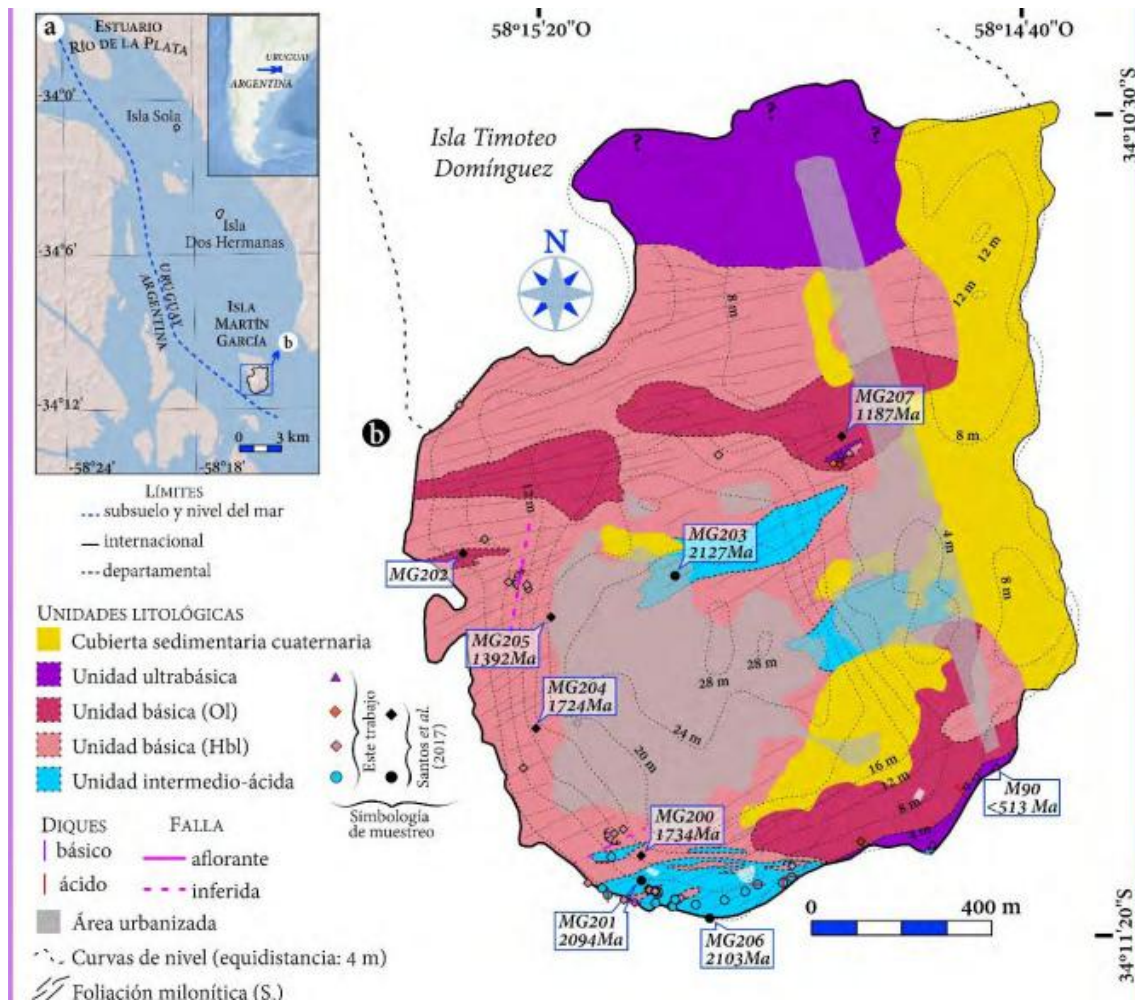


Figura 7.- Mapa geológico de la Isla Martín García de Benítez (2022)

Además, la geología de la isla revela la presencia de rocas metasedimentarias deformadas en condiciones de facies de anfibolita y alteraciones hidrotermales tardías. Estos hallazgos han llevado a sugerir una vinculación del basamento de la isla con procesos más amplios de acreción y retrabajo cortical en el margen del cratón (Benítez et al. 2019).

La diversidad geológica que ofrece la isla, el basamento precámbrico y los depósitos sedimentarios recientes del Pleistoceno y Holoceno, convierte a Martín García en una región de afloramientos claves para el estudio de la evolución cratónica y su interacción con procesos geomorfológicos modernos en el delta del Paraná y el estuario del Río de la Plata.

2.2.2 Sedimentos Pleistocénicos y Holocénicos

La Isla Martín García está cubierta por sedimentos cuaternarios de origen estuárico, depositados durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Estos depósitos, asociados a fluctuaciones climáticas del nivel del mar, corresponden a tres episodios paleoeustáticos: la Transgresión Interglacial, la Transgresión Interestadial (Pleistoceno tardío) y la Transgresión Postglacial (Holoceno) (Ravizza et al. 1987).

Ravizza (1982, 1984) clasificó estos sedimentos en cuatro unidades estratigráficas informales (A, B, C y D). La Unidad A incluye depósitos de las Transgresiones Interglacial e Interestadial, destacándose afloramientos de coquinas cementadas y sedimentos castaño claro con minerales como cuarzo, ágatas y metamorfitas. La Transgresión Interestadial aporta limos arenosos castaño-amarillentos con clastos de cuarzo y feldespatos, mostrando una transición hacia gravas con valvas de moluscos oligohalinos.

La Unidad B, la más prominente, está formada por limos y limos arenosos castaño a castaño-rojizo con concreciones de tosca radiciformes, indicando un origen continental y procesos prolongados de estabilización. Las Unidades C y D corresponden a depósitos más recientes del Holoceno.

Estos sedimentos reflejan la evolución paleoambiental de la isla, mostrando la interacción de ambientes estuáricos y continentales. Su análisis permite comprender las fluctuaciones climáticas y los procesos sedimentarios y geomorfológicos del Cuaternario en el Río de la Plata.

2.3 Isla Timoteo Domínguez

De acuerdo con Cavallotto et al. (2005), la isla se formó inicialmente como un banco subáqueo, producto de la acumulación de sedimentos transportados por los ríos Paraná y Uruguay. Este banco se consolidó y emergió gradualmente debido a la depositación continua de materiales sedimentarios finos, favorecida por las condiciones hidrodinámicas locales. La divergencia de los flujos principales en el área redujo la velocidad de las corrientes, promoviendo la acumulación de sedimentos finos y la expansión lateral del banco hasta convertirse en una planicie subaérea.

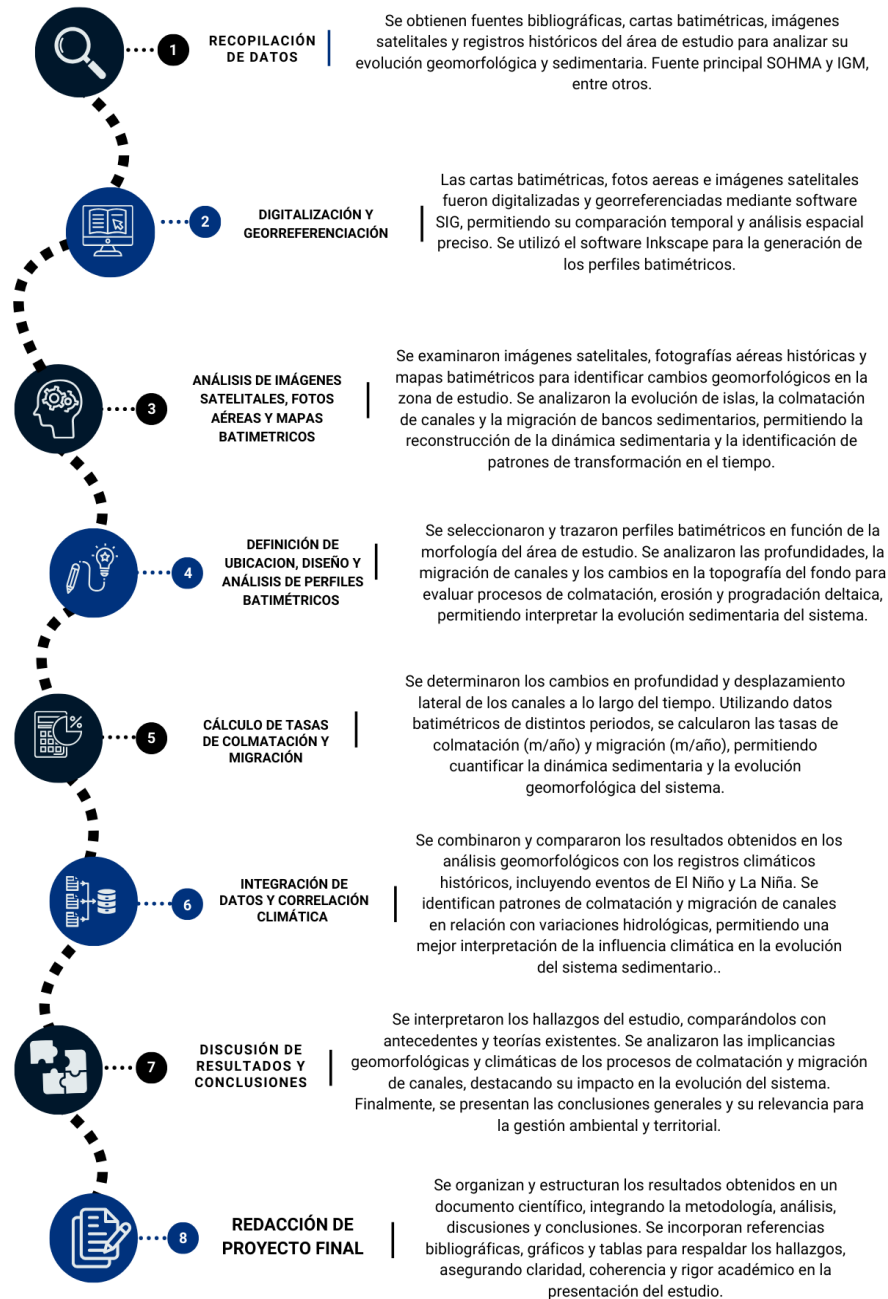
La evolución geomorfológica de la isla está marcada por procesos de colmatación y el desarrollo de planicies de marea y sus canales de marea asociados que redistribuyen los sedimentos y modelan activamente su morfología. Durante las últimas décadas, la isla ha experimentado un proceso de continentalización progresiva, caracterizado por la consolidación de su superficie y la expansión de marismas de agua dulce en áreas protegidas de las corrientes directas.

Cavallotto et al. (2005) subrayan que la configuración actual de la isla resulta de un equilibrio dinámico entre los aportes sedimentarios del delta del Paraná y las corrientes fluviales del río Uruguay. Este equilibrio ha facilitado la formación de una geoforma única en la región, con un crecimiento significativo hacia el norte y el oeste debido al adosamiento progresivo de bancos subácueos.

La evolución de la Isla Timoteo Domínguez no solo ilustra los procesos naturales inherentes a los sistemas deltaicos y estuarinos, sino también la influencia de factores climáticos y fluctuaciones del nivel del mar. Este caso destaca la capacidad de las dinámicas sedimentarias y fluviales para generar nuevos territorios, con importantes implicancias para la gestión ambiental, el manejo de recursos y la planificación territorial en esta región binacional estratégica.

3 Metodología

La metodología diseñada en este trabajo para la obtención de los objetivos planteados se sintetiza en el siguiente cuadro.



A continuación, se explicitan la secuencia de trabajos más relevantes desde el punto metodológico:

Recolección y análisis de información histórica y cartográfica: Se recopiló información geológica, geomorfológica y sedimentológica relevante, incluyendo cartas náuticas, imágenes satelitales y estudios previos, permitiendo reconstruir la evolución del área de estudio en los últimos 140 años.

Digitalización de documentos cartográficos: Se realizó la digitalización de cartas batimétricas y mapas históricos mediante software especializado, permitiendo la superposición y comparación de las diferentes configuraciones morfológicas a lo largo del tiempo.

Elaboración y análisis de perfiles batimétricos: Se trazaron y analizaron perfiles longitudinales y transversales a los canales principales para identificar tendencias en la colmatación y migración de los cursos de agua. También se realizaron dos perfiles que incluyeron al complejo Martín García-Timoteo Domínguez para identificar la evolución de crecimiento del complejo.

Cálculo de tasas de colmatación y progradación: A partir del análisis de los perfiles, se calcularon tasas de colmatación de los canales y la progradación de la Isla Timoteo Domínguez, cuantificando la magnitud de los cambios morfológicos observados.

Análisis de imágenes satelitales y mapas batimétricos: Se evaluó la evolución de bancos sedimentarios, planicies de marea y zonas de erosión en distintos períodos temporales, identificando tendencias de crecimiento y estabilización del sistema.

Correlación de la dinámica sedimentaria con eventos climáticos extremos: Se estableció una relación entre eventos como el avance del frente deltaico y la influencia de fenómenos de El Niño y La Niña con los procesos de colmatación y migración de los canales, evidenciando su impacto en la evolución geomorfológica del sistema.

Integración de datos para la discusión y elaboración de escenarios futuros: Se integraron los resultados obtenidos en cada etapa para proyectar posibles escenarios de evolución geomorfológica y sedimentaria en el área de estudio.

4 Resultados

4.1 Análisis de perfiles

En la definición de la ubicación de los perfiles batimétricos (Figura 8), se consideró la dirección de crecimiento de la isla Timoteo Domínguez en dos sentidos. El perfil A fue trazado con orientación norte-sur (N-S), mientras que el perfil B sigue una dirección noroeste-sureste (NW-SE), correspondiente a la principal dirección de progradación de la isla. Ambos perfiles se extendieron aproximadamente un kilómetro más allá en la columna de agua para analizar la evolución del Canal del Este y del Canal Buenos Aires, respectivamente.

En cuanto al Canal del Infierno, se diseñó y trazó una transecta longitudinal (Perfil C) con rumbo norte-noroeste a sur-sureste (NNO-SSE), acompañada por tres transectas transversales equidistantes (Perfil D, E y F) entre sí por 1 km. Esta disposición fue concebida para analizar la morfología del canal desde su porción más septentrional hasta su tramo más meridional.



Figura 8: Representación de transectas seleccionadas para realizar los perfiles batimétricos

4.1.1 Perfil A

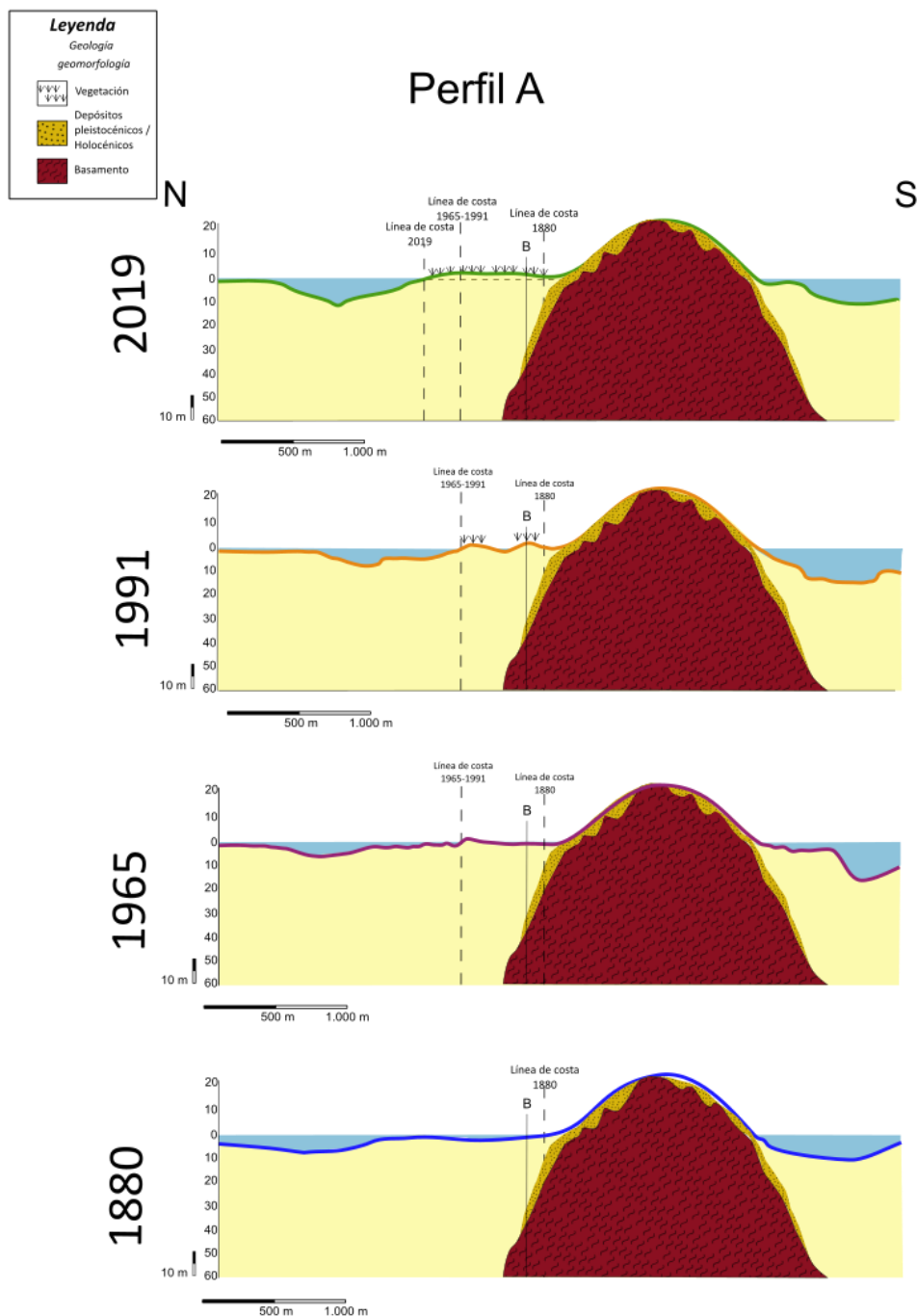


*Figura 9:
Evolución
del perfil
batimétrico
A para los
años 1880,
1965, 1991,
2019*

El Perfil A corresponde al sector adyacente al complejo insular Martín García–Timoteo Domínguez y permite analizar la evolución morfológica de los canales principales que lo bordean, en particular el Canal del Este (al N) y el Canal Buenos Aires (al S). Su posición estratégica con orientación N-S lo convierte en un indicador clave de los procesos de interacción entre el crecimiento insular y la reorganización de los flujos fluviales y mareales en el entorno inmediato.

El análisis de este perfil a lo largo del período 1880–2019 evidencia cambios significativos tanto en la geometría de los canales como en la profundidad del talweg, reflejando una dinámica caracterizada por migraciones laterales, formación de barras subacuáticas y variaciones en las tasas de colmatación y profundización. Estos cambios permiten reconocer la evolución conjunta entre la expansión del complejo insular y la configuración de los canales adyacentes.

T0 - 1880

En 1880 el Canal del Este presenta un trazado amplio, con un perfil transversal relativamente simétrico y márgenes bien definidos. El talweg alcanza una profundidad máxima de aproximadamente 5,7 m, sin evidencias de incisiones estrechas o asimetrías marcadas.

El Canal Buenos Aires muestra una mayor profundidad relativa, con valores máximos cercanos a 12 m, y un perfil transversal amplio, sin desarrollo evidente de barras subacuáticas adosadas a la isla.

T1 – 1880–1965

Durante este período se registran cambios significativos en la configuración del Canal del Este. El talweg migra hacia el sur aproximadamente 450 m, modificando su posición relativa respecto de la isla. La profundidad máxima alcanza los 7,3 m, lo que representa una profundización asociada a un proceso erosivo, con una tasa aproximada de $-0,02$ m/año.

Aunque la profundidad aumenta, el perfil transversal del talweg se vuelve más estrecho respecto a 1880, manteniendo en términos generales una morfología relativamente simétrica.

En este intervalo también se registra un importante avance de la línea de costa, con una migración hacia el norte de aproximadamente 700 m, lo que indica un crecimiento areal significativo del sector insular.

En el Canal Buenos Aires se observa la formación de una barra subacuática adosada a la isla, de aproximadamente 300 m de extensión, que desplaza el eje del canal hacia el sur unos 100 m. Paralelamente, el talweg profundiza hasta alcanzar 16 m, registrando una tasa de profundización cercana a $-0,05$ m/año.

T2 – 1965–1992

En este intervalo el Canal del Este experimenta un cambio en su tendencia morfológica. La profundidad máxima aumenta levemente hasta aproximadamente 8 m, manteniéndose relativamente estable respecto al período anterior, con una tasa cercana a $-0,03$ m/año.

Sin embargo, el rasgo más relevante es la modificación de la morfología transversal: el perfil del canal adquiere un carácter asimétrico, asociado al desarrollo de una barra subacuática adosada a la isla Timoteo Domínguez. Esta configuración indica una redistribución lateral del flujo y del material sedimentario dentro del canal.

Durante este período la línea de costa se mantiene estable respecto al importante avance registrado hasta 1965, y se observa una consolidación significativa de la isla, con estabilización de los márgenes.

En el Canal Buenos Aires se registra una leve colmatación, disminuyendo la profundidad máxima de 16 m a 15 m, lo que implica una tasa de colmatación de aproximadamente $0,01$ m/año. No se evidencian migraciones laterales significativas del eje principal del canal en este intervalo.

T3 – 1992–2019

Entre 1992 y 2019 el Canal del Este muestra una nueva fase de profundización, alcanzando una profundidad máxima de aproximadamente 10 m, con una tasa cercana a $-0,07$ m/año.

El perfil transversal recupera una configuración más simétrica, aunque se distingue una incisión más estrecha y concentrada en el sector más profundo del talweg, lo que indica una focalización del flujo en el eje central del canal.

La línea de costa permanece estable durante este período, manteniéndose la configuración insular alcanzada en etapas previas.

En el Canal Buenos Aires, en contraste, se registra una colmatación significativa, disminuyendo la profundidad máxima de 15 m a 11 m, con una tasa aproximada de 0,15 m/año, evidenciando un proceso de relleno más marcado que en el intervalo anterior.

Interpretación

La evolución del Perfil A evidencia un sistema morfodinámico complejo, caracterizado por la alternancia de fases de profundización asociadas a procesos erosivos y etapas de colmatación vinculadas a la redistribución y acumulación sedimentaria en el entorno insular.

1880–1965

Durante este período el Canal del Este experimentó una fase dominante de profundización, acompañada por una migración lateral hacia el sur de aproximadamente 450 m. La incisión del talweg y el estrechamiento progresivo del perfil transversal sugieren una concentración del flujo en el eje principal del canal, lo que habría favorecido procesos erosivos sostenidos.

Este comportamiento puede vincularse con una fase de mayor energía hidrodinámica en el sector, probablemente asociada a una configuración más activa del frente deltaico y a una menor interferencia por acumulaciones laterales consolidadas.

En el mismo intervalo, el Canal Buenos Aires también registró una profundización significativa, alcanzando valores máximos de 16 m. La formación de barras subacuáticas adosadas a la isla

habría inducido un desplazamiento del eje del canal y una reorganización del flujo, favoreciendo procesos de erosión localizada y aumento de la profundidad.

En conjunto, este período refleja un dominio relativo de la dinámica erosiva en ambos canales.

1965–1992

A partir de 1965 se observa una reorganización del sistema. En el Canal del Este, si bien la profundidad máxima muestra una leve tendencia a la profundización, el rasgo más significativo es el desarrollo de una morfología asimétrica al adosarse las barras subacuáticas a la isla Timoteo Domínguez. Esta configuración indica una redistribución lateral del flujo y una creciente influencia de procesos de acumulación en los márgenes.

En contraste, el Canal Buenos Aires experimentó una colmatación moderada, con una reducción de la profundidad máxima de 16 m a 15 m. Este cambio señala una disminución relativa de la energía erosiva y una mayor participación de los aportes sedimentarios en la configuración del fondo.

El período 1965–1992 puede interpretarse como una fase de transición, en la cual comienzan a ganar importancia los procesos de acumulación y estabilización morfológica vinculados al crecimiento y consolidación de la isla.

1992–2019

Entre 1992 y 2019 el comportamiento de los canales diverge. El Canal del Este ingresa en una nueva fase de profundización, alcanzando aproximadamente 10 m de profundidad máxima y desarrollando una incisión más estrecha y concentrada en el talweg. Este patrón sugiere una focalización del flujo y un ajuste morfológico interno del canal, sin cambios significativos en la posición de la línea de costa.

En contraste, el Canal Buenos Aires experimenta una colmatación significativa, con una reducción de la profundidad máxima de 15 m a 11 m. Este proceso indica un predominio de la acumulación sedimentaria sobre la erosión, posiblemente vinculado a la consolidación del frente insular y a la redistribución del flujo principal hacia otros sectores.

En términos generales, esta etapa refleja una creciente heterogeneidad espacial en la dinámica del sistema, con coexistencia de procesos erosivos localizados y relleno sedimentario en sectores adyacentes. El comportamiento conjunto sugiere una progresiva estabilización morfológica del entorno insular, aunque con ajustes internos del talweg que mantienen la dinámica activa en el eje del canal.

Tabla 1. Tasa de progradación costera para el Perfil A en la costa Norte

PERFIL A			
Período	Años transcurridos	Avance (m)	Tasa de progradación (m/año)
1880-1965	85	500	5.88
1965-1991	26	0	0
1991-2019	28	250	8.92

Fuente: Elaboración propia en base a perfiles batimétricos históricos (1880, 1965, 1991, 2019).

Descripción

En la Tabla 1 se observa la tasa de progradación costera medida en la costa norte del complejo MG-TD, la cual muestra dos fases bien diferenciadas. Entre 1880 y 1965, se registró un avance de 500 metros en un período de 85 años, con una tasa de progradación de 5,88 m/año. En el segundo período, entre 1965 y 1991, no se registró un avance significativo en la línea de costa, reflejando un estancamiento morfológico. Finalmente, entre 1991 y 2019, se observó un avance de 250 metros, con una tasa de 8,92 m/año.

Interpretación

La evolución observada en el perfil A evidencia un patrón de progradación costera inicialmente sostenido, seguido por un período de estabilidad o estancamiento, y posteriormente una nueva

fase de avance. Estos cambios reflejan la alternancia entre períodos de mayor energía fluvial y sedimentaria, como los asociados a eventos climáticos extremos, y períodos de estabilidad en la dinámica sedimentaria.

El análisis de los perfiles correspondientes al Canal del Este (A norte) y al Canal Buenos Aires (A sur) evidencia una evolución morfodinámica no lineal, caracterizada por la alternancia entre fases de profundización asociadas a procesos erosivos y etapas de colmatación vinculadas a la redistribución sedimentaria en el entorno insular.

Durante el período **1880–1965**, ambos canales registraron una fase dominante de **profundización**. En el Canal del Este la profundidad máxima aumentó de 5,7 m a 7,3 m ($\approx -0,02$ m/año), mientras que en el Canal Buenos Aires la profundización fue más marcada, pasando de 12 m a 16 m ($\approx -0,05$ m/año). Este comportamiento indica un predominio de procesos erosivos y una mayor eficiencia del flujo en la incisión del talweg, en un contexto de menor interferencia por acumulaciones laterales consolidadas.

Entre **1965 y 1992** se observa una divergencia en el comportamiento de ambos canales. El Canal del Este continuó profundizándose levemente (7,3 m a 8 m), aunque con modificaciones en su morfología transversal asociadas a la adosación de barras subacuáticas a la isla. En contraste, el Canal Buenos Aires experimentó una **colmatación moderada**, reduciendo su profundidad máxima de 16 m a 15 m ($\approx 0,01$ m/año). Este cambio señala una disminución relativa de la energía erosiva en el sector sur y una mayor influencia de los aportes sedimentarios en la configuración del fondo.

En el intervalo **1992–2019**, la dinámica vuelve a diferenciarse entre ambos canales. El Canal del Este ingresó en una nueva fase de **profundización significativa**, alcanzando 10 m de profundidad máxima ($\approx -0,07$ m/año), con una incisión más estrecha y concentrada en el eje del talweg. Por el contrario, el Canal Buenos Aires registró una **colmatación marcada**, disminuyendo de 15 m a 11 m ($\approx 0,15$ m/año), evidenciando un predominio claro de procesos de relleno sedimentario.

En conjunto, los resultados muestran que no existe una tendencia uniforme hacia la colmatación progresiva de ambos canales, sino una evolución diferenciada y alternante. Mientras el Canal Buenos Aires presenta una tendencia general hacia la reducción de profundidad en las últimas décadas, el Canal del Este mantiene una dinámica activa con episodios recurrentes de profundización.

Esta evolución refleja la interacción compleja entre procesos fluviales, redistribución sedimentaria asociada al avance y consolidación insular, y ajustes hidrodinámicos locales. El Perfil A pone de manifiesto que la configuración actual del complejo insular no responde a un simple esquema de colmatación progresiva, sino a un sistema dinámico en el que coexisten incisión localizada, migración lateral y acumulación sedimentaria diferencial.

4.1.2 Perfil B

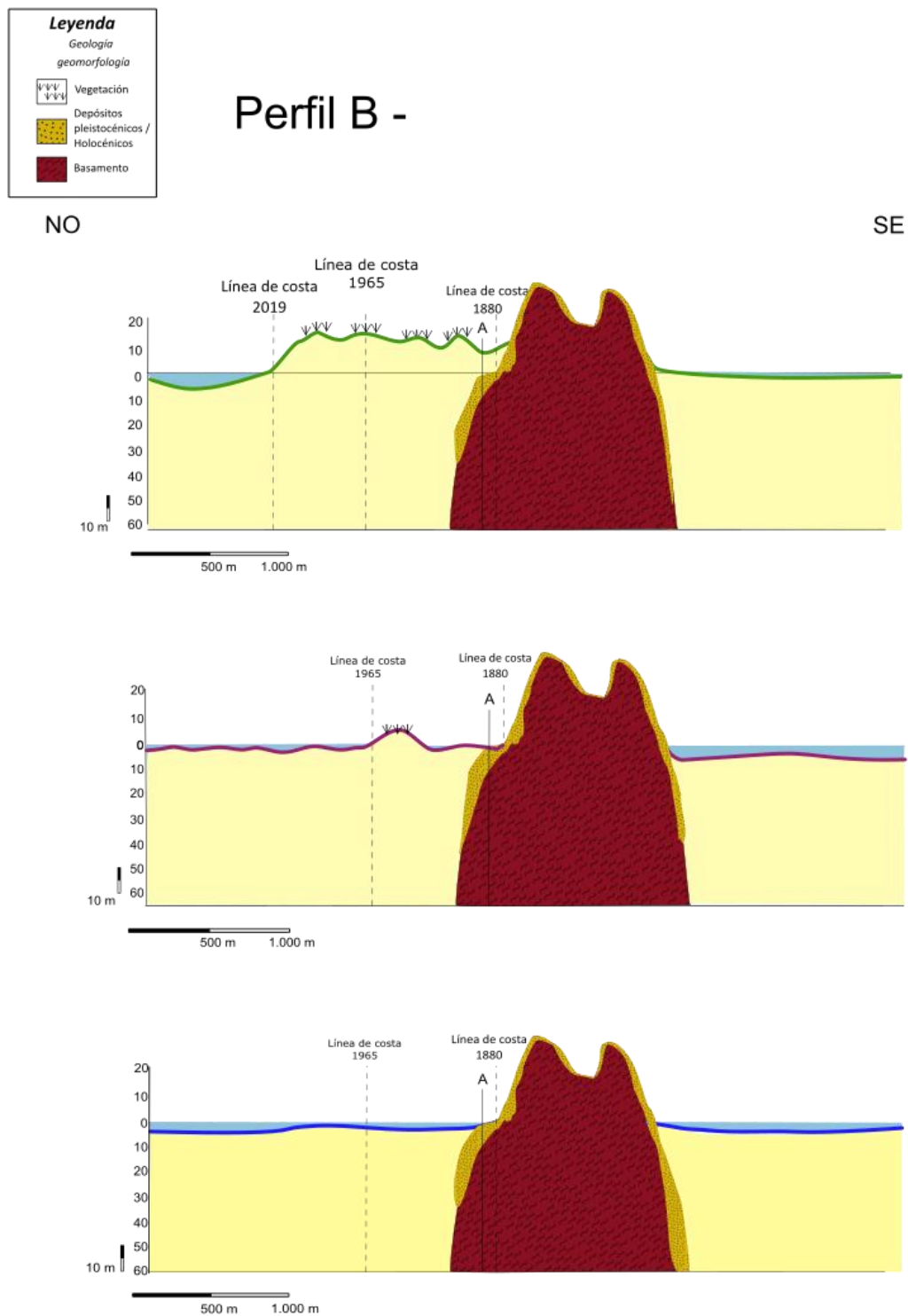


Figura 10: Evolución del perfil batimétrico B para los años 1880, 1965 y 2019.

El Perfil B, ilustrado en la Figura 10, comprende una transecta con orientación NW-SE, diseñada para analizar la dirección de agradación y expansión de las islas Martín García y Timoteo Domínguez. Este perfil es fundamental para entender los procesos de colmatación, adosamiento de bancos y la estabilización geomorfológica del sistema deltaico a lo largo del tiempo. A continuación, se presenta su análisis dividido en descripción e interpretación.

Descripción

T0 – 1880

En 1880 el sistema presenta una configuración claramente canalizada y bien definida.

En el sector NO se distingue el Canal del Este, con una extensión aproximada de 900 m y una profundidad máxima cercana a 2 m, desarrollándose paralelo a la línea de costa. Adosado a la isla se observa un canal de marea de aproximadamente 600 m de extensión, separado del canal principal por una barra subacuática de alrededor de 500 m, cuya cúspide alcanza cotas próximas a -0,6 m.

La morfología transversal muestra un talweg bien definido, con márgenes relativamente simples y una clara diferenciación entre el canal principal y el canal mareal.

En el sector SE, el margen aparece estabilizado y con morfología poco compleja; la depresión máxima no supera los 6 m, sin desarrollo significativo de barras extensas ni subdivisión del flujo.

T1 – 1880–1965

Durante este período el sistema experimenta una reorganización morfológica progresiva.

La profundidad máxima del Canal del Este disminuye de aproximadamente 2 m a 1,5 m, evidenciando una colmatación moderada del talweg. Paralelamente, el canal pierde continuidad longitudinal y tiende a reorganizarse en cauces más estrechos y subparalelos ($\approx$ 30–40 m de ancho).

Sobre el antiguo eje principal comienza a desarrollarse una planicie somera, en la que se organizan canales subparalelos poco profundos (≈ 1 m), característicos del drenaje mareal.

Se observa el adosamiento de bancos hacia el NO, y un canal mareal que separa la isla de la nueva planicie emergente, indicando una expansión lateral del sistema insular.

En el sector SE, se inicia el desarrollo de una barra subacuática extensa, con cotas próximas a $-1,5$ m, marcando una mayor complejización morfológica respecto a 1880.

Durante este intervalo se registra además un importante avance de la línea de costa ($\approx +750$ m entre 1945 y 1965), reflejando un crecimiento areal significativo del sector.

T2 – 1965–2019

Entre 1965 y 2019 continúa la tendencia hacia la somerización progresiva del canal principal, cuya profundidad máxima disminuye de aproximadamente $1,5$ m a 1 m.

La morfología transversal pasa a estar dominada por planicies subaéreas consolidadas y superficies intermareales, con desarrollo de una red de canales mareales someros bien organizados. El relieve batimétrico se suaviza, reduciéndose el contraste entre el antiguo talweg y las áreas adyacentes.

El canal mareal que separaba la isla de la planicie emergente pierde expresión batimétrica y el sistema adquiere una configuración más integrada, con predominio de superficies someras y escasa incisión profunda.

La línea de costa continúa su progradación, aunque a una tasa menor que en el período anterior ($\approx +600$ m entre 1965 y 2019), consolidando un régimen morfológico caracterizado por estabilidad relativa y expansión de marismas de agua dulce en el sector NO.

Interpretación

La evolución del Perfil B refleja una transición progresiva desde un sistema canalizado relativamente definido hacia una configuración dominada por planicies someras y drenaje mareal, evidenciando una pérdida gradual de incisión del talweg y un predominio creciente de procesos de acumulación sedimentaria.

1880–1965: Inicio de la somerización y reorganización morfológica

Durante este período el Canal del Este experimentó una colmatación moderada, reduciendo su profundidad máxima de aproximadamente 2 m a 1,5 m. Si bien la variación batimétrica es relativamente baja en términos absolutos, marca el inicio de una tendencia sostenida hacia la somerización del canal.

La fragmentación del cauce principal en canales más estrechos y subparalelos, junto con la emergencia progresiva de planicies someras, indica una disminución relativa de la energía del flujo concentrado en el talweg. Este proceso favoreció la redistribución lateral de sedimentos y la expansión de superficies intermareales.

El importante avance de la línea de costa registrado en este intervalo sugiere que el crecimiento areal del sistema insular contribuyó a modificar el patrón de circulación local, reduciendo la eficiencia erosiva del canal principal y favoreciendo condiciones propicias para la acumulación.

En conjunto, el período 1880–1965 representa una fase de transición desde un canal relativamente definido hacia un sistema progresivamente más somero y complejo.

1965–2019: Consolidación de planicies y dominio mareal

Entre 1965 y 2019 la tendencia hacia la colmatación se acentúa, aunque con una tasa menor que en la etapa anterior, disminuyendo la profundidad máxima del canal de 1,5 m a aproximadamente 1 m.

La morfología pasa a estar dominada por planicies subaéreas consolidadas y una red de canales mareales someros bien desarrollada. La reducción del contraste batimétrico y la suavización del relieve indican una pérdida progresiva de incisión y una menor capacidad del flujo para mantener un talweg profundo.

La continuidad de la progradación costera, aunque a una tasa más baja que en el intervalo previo, consolida el carácter somero del sistema y refuerza la integración morfológica entre la isla y las planicies adyacentes.

Este período refleja la consolidación de un régimen mixto con fuerte influencia mareal, en el cual la dinámica de drenaje superficial y la acumulación sedimentaria superan claramente a los procesos erosivos concentrados.

Síntesis evolutiva

En términos generales, el Perfil B muestra una **evolución hacia la pérdida progresiva de incisión del canal principal**, con una reducción total de aproximadamente 1 m en la profundidad máxima del talweg entre 1880 y 2019.

El sistema transiciona desde un esquema dominado por un canal relativamente definido a fines del siglo XIX, hacia una configuración dominada por planicies someras y drenaje mareal organizado. Esta evolución evidencia un desplazamiento desde condiciones de mayor concentración del flujo hacia un sistema más distribuido, somero y morfológicamente integrado al crecimiento del complejo insular.

Tabla 2. Tasa de progradación costera para el Perfil B

PERFIL B			
Período	Años transcurridos	Avance (m)	Tasa de progradación (m/año)
1880-1965	85	750	8.82
1965-2019	54	600	11.11

Fuente: Elaboración propia en base a perfiles batimétricos históricos (1880, 1965, 2019).

Descripción

La evolución costera en el Perfil B muestra un avance progresivo y sostenido. Entre 1880 y 1965, la línea de costa avanzó 750 m en 85 años, con una tasa de progradación de 8,82 m/año. Posteriormente, entre 1965 y 2019, la costa avanzó 600 m adicionales, con una tasa de progradación de 11,11 m/año, evidenciando una aceleración en el proceso.

Interpretación

El comportamiento en la costa noroeste muestra una progradación constante y acelerada, particularmente a partir de 1965. Este patrón sugiere un proceso de adosamiento y consolidación sedimentaria asociado a la dinámica del delta del Paraná y la colmatación progresiva del sistema, favorecida por los aportes sedimentarios y las condiciones hidrodinámicas locales.

En resumen, el Perfil B refleja cómo los procesos de colmatación y adosamiento han transformado un sistema fluvial activo en un ambiente más estable y dominado por deposición sedimentaria. Este proceso, caracterizado por una tasa promedio de colmatación de 0,058 m/año, y una tasa de progradación desde 1965 a la actualidad de 11,11 m/año, lo que se ve reflejado en la expansión lateral y vertical del sistema deltaico, consolidando la región como un ambiente equilibrado y dinámico.

4.1.3 Perfil C

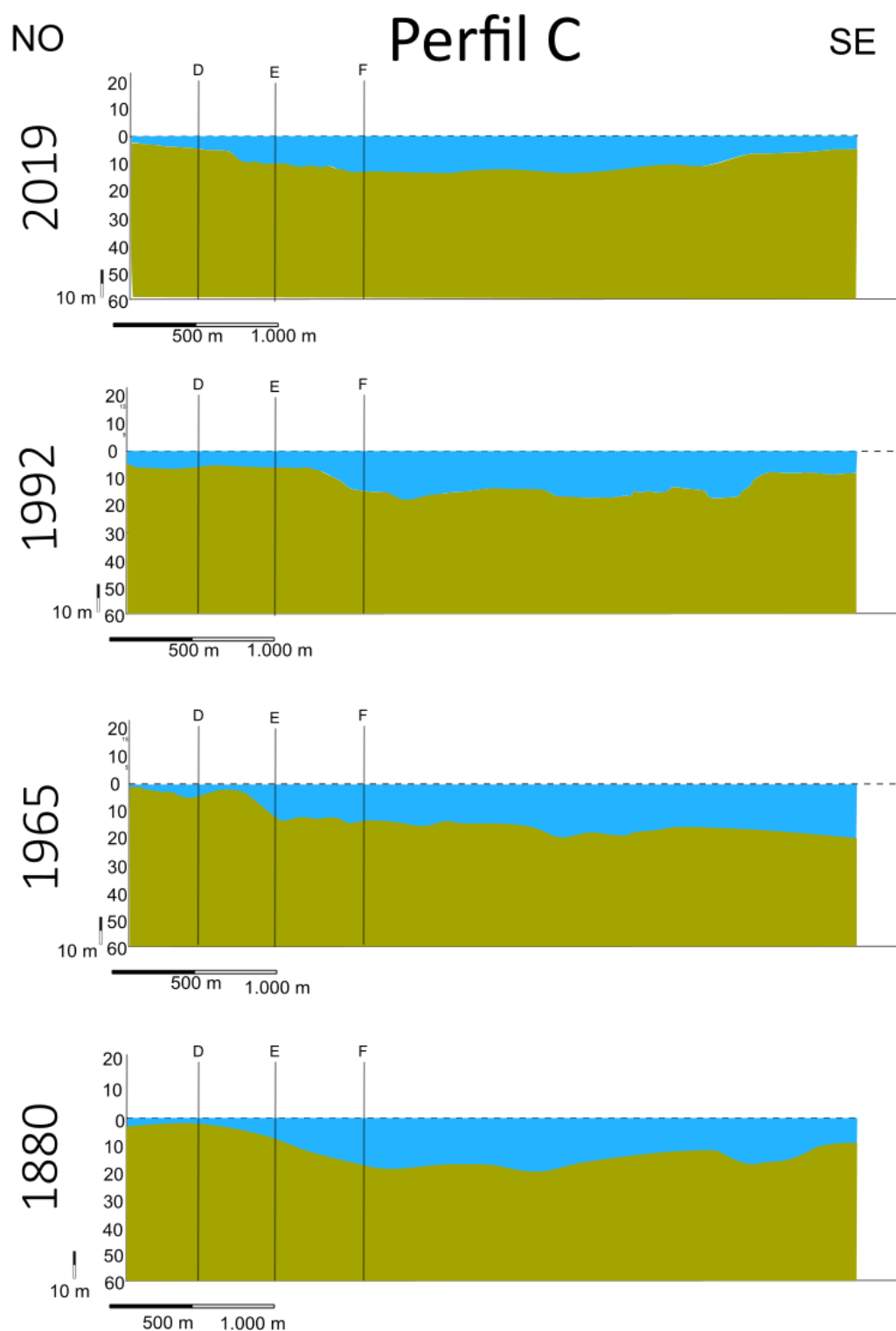


Figura 11: Evolución del perfil batimétrico B para los años 1880, 1965 y 2019.

El Perfil C, con orientación NO-SE, proporciona un análisis longitudinal del Canal del Infierno (Figura 11), permitiendo observar los procesos de sedimentación, erosión y migración que han moldeado la dinámica fluvial y deltaica en esta región durante 139 años. Este perfil es clave para entender las transformaciones geomorfológicas y sedimentarias del sistema.

Descripción

T0 – 1880

En 1880 el canal presenta una morfología irregular, con un relieve contrastado y presencia de bancos subácueos hacia el NO.

Las profundidades máximas del talweg oscilan entre 15 y 18 m, mientras que en los sectores marginales se desarrollan bancos que reducen la profundidad a valores cercanos a 2–5 m, especialmente hacia el margen NO.

El perfil transversal muestra una incisión amplia, con taludes relativamente suaves pero heterogéneos, y variaciones locales en el fondo que reflejan un sistema aún no completamente estabilizado en su sección transversal.

T1 – 1880–1965

Durante este período el canal experimenta una reorganización morfológica con predominio de profundización y ensanchamiento del talweg central.

Las profundidades máximas se mantienen dentro del rango 15–18 m, pero el relieve se vuelve más continuo y menos irregular respecto a 1880. Parte de los bancos subácueos identificados en el período anterior se reducen o son reconfigurados, generando un corredor más definido.

El talud NO se torna más abrupto, evidenciando una mayor diferenciación entre el eje profundo y las áreas marginales. El perfil transversal adquiere una geometría más organizada, con una incisión central más clara y menor irregularidad en el fondo.

T2 – 1965–1992

Entre 1965 y 1992 se observa una modificación significativa en la configuración del canal.

Se desarrolla un banco subáqueo prominente hacia el NO, lo que incrementa la pendiente del talud en ese sector y acentúa la asimetría transversal. Simultáneamente, el eje principal del canal mantiene profundidades máximas cercanas a 17–18 m, con una ligera reducción respecto al período anterior.

La morfología general se simplifica progresivamente, disminuyendo la rugosidad del fondo y tendiendo hacia una sección más homogénea. El contraste entre el eje profundo y los márgenes continúa siendo marcado, aunque con menor variabilidad local que en 1880.

T3 – 1992–2019

En el período más reciente se registra una leve profundización del talweg, alcanzando valores máximos cercanos a 19 m.

El perfil transversal se presenta más estable y homogéneo que en los períodos previos. El banco subáqueo del margen NO mantiene su expresión morfológica, aunque con menor contraste relativo respecto al eje profundo.

La sección del canal muestra una incisión central bien definida, con taludes relativamente regulares y menor irregularidad en el fondo. En conjunto, el sistema adquiere una configuración más organizada y estable en comparación con las etapas anteriores.

Interpretación

1880: Canal profundamente inciso y morfología contrastada

En 1880 el canal presenta una configuración de fuerte contraste morfológico, con profundidades máximas del orden de 15–18 m y desarrollo de bancos subáqueos someros hacia el NO que reducen localmente la profundidad a valores cercanos a 2–5 m.

Esta marcada diferencia altimétrica evidencia un sistema con elevada capacidad de excavación en el eje principal y, simultáneamente, intensa redistribución lateral de sedimentos. La coexistencia de incisión profunda y bancos marginales indica un régimen energético capaz de mantener un talweg bien desarrollado mientras se acumulan sedimentos en sectores de menor velocidad.

1880–1965: Fase de profundización y regularización del talweg

Durante este período predomina una dinámica de profundización y organización del canal. Si bien las profundidades máximas se mantienen dentro del rango 15–18 m, el perfil transversal se vuelve más regular y el talweg adquiere mayor continuidad longitudinal.

El banco del margen NO se reconfigura y el talud se torna más abrupto, consolidando un corredor más definido y menos irregular que en 1880. Esta etapa refleja una mayor eficiencia del flujo en la excavación y mantenimiento del eje principal, con reducción de la rugosidad del fondo.

El sistema evoluciona así hacia una sección más estructurada, donde la incisión central se vuelve el rasgo dominante.

1965–1992: Fase de colmatación moderada y acentuación de la asimetría

Entre 1965 y 1992 se registra una leve colmatación del talweg, con profundidades máximas que disminuyen de aproximadamente 18 m a 17 m. Aunque la variación es acotada, marca un cambio respecto al período anterior.

En esta etapa se desarrolla un banco subacuático prominente hacia el NO, que incrementa la asimetría transversal y suaviza parcialmente el contraste batimétrico. La sección tiende a homogeneizarse, con reducción de las irregularidades profundas observadas previamente.

El sistema muestra así un predominio relativo de los procesos de acumulación sobre la incisión, aunque sin pérdida significativa del carácter profundo del canal.

1992–2019: Reactivación erosiva leve y estabilización morfológica

En el período más reciente se observa una nueva profundización del talweg, alcanzando valores cercanos a 19 m. Esta incisión es moderada pero suficiente para reestablecer un mayor contraste entre el eje profundo y los márgenes.

La morfología general se presenta más homogénea y estable que en etapas previas. El banco del margen NO persiste, aunque con menor irregularidad, y el canal mantiene una sección transversal bien definida.

El sistema evidencia así un ajuste morfológico interno, donde pulsos erosivos leves compensan parcialmente la acumulación anterior.

Síntesis evolutiva del canal (Perfil C)

El Perfil C no muestra una tendencia lineal hacia la colmatación progresiva, sino una dinámica alternante caracterizada por:

- Una etapa inicial (1880) de fuerte contraste morfológico.
- Una fase de profundización y consolidación del talweg (1880–1965).
- Un período de colmatación moderada y redistribución sedimentaria (1965–1992).
- Una reactivación erosiva leve con estabilización del perfil (1992–2019).

En conjunto, la secuencia revela un canal con alta capacidad de ajuste interno, donde los procesos de incisión y acumulación se alternan sin que ninguno domine de manera permanente. El Canal del Infierno, en este sector, mantiene su carácter profundo y activo, mostrando un equilibrio dinámico en el que la excavación del talweg y la formación de bancos marginales coexisten como parte de la evolución natural del sistema deltaico-estuarino.

4.1.4 Perfil D

OSO

Perfil D

ENE

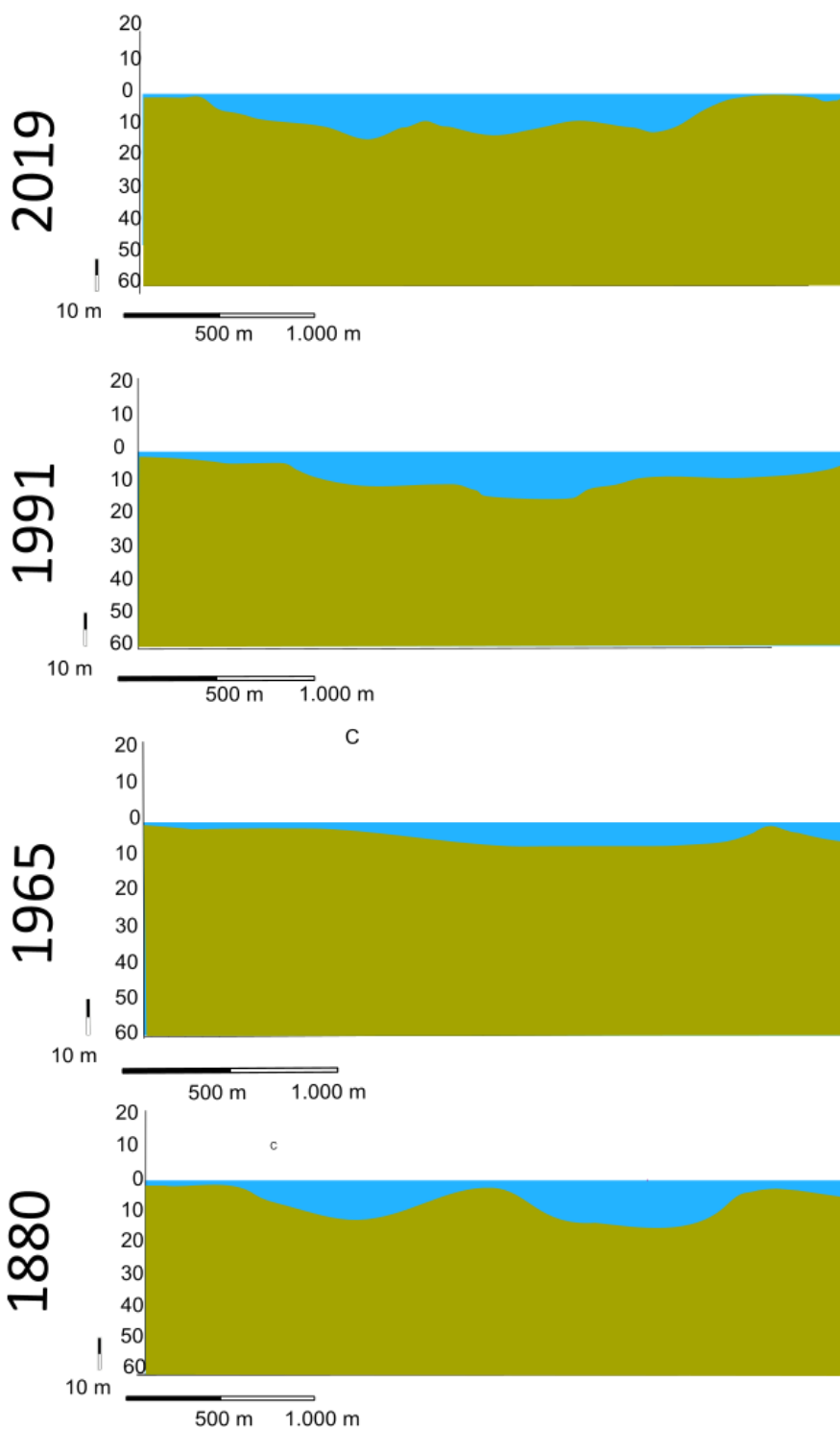


Figura 12: Evolución de perfil batimétrico transversal al canal del infierno, denominado perfil D. Ilustra las batimetrías para los años 1880, 1965, 1992, 2019

El Perfil D (Figura 12), con orientación OSO-ENE, analiza la evolución geomorfológica del canal principal del sistema del Canal del Infierno, evidenciando cambios significativos en su dinámica fluvial y sedimentaria a lo largo de tres períodos clave.

Descripción

T0 – 1880

En 1880 el perfil transversal presenta una morfología compleja, caracterizada por **dos barras subacuáticas** con crestas que alcanzan aproximadamente **3 m de profundidad**, separando **dos cauces bien definidos y relativamente simétricos**.

El canal principal registra profundidades máximas cercanas a **13 m**, desarrollándose a lo largo de un corredor amplio (≈ 1.000 m). Los taludes muestran pendientes suaves, sin transiciones abruptas hacia los sectores marginales, configurando un sistema activo con relieve contrastado pero lateralmente equilibrado.

T1 – 1880–1965

Entre 1880 y 1965 el canal experimenta una **colmatación moderada**, reduciendo su profundidad máxima de **13 m a 9 m**, con una tasa aproximada de **0,05 m/año**.

Desde el punto de vista morfológico, el perfil se simplifica: de las dos barras subacuáticas iniciales persiste una sola, cuya cresta se eleva hasta aproximadamente **1,5 m de profundidad**. El canal adopta una sección más amplia y levemente asimétrica.

El margen occidental, asociado al complejo insular, presenta una pendiente más suave, mientras que el margen oriental muestra un talud relativamente más abrupto coincidente con la localización de la barra subacuática remanente. El relieve general se vuelve menos contrastado que en 1880.

T2 – 1965–1992

Durante este período se produce una **reactivación erosiva**, con profundización del talweg desde **9 m hasta aproximadamente 14 m**, a una tasa cercana a **–0,06 m/año**.

El perfil transversal adquiere una configuración más organizada y relativamente simétrica. Se desarrolla un **corredor central amplio**, de aproximadamente **500 m de extensión**, con continuidad longitudinal del eje profundo.

Las barras subacuáticas pierden prominencia respecto al período anterior y los taludes se tornan más abruptos, especialmente hacia el margen oriental. El contraste batimétrico aumenta, configurando una sección más excavada y definida.

T3 – 1992–2019

Entre 1992 y 2019 se registra una **colmatación leve**, reduciendo la profundidad máxima de **14 m a 12 m**, con una tasa aproximada de **0,02 m/año**.

El lecho adquiere una morfología más irregular respecto a 1992. Se distinguen nuevamente **dos barras subacuáticas**, cuyas crestas alcanzan profundidades cercanas a **8 m**, generando mayor heterogeneidad transversal.

El contraste entre el eje profundo y los márgenes disminuye ligeramente, y el perfil pierde parte de la simetría marcada en 1992. La sección transversal presenta una distribución más compleja de relieves subacuáticos, con alternancia de zonas profundas y someras.

Interpretación

El Perfil D, ubicado en el sector más septentrional del área de estudio, muestra una evolución marcada por alternancia entre fases de **colmatación y profundización**, junto con cambios en la geometría transversal (simplificación del relieve subacuático, luego reexcavación del talweg y, finalmente, reaparición de barras subacuáticas). Esta secuencia sugiere un sistema altamente sensible a cambios en el balance entre energía hidrodinámica y disponibilidad sedimentaria.

1880–1965: Colmatación moderada y simplificación del relieve subacuático

Entre 1880 y 1965 el canal registra una reducción de la profundidad máxima de 13 m a 9 m ($\approx 0,05$ m/año), acompañada por una transformación morfológica desde un sistema con dos barras subacuáticas y dos cauces bien definidos hacia una sección más simple, con una sola barra subacuática dominante.

Este patrón es consistente con un escenario en el que la **acumulación sedimentaria** supera la capacidad del flujo para mantener dos corredores profundos activos. La persistencia de una única barra subacuática y la mayor suavidad del margen occidental sugieren una redistribución del flujo hacia un eje principal más concentrado, mientras que sectores periféricos pasan a comportarse como áreas de menor energía, favorables para la agradación.

1965–1992: Reactivación erosiva y profundización del talweg

En el intervalo 1965–1992 se observa un cambio neto de tendencia: la profundidad máxima aumenta de 9 m a 14 m ($\approx -0,06$ m/año), lo que indica una fase de **profundización asociada a procesos erosivos**.

La morfología acompaña esta dinámica: disminuye la prominencia de las barras subacuáticas y se establece un corredor central más amplio y continuo. Esto sugiere un incremento de la eficiencia hidráulica en el eje del canal, con mayor concentración de flujo y capacidad de excavación.

Dado que este período coincide temporalmente con la reorganización y consolidación del complejo insular en sectores próximos, es probable que la redistribución del caudal y de los ejes de corriente haya favorecido una reexcavación local del canal en este tramo norte.

1992–2019: Colmatación leve y reaparición de barras subacuáticas

Desde 1992 hasta 2019 el canal registra una disminución de la profundidad máxima de 14 m a 12 m ($\approx 0,02$ m/año), indicando una fase de **colmatación leve**.

A diferencia del período 1880–1965, esta etapa no se caracteriza por una simplificación marcada, sino por un aumento de la irregularidad del lecho y la reaparición de dos barras subacuáticas. Esto sugiere que la dinámica reciente se encuentra dominada por **redistribución sedimentaria interna**, con acumulación localizada en barras y ajustes morfológicos que tienden a reducir parcialmente la incisión generada en el período anterior.

En este contexto, el sistema parece operar con pulsos de energía suficientes para mantener un talweg activo, pero con aportes sedimentarios capaces de reorganizar el relieve subacuático y promover la formación de barras.

Síntesis evolutiva del canal (Perfil D)

El Perfil D muestra una secuencia evolutiva clara:

1. **Colmatación y simplificación** del sistema entre 1880 y 1965, con reducción de la profundidad máxima y pérdida de un corredor profundo secundario.
2. **Profundización** entre 1965 y 1992, con reexcavación del talweg y consolidación de un canal más continuo.
3. **Colmatación leve** entre 1992 y 2019, acompañada por reaparición de barras subacuáticas e incremento de la heterogeneidad del lecho.

En conjunto, el canal no evoluciona hacia un estado de colmatación continua, sino hacia un **equilibrio dinámico oscilante**, en el que la profundidad del talweg responde a cambios en el balance entre capacidad erosiva del flujo y disponibilidad de sedimentos. Esta alternancia sugiere que el tramo norte del Canal del Infierno funciona como un sector de ajuste morfológico, donde la incisión y la formación de barras subacuáticas se suceden como respuestas a reorganizaciones hidrodinámicas y sedimentarias del sistema.

4.1.5 Perfil E

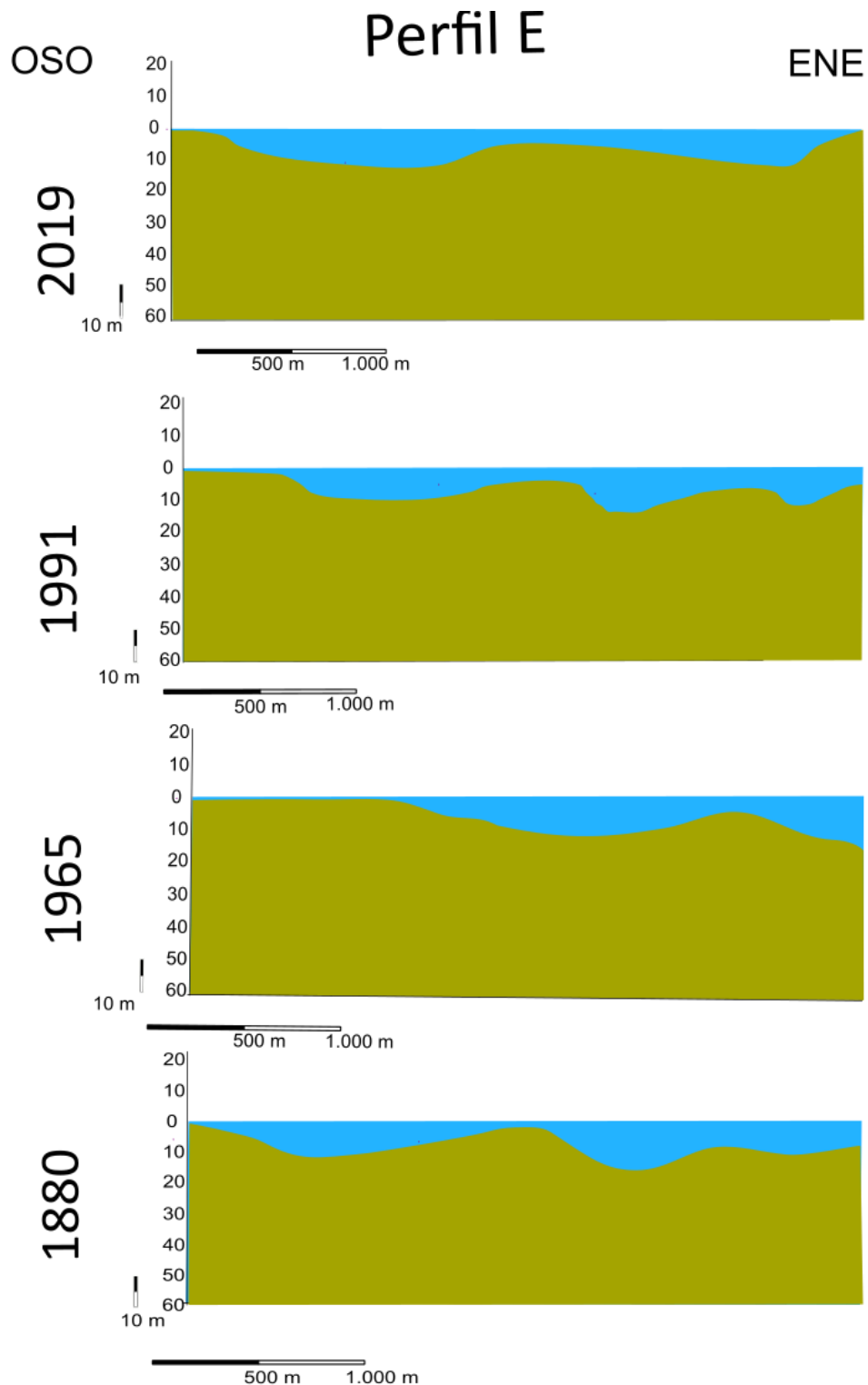


Figura 13: Evolución de perfil batimétrico transversal al canal del infierno, denominado perfil E. Ilustra las batimetrías para los años 1880, 1965, 1992, 2019

El Perfil E (orientación OSO–ENE) corresponde a un tramo medio del Canal del Infierno, donde confluyen influencias del flujo asociado al Canal del Este y del eje principal vinculado al Río Uruguay. Se trata de un sector particularmente dinámico, caracterizado por la alternancia de corredores profundos y barras subacuáticas que dividen los flujos internos del canal.

El análisis de su evolución permite reconocer cambios en la profundidad máxima del talweg, reorganización lateral de los flujos y variaciones en la extensión de planicies asociadas al complejo insular.

Descripción

T0 – 1880

En 1880 el lecho se encuentra claramente dividido en **dos flujos principales separados por una barra subacuática prominente**, seguida hacia el ENE por una segunda barra subacuática de menor desarrollo.

El canal interno, ubicado hacia el OSO y contiguo al complejo insular, presenta un perfil asimétrico:

- una pendiente más suave hacia el margen asociado al complejo insular,
- y un talud más abrupto hacia la barra subacuática central.

Este subcanal alcanza una profundidad máxima cercana a **11 m**.

La barra subacuática principal presenta una cresta que asciende hasta aproximadamente **1,5 m de profundidad**, separando este flujo del canal central, que muestra una morfología más simétrica y profundidades máximas de hasta **15 m**.

Hacia el ENE se distingue una segunda barra subacuática menor, seguida por una estructura canaliforme más somera, con profundidades cercanas a **9 m**.

La profundidad máxima general del perfil alcanza aproximadamente **15 m**.

T1 – 1880–1965

Entre 1880 y 1965 se registra una **colmatación leve**, con reducción de la profundidad máxima de **15 m a 14 m** ($\approx 0,01$ m/año).

Morfológicamente, se desarrolla hacia el OSO una **extensa planicie contigua al complejo insular**, más amplia que en 1880.

El perfil presenta **dos canales amplios y relativamente simétricos**, separados por una barra subacuática cuya cresta asciende hasta aproximadamente **4,5 m de profundidad**.

El canal asociado al flujo del Canal del Este alcanza profundidades máximas cercanas a **10,5 m**, mientras que el canal vinculado al flujo del Río Uruguay (con dirección predominante N–S) alcanza profundidades de hasta **15 m**.

La sección transversal se caracteriza por una geometría más ordenada, con menor irregularidad que en 1880.

T2 – 1965–1992

Entre 1965 y 1992 ocurre una **reactivación erosiva**, con aumento de la profundidad máxima de **14 m a 16 m** ($\approx -0,02$ m/año).

El lecho presenta una configuración bien definida. Hacia el OSO, contiguo al complejo insular, se distingue una planicie menos extensa que en 1965, seguida por **dos barras subacuáticas bien desarrolladas** que dividen claramente las direcciones de flujo.

Las barras presentan una morfología asimétrica:

- el flanco de menor pendiente se orienta hacia el complejo insular (OSO),
- mientras que el flanco más abrupto se dispone hacia el ENE, coincidiendo con los márgenes de los flujos internos del canal.

El primer canal (adyacente al complejo insular) alcanza profundidades máximas cercanas a **10 m**.

La cresta de las barras se ubica alrededor de **8 m de profundidad**.

El canal central registra la mayor incisión del período, con profundidades máximas de **16 m**.

T3 – 1992–2019

Entre 1992 y 2019 se produce una colmatación marcada, reduciendo la profundidad máxima de 16 m a 11 m ($\approx 0,06$ m/año).

La planicie asociada al complejo insular disminuye aún más su extensión respecto a 1992.

El perfil muestra dos canales asimétricos separados por una barra subacuática, cuya cresta se mantiene en torno a 8 m de profundidad. Las profundidades máximas del talweg alcanzan aproximadamente 11–12 m.

Se reconoce un cambio en la configuración de las barras respecto a 1992:

el flanco de menor pendiente se inclina hacia el ENE,

mientras que el flanco más abrupto se orienta hacia el OSO.

Esta inversión en la asimetría indica una reorganización interna de los flujos, con modificación en la dirección dominante del transporte sedimentario.

El lecho presenta una morfología más heterogénea que en 1965, aunque con menor incisión que en 1992.

Interpretación

1880–1965: Colmatación leve y reorganización hacia un sistema más amplio

Entre 1880 y 1965 la profundidad máxima disminuye de 15 m a 14 m ($\approx 0,01$ m/año), indicando una **colmatación leve pero sostenida**.

La expansión de la planicie contigua al complejo insular y la presencia de dos canales amplios y relativamente simétricos sugieren una redistribución del flujo en una sección más abierta y menos concentrada. La barra subacuática central gana expresión morfológica, separando claramente los flujos asociados al Canal del Este y al eje vinculado al Río Uruguay.

Este período refleja una disminución relativa de la incisión profunda y una mayor eficiencia de los procesos de acumulación en sectores marginales.

1965–1992: Reactivación erosiva y profundización del eje central

Entre 1965 y 1992 se invierte la tendencia y se produce una **profundización del talweg**, aumentando la profundidad máxima de 14 m a 16 m ($\approx -0,02$ m/año).

La reducción de la planicie occidental y el desarrollo de barras subacuáticas asimétricas indican una mayor concentración del flujo en el eje central. El canal central alcanza la mayor incisión de toda la serie temporal, lo que sugiere un incremento en la capacidad erosiva del sistema en este tramo.

La asimetría de las barras, con flancos más abruptos hacia el ENE, evidencia una dirección dominante de flujo que favorece la excavación del canal central y la redistribución sedimentaria hacia el margen asociado al complejo insular.

Este período puede interpretarse como una fase de ajuste hidrodinámico, en la que la energía del sistema supera temporalmente la acumulación sedimentaria previa.

1992–2019: Colmatación marcada y reconfiguración de las barras subacuáticas

Desde 1992 hasta 2019 se registra la variación más significativa del perfil: la profundidad máxima disminuye de 16 m a 11 m ($\approx 0,06$ m/año), evidenciando una **colmatación marcada**.

La disminución de la incisión central y la persistencia de barras subacuáticas con crestas en torno a 8 m indican una mayor dominancia de los procesos de acumulación. La inversión en la asimetría de las barras —con flancos más suaves hacia el ENE y más abruptos hacia el OSO— sugiere un cambio en la organización interna de los flujos y en la distribución de la energía dentro del canal.

Este comportamiento señala una reorganización sedimentaria importante, en la que la acumulación predomina sobre la erosión y tiende a suavizar el relieve profundo generado en el período anterior.

Síntesis evolutiva del canal (Perfil E)

El Perfil E evidencia una evolución no lineal, caracterizada por tres fases bien diferenciadas:

1. **Colmatación leve y expansión lateral (1880–1965)**, con reducción moderada de la profundidad máxima y desarrollo de planicies asociadas al complejo insular.
2. **Profundización erosiva (1965–1992)**, con máxima incisión del talweg y concentración del flujo en el eje central.
3. **Colmatación significativa y reorganización interna (1992–2019)**, con reducción marcada de la profundidad máxima y reconfiguración de las barras subacuáticas.

A diferencia del Perfil C, donde la profundidad profunda se mantiene relativamente estable en el largo plazo, el Perfil E muestra una mayor sensibilidad a las variaciones en el balance erosión–sedimentación, evidenciada por cambios más pronunciados en la profundidad máxima del talweg.

En conjunto, el canal en este tramo evoluciona hacia una configuración menos profundamente incisa que en 1992, con predominio reciente de procesos de acumulación y redistribución sedimentaria interna. La alternancia incisión–colmatación–colmatación marcada sugiere que el sector medio del Canal del Infierno funciona como una zona de ajuste dinámico frente a cambios en la energía hidrodinámica y en los aportes sedimentarios del sistema deltaico–estuarino.

4.1.6 Perfil F

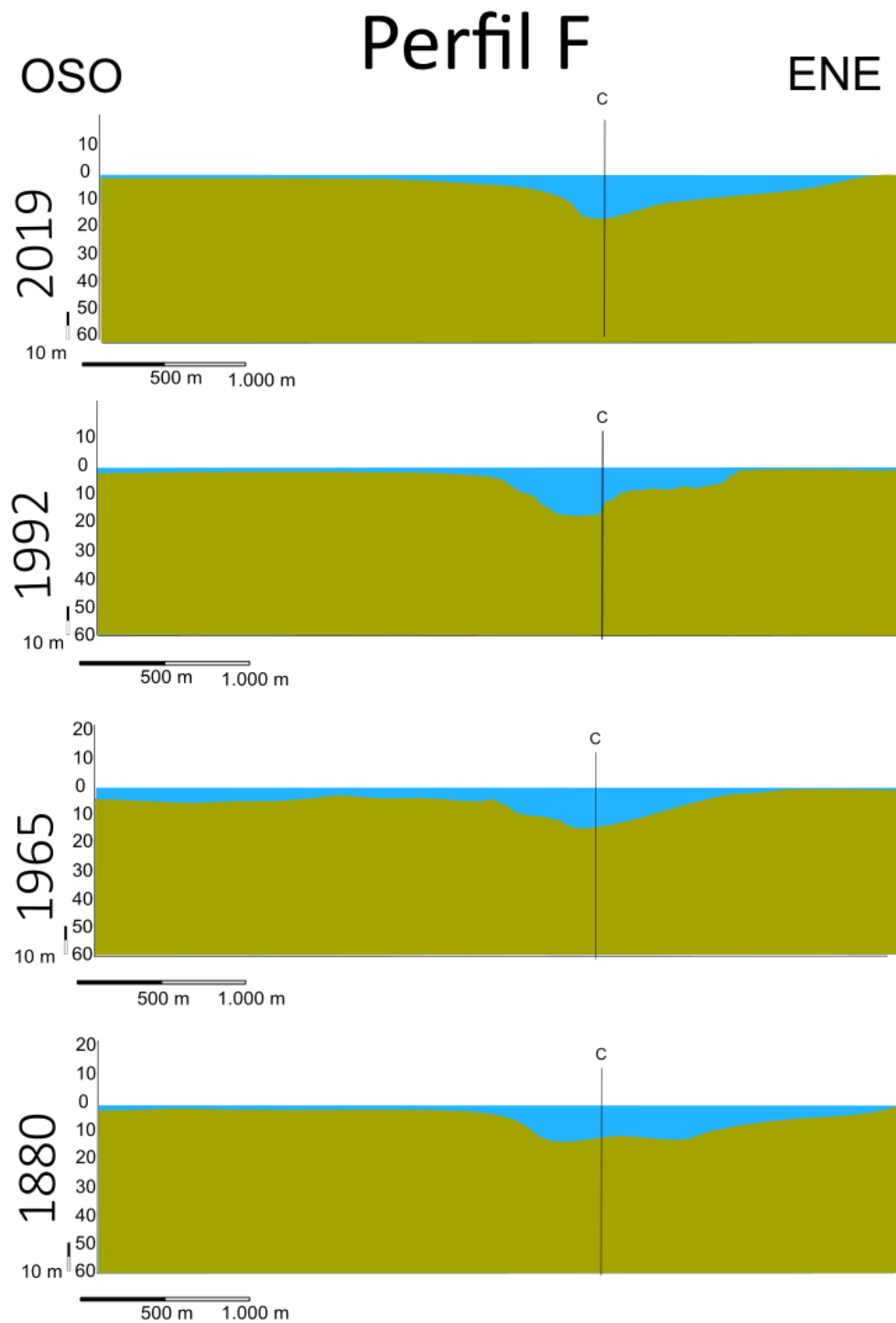


Figura 14: Evolución de perfil batimétrico transversal al canal del infierno, denominado perfil F. Ilustra las batimetrías para los años 1880, 1965, 1992, 2019

Introducción

El Perfil F, con orientación OSO–ENE, corresponde al corte transversal más austral del Canal del Infierno. Su posición permite analizar la evolución del tramo inferior del canal y compararla con los sectores medio y septentrional (Perfiles D y E), así como con el comportamiento longitudinal observado en el Perfil C.

El análisis temporal evidencia una secuencia caracterizada por una profundización progresiva entre fines del siglo XIX y comienzos de la década de 1990, seguida por una colmatación significativa en el período más reciente. Esta alternancia refleja los ajustes morfodinámicos del tramo austral del canal frente a cambios en la distribución del flujo y en el balance entre erosión y sedimentación.

Descripción

T0 – 1880

En 1880 se distingue una **gran planicie mareal hacia el OSO**, seguida por un canal amplio y relativamente bien definido.

El margen OSO, contiguo a la planicie, presenta una pendiente levemente más abrupta que el margen ENE, el cual muestra una transición más suave hacia el fondo del canal.

La profundidad máxima alcanza aproximadamente **15 m**, y la sección transversal presenta una geometría abierta, sin un corredor profundamente inciso, sino más bien un canal amplio con taludes moderadamente inclinados.

T1 – 1880–1965

Entre 1880 y 1965 se registra una **profundización leve**, pasando de 15 m a 16 m ($\approx -0,01$ m/año).

Morfológicamente, se mantiene la presencia de la planicie hacia el OSO. El canal adopta una sección levemente asimétrica, donde el margen izquierdo (OSO), contiguo a la planicie,

presenta algunas irregularidades y una pendiente ligeramente más abrupta en comparación con el margen derecho (ENE), que conserva una inclinación más suave.

El fondo del canal se vuelve relativamente más estrecho, configurando una forma en “V” bien marcada, sin desarrollo de un corredor amplio, sino más bien una línea de flujo profundo concentrada en el eje central.

T2 – 1965–1992

Entre 1965 y 1992 ocurre una **profundización más marcada**, con aumento de la profundidad máxima de 16 m a 18 m ($\approx -0,07$ m/año).

La planicie mareal se expande lateralmente respecto al período anterior. El canal desarrolla una incisión más clara, generando un corredor central más amplio que en 1965.

En este intervalo se observa un cambio en la asimetría del perfil:

- el margen más abrupto se localiza hacia el ENE,
- mientras que el margen OSO presenta una pendiente más suave, aunque con algunas incisiones localizadas en los flancos.

La sección transversal muestra mayor contraste entre el eje profundo y los márgenes, evidenciando una etapa de mayor incisión del talweg.

T3 – 1992–2019

Entre 1992 y 2019 se produce una **colmatación significativa**, reduciendo la profundidad máxima de 18 m a 12 m ($\approx 0,07$ m/año).

La planicie mantiene una extensión lateral similar a la registrada en 1992, sin grandes variaciones areales.

El perfil transversal vuelve a presentar una asimetría marcada, pero con inversión respecto al período anterior:

- el margen levemente más abrupto se ubica hacia el OSO,

- mientras que el margen ENE muestra una pendiente más suave.

El fondo del canal pierde parte de la incisión desarrollada en 1992 y se observa una sección menos profundamente excavada, con reducción del contraste batimétrico entre el eje central y los márgenes.

Interpretación

1880–1965: Profundización leve y concentración del flujo

Entre 1880 y 1965 la profundidad máxima aumenta de 15 m a 16 m ($\approx -0,01$ m/año), indicando una **reactivación erosiva leve**.

La morfología en “V” bien marcada y la concentración del flujo en una línea profunda central sugieren una mayor eficiencia hidráulica en el eje del canal. Aunque la variación batimétrica es moderada, el estrechamiento del fondo indica que el flujo tendió a concentrarse, favoreciendo la excavación localizada.

La persistencia de la planicie mareal hacia el OSO señala que la acumulación lateral coexistía con una dinámica erosiva central, configurando un sistema con diferenciación clara entre márgenes y talweg.

1965–1992: Profundización máxima y reorganización transversal

Entre 1965 y 1992 se registra la fase de mayor incisión del perfil, con aumento de la profundidad máxima de 16 m a 18 m ($\approx -0,07$ m/año).

Esta profundización coincide con el desarrollo de un corredor central más amplio y un aumento del contraste entre eje profundo y márgenes. El cambio en la asimetría —con el margen más abrupto hacia el ENE— indica una redistribución interna del flujo, probablemente asociada a un desplazamiento del eje de mayor energía.

La expansión de la planicie occidental durante este período sugiere que la incisión central estuvo acompañada por acumulación lateral, configurando un sistema con fuerte diferenciación morfológica.

En términos evolutivos, este intervalo representa el momento de máxima capacidad erosiva del tramo austral del Canal del Infierno.

1992–2019: Colmatación significativa y pérdida de incisión

Desde 1992 hasta 2019 la profundidad máxima disminuye de 18 m a 12 m ($\approx 0,07$ m/año), marcando una colmatación significativa.

La reducción de la incisión central y la inversión en la asimetría de los márgenes —con mayor abrupticidad hacia el OSO— evidencian una reorganización del flujo y una redistribución sedimentaria interna.

Aunque la planicie mantiene una extensión similar a la del período anterior, el eje profundo pierde definición y el contraste batimétrico disminuye. Este comportamiento indica que la acumulación sedimentaria superó la capacidad erosiva del sistema en este tramo, generando un relleno parcial del corredor excavado en la etapa previa.

Síntesis evolutiva del tramo austral del Canal del Infierno

El Perfil F muestra una secuencia clara:

1. **Profundización leve (1880–1965)** con concentración del flujo en un eje central estrecho.
2. **Profundización marcada (1965–1992)** y máxima incisión del talweg.
3. **Colmatación significativa (1992–2019)** con reducción del contraste batimétrico y reorganización de la asimetría transversal.

En coherencia con el Perfil C longitudinal, el tramo austral del Canal del Infierno alcanzó su mayor incisión hacia fines del siglo XX y posteriormente experimentó un proceso de relleno importante.

En conjunto, el canal no muestra una tendencia monotonía hacia la colmatación o la profundización, sino un comportamiento oscilante controlado por el balance entre energía del flujo y disponibilidad sedimentaria. El tramo austral actúa como un sector de ajuste dinámico,

donde las variaciones en la concentración del flujo se expresan rápidamente en cambios en la profundidad máxima y en la geometría transversal del canal.

4.2 Cálculo de tasas de colmatación

Tasas de colmatación

Tabla 3: Cálculo de tasas de colmatación.

TASA DE COLMATACION		Tasa de colmatación= $\Delta H/\Delta t$					
Perfil	Año inicial	Profundidad inicial (m)	Año final	Profundidad final (m)	ΔH (m)	Δt (Años)	Tasa de Colmatación (m/año)
A - N (Canal del Este)	1880	5.7	1965	7.3	-1.6	85	-0.02
	1965	7.30	1992	8	-0.70	27	-0.01
	1992	8	2019	10	-2	27	-0.02
A - S (Canal Buenos Aires)	1880	12	1965	16	-4	85	-0.05
	1965	16	1992	15	1	27	0.01
	1992	15	2019	11	4	27	0.05
B - ONO	1880	-2	1965	-1.5	-0.5	85	-0.01
	1965	-1.5	1992	-1	-0.5	27	-0.01
D	1880	13	1965	9	4	85	0.05
	1965	9	1992	14	-5	27	-0.06
	1992	14	2019	12	2	27	0.02
E	1880	15	1965	14	1	85	0.01
	1965	14	1992	16	-2	27	-0.02
	1992	16	2019	11	5	27	0.06
F	1880	15	1965	16	-1	85	-0.01
	1965	16	1992	18	-2	27	-0.07
	1992	18	2019	12	6	27	0.07

Análisis de las tasas de colmatación

El análisis comparativo de las tasas de colmatación y profundización revela que la evolución del sistema no responde a una tendencia monótonica hacia el relleno progresivo ni hacia la incisión sostenida, sino a un comportamiento oscilante, espacialmente heterogéneo y temporalmente diferenciado.

A escala general pueden distinguirse tres fases principales:

1880–1965: Diferenciación entre sectores insulares y canal principal

Durante este período se observa un comportamiento contrastante entre los sectores asociados a la isla (Perfil A) y los tramos del Canal del Infierno (Perfiles D, E y F). El Canal Buenos Aires (A–S) muestra una profundización marcada ($-0,05$ m/año), constituyendo la mayor tasa erosiva del período.

El Canal del Este (A–N) también registra profundización sostenida ($-0,02$ m/año).

El Perfil B presenta una profundización leve ($-0,01$ m/año).

En contraste, los perfiles transversales del Canal del Infierno evidencian un comportamiento más heterogéneo:

Perfil D: colmatación significativa ($0,05$ m/año)

Perfil E: colmatación leve ($0,01$ m/año)

Perfil F: leve profundización ($-0,01$ m/año)

Este patrón indica que, mientras los canales longitudinales asociados a la isla concentran la energía del flujo y tienden a profundizarse, el Canal del Infierno presenta un régimen mixto, con predominio local de acumulación. No se trata de un sistema homogéneo, sino de un ajuste diferencial entre el eje principal de circulación y los sectores transversales.

1965–1992: Fase generalizada de profundización

El intervalo 1965–1992 concentra las tasas negativas más significativas del conjunto, especialmente en el Canal del Infierno:

Perfil D: $-0,06$ m/año

Perfil E: $-0,02$ m/año

Perfil F: $-0,07$ m/año (máxima profundización registrada)

Esta profundización es coherente a lo largo de los perfiles transversales (D–E–F) y sugiere una fase de fuerte reactivación erosiva del canal.

En los sectores asociados a la isla:

El Canal del Este (A–N) mantiene una profundización leve ($-0,01$ m/año), aunque con menor intensidad que en el período previo.

El Canal Buenos Aires (A–S) invierte su tendencia y registra colmatación leve ($0,01$ m/año).

El Perfil B continúa con una profundización leve ($-0,01$ m/año). Este patrón evidencia una redistribución del flujo hacia el Canal del Infierno, que concentra la energía del sistema y experimenta incisión generalizada, mientras que los canales vinculados a la isla reducen su capacidad erosiva o comienzan a acumular sedimentos. En términos sistémicos, esta etapa representa el momento de mayor eficiencia erosiva del canal principal.

1992–2019: Colmatación significativa en el Canal del Infierno

El período más reciente muestra un cambio claro de tendencia en los perfiles transversales:

Perfil D: $0,02$ m/año

Perfil E: $0,06$ m/año

Perfil F: $0,07$ m/año (máxima tasa positiva)

Se observa una colmatación generalizada e intensa en el Canal del Infierno, particularmente en su tramo medio y austral, donde previamente se había registrado la mayor incisión

En contraste:

El Canal del Este (A–N) retoma una profundización moderada ($-0,02$ m/año).

El Canal Buenos Aires (A–S) intensifica su colmatación ($0,05$ m/año).

Este cambio indica una nueva reorganización del sistema, donde el Canal del Infierno pierde parte de la incisión adquirida en la fase previa, mientras que los sectores asociados a la isla muestran comportamientos divergentes: profundización en el canal oriental y acumulación en el canal meridional.

Tendencias generales del sistema

El análisis integral permite reconocer tres rasgos fundamentales:

1. Alta variabilidad espacial

Los perfiles no responden de manera uniforme en cada período. Incluso dentro del Canal del Infierno, los tramos norte (D), medio (E) y austral (F) presentan diferencias marcadas en magnitud y signo.

2. Alternancia temporal sistemática

El sistema muestra una secuencia clara en los perfiles transversales del canal:

colmatación → profundización → colmatación

lo que indica ajustes morfodinámicos recurrentes.

3. Mayor dinamismo en el tramo austral

El Perfil F registra las mayores tasas absolutas ($-0,07$ y $+0,07$ m/año), evidenciando que el sector austral del Canal del Infierno es el más sensible a cambios en el balance entre energía del flujo y disponibilidad de sedimentos.

Síntesis interpretativa

En conjunto, las tasas de colmatación evidencian que el sistema funciona como un corredor de ajuste morfodinámico, donde la energía del flujo y el aporte sedimentario se redistribuyen espacialmente a lo largo del tiempo.

El Canal del Infierno no presenta una tendencia unidireccional hacia la incisión o el relleno, sino un comportamiento oscilante, con fases de profundización significativa seguidas por colmatación parcial. Este patrón es consistente con un sistema deltaico–estuarino altamente dinámico, en el que variaciones en la concentración del flujo y en la carga sedimentaria generan respuestas morfológicas rápidas y espacialmente diferenciadas.

4.2.1 Fotos aéreas

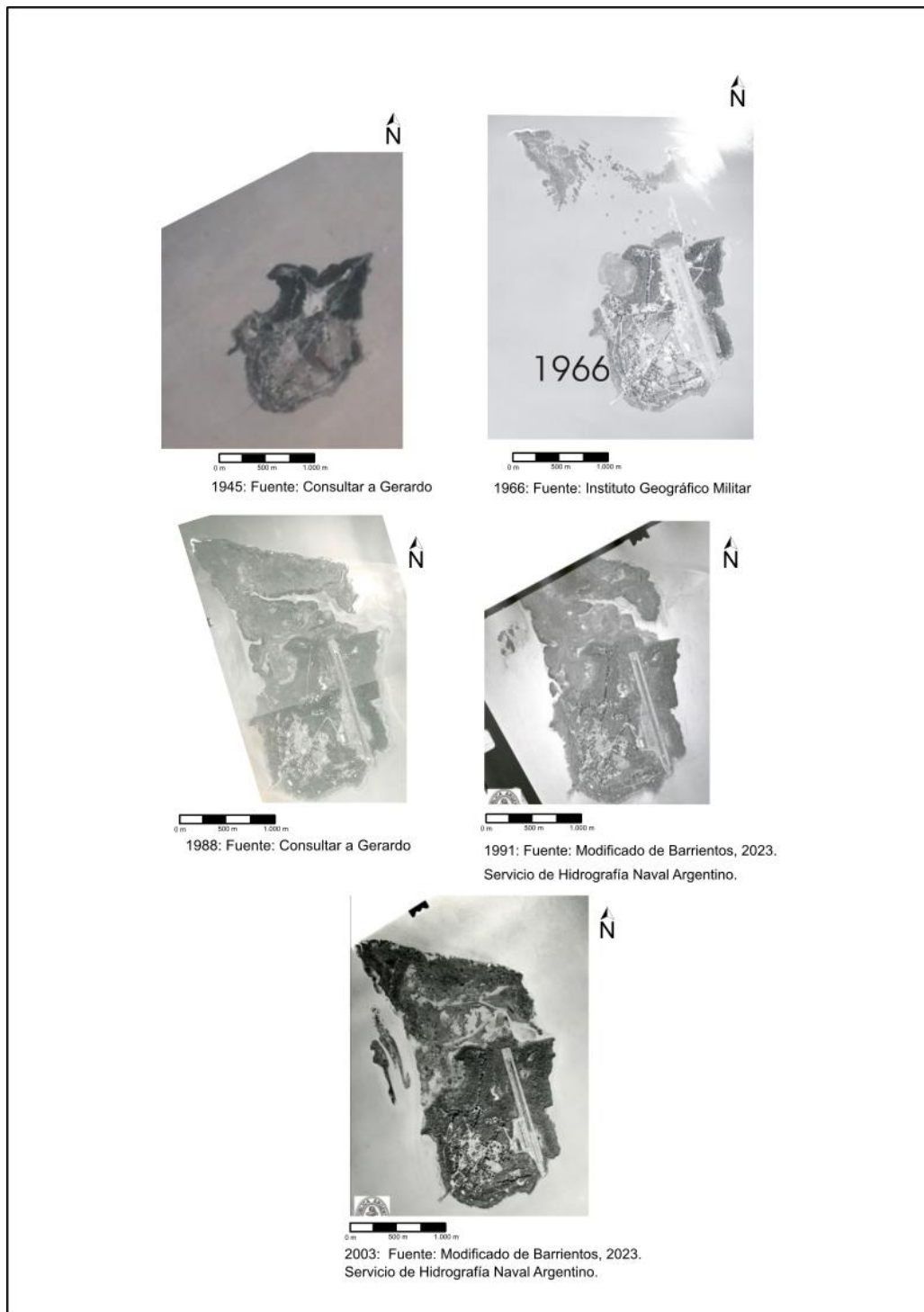


Figura 15: Evolución geomorfológica del complejo de islas Martín García- Timoteo Domínguez. Fuente: Catálogo digital de la Biblioteca nacional de la República Argentina, Mariano Moreno

Año 1945

La fotografía aérea correspondiente al año 1945 (Figura 15) muestra únicamente la presencia de la Isla Martín García, la cual exhibe una forma compacta y bien definida. Sus bordes se encuentran claramente delineados, lo que sugiere un grado avanzado de consolidación geológica en esta etapa. No se identifican indicios de la Isla Timoteo Domínguez, ya que aún no había emergido como una geoforma consolidada. En este período, probablemente se trataba de bancos subacuáticos o formaciones en etapas iniciales de desarrollo sedimentario, de hecho puede observarse el banco subácueo en los perfiles batimétricos A y B correspondientes al año 1880.

Año 1966

La fotografía aérea de 1966 evidencia cambios geomorfológicos significativos en comparación con los años anteriores. Entre los elementos más destacados se encuentra la emergencia de un banco subaéreo al norte de la Isla Martín García, que previamente había sido registrado como banco subacuático en las cartas batimétricas de 1880 y 1945, y en los perfiles A y B de 1965. Este banco presenta una estructura consolidada, lo cual denota un avance en los procesos de sedimentación. Los depósitos más recientes se concentran hacia el noroeste, donde la divergencia del flujo fluvial ha favorecido la acumulación de sedimentos y la expansión progresiva de la superficie emergente.

En 1966, la Isla Martín García permanece separada del banco emergente por un canal amplio con orientación predominante E-O, el cual mantiene una activa conexión entre los flujos mareales y fluviales de la región. Este canal constituye un corredor dinámico para el transporte de sedimentos y el intercambio energético. Esta situación también se refleja en los perfiles A y B del año 1965.

La consolidación del banco subaéreo observada en 1966 ya había sido anticipada en las cartas batimétricas de 1965, donde las barras subacuáticas mostraban indicios de crecimiento. Esta evolución está respaldada por los perfiles A y B, que documentan una reducción en las

profundidades de los canales adyacentes, atribuida al constante aporte de sedimentos. En particular, el perfil B ilustra el ensanchamiento del canal que separa el banco de la Isla Martín García, lo cual confirma el creciente impacto de la influencia mareal en la modelación de esta región.

La emergencia del banco subaéreo al norte de la Isla Martín García representa un hito clave en la evolución geomorfológica del sistema deltaico del Paraná. Este fenómeno evidencia el aporte sostenido de sedimentos, favorecido por la bifurcación del flujo, que reduce la velocidad de la corriente y permite una deposición progresiva. El banco consolidado constituye un avance en la progradación del frente deltaico, convirtiéndose en una característica estructural relevante del área.

El canal de orientación E-O que separa la Isla Martín García del banco emergente pone de manifiesto una interacción activa entre procesos fluviales y mareales. Al actuar como vía principal para el transporte de energía y sedimentos, este canal refleja una alta dinámica regional, que limita la colmatación total en esta etapa. El flujo constante a través del canal contribuye a mantener la separación entre ambas geoformas, estabilizando así las superficies emergentes.

En síntesis, tanto la fotografía de 1966 como los resultados derivados de los perfiles batimétricos revelan un sistema geomorfológico en transición hacia la consolidación de nuevos territorios subaéreos, marcado por el equilibrio entre deposición, transporte sedimentario e interacción fluvial-mareal.

Año 1988

La fotografía aérea de 1988 revela una transformación notable en la configuración geomorfológica del área respecto a etapas previas, mostrando un sistema más estabilizado y en aparente equilibrio. Este período refleja la acción combinada de procesos sedimentarios y mareales en la evolución del sistema deltaico. La transición del banco subaéreo hacia una planicie de marea y el estrechamiento de los canales indican un cambio hacia un dominio sedimentario-mareal. Estos cambios se encuentran respaldados por los análisis de los perfiles A y B del mismo período, los cuales complementan y enriquecen la interpretación de los procesos observados. Dentro de la planicie de marea se desarrollan múltiples canales secundarios de menor escala, con trayectorias sinuosas que confluyen con el canal principal. Estos canales

actúan como vías de redistribución de sedimentos, aumentando la conectividad hidráulica del sistema.

En 1988, al oeste de la Isla Martín García se observa un banco incipiente cuya formación es claramente visible en la imagen. Este banco parece vincularse con corrientes secundarias que redistribuyen sedimentos hacia dicha área, mostrando los primeros signos de consolidación. La presencia de este banco al oeste de la isla indica que los procesos de deposición se están extendiendo hacia zonas más alejadas del eje principal del flujo fluvial.

Al este de la Isla Martín García, las corrientes mareales siguen trayectorias NE-SW, conectando este sistema con sectores adyacentes. Dichas corrientes desempeñan un papel fundamental en el transporte y redistribución de sedimentos, configurando activamente las geoformas presentes.

En el extremo norte de la planicie se identifican depósitos recientes, evidencia de una acumulación continua favorecida por corrientes divergentes, lo cual contribuye a la formación de nuevas superficies emergentes.

La configuración general observada en 1988 indica un sistema geomorfológico en proceso de transición hacia un estado de consolidación y equilibrio dinámico, dominado por procesos mareales y sedimentarios. La transformación del banco subaéreo en una planicie de marea refleja una disminución en la energía fluvial dominante en etapas previas, acompañada por un incremento de la influencia mareal. Esta evolución ya había sido anticipada en la carta batimétrica de 1965, donde se registraba el adosamiento progresivo de barras subacuáticas y una clara progradación deltaica.

La integración de canales secundarios refuerza la función de la planicie como espacio de redistribución sedimentaria. La colmatación progresiva y el estrechamiento del canal principal hacia el este reflejan una dinámica sedimentaria activa, con menor energía fluvial y un creciente dominio mareal. Esta evolución coincide con lo observado en el perfil B de 1992, donde se registra una disminución de la profundidad del canal y un ensanchamiento lateral de sus márgenes, asociado al incremento en el aporte sedimentario.

Por su parte, las corrientes mareales identificadas al este del sistema siguen redistribuyendo sedimentos hacia áreas someras, lo cual contribuye a consolidar los depósitos recientes. Este fenómeno, particularmente evidente en el extremo norte de la planicie de marea, destaca la

importancia de las corrientes divergentes en la generación de nuevas superficies emergentes. El perfil A de 1992 respalda esta interpretación.

En conjunto, los datos aportados por la carta batimétrica de 1992 y los perfiles A y B permiten concluir que para 1988 el sistema evolucionaba hacia un dominio sedimentario-mareal más consolidado, caracterizado por la reducción de la energía fluvial, la estabilización de las planicies de marea y una reorganización interna de los flujos. Estos cambios constituyen una etapa clave en la transición geomorfológica del sistema del Canal del Infierno y sus zonas adyacentes.

4.3 Imágenes Satelitales

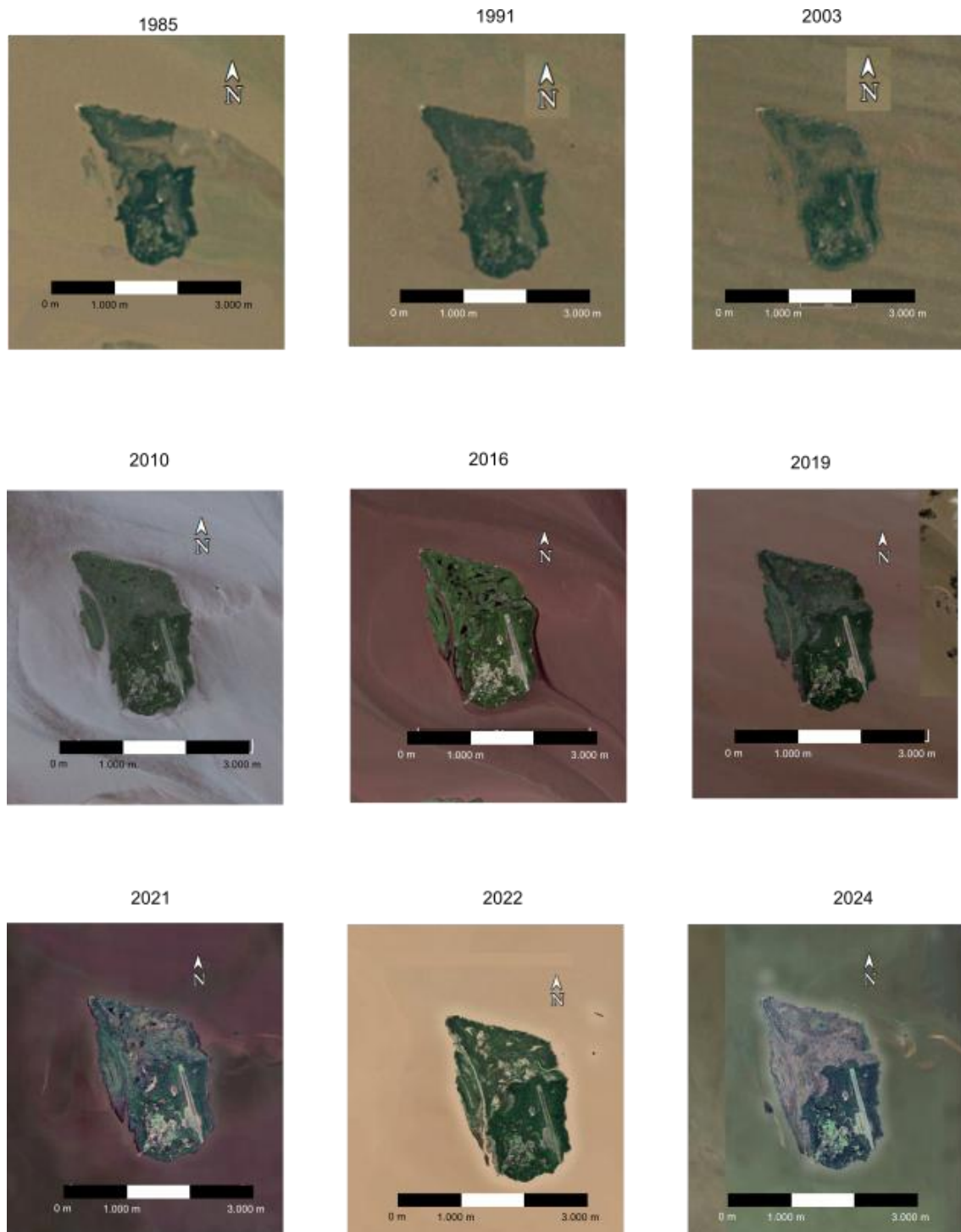


Figura 16: Evolución geomorfológica del complejo de islas Martín García- Timoteo Domínguez a través de imágenes satelitales extraídas de Google Earth Pro.

En el año 2003 (Figura 16), la imagen satelital del complejo insular revela un momento clave en la consolidación geomorfológica del área. El paisaje evidencia la maduración de un sistema sedimentario que, en comparación con décadas anteriores, se muestra más estable y definido. Las geoformas dominantes reflejan un equilibrio dinámico entre los procesos fluviales y mareales, una interacción constante que ha ido modelando el entorno con precisión. Este estado de evolución, corroborado por las cartas y perfiles batimétricos del mismo período, marca una transición hacia un sistema de menor energía fluvial y creciente dominio sedimentario.

Hacia el norte de la Isla Martín García, la Isla Timoteo Domínguez, refleja una planicie de marea que se expande significativamente, cubriendo una superficie amplia con depósitos distribuidos de manera uniforme, signo de una estabilidad entre la sedimentación y la erosión. El canal principal de la planicie de marea, por su parte, ha experimentado un notorio estrechamiento: sus profundidades y anchuras han disminuido en comparación con décadas previas (1965), y su conexión con canales secundarios es cada vez más limitada, lo que sugiere una merma en la energía fluvial del sistema.

Dentro de la planicie de marea, los canales secundarios con rumbos que van de E-W y ligeramente WSW-ENE y exhiben un trazado sinuoso, de menor profundidad y anchura restringida. Estas características reafirman la predominancia de los procesos mareales, mientras que las acumulaciones sedimentarias recientes hacia el norte siguen ampliando los límites insulares, impulsadas por la acción de las corrientes de marea. En este contexto, las bases sedimentarias de ambas islas parecen confluir, dando lugar a una unión progresiva de masas que antes estaban separadas.

A partir de 1985, comienza a emerger al oeste del sistema, un banco elongado en dirección norte-sur, separado de la Isla Martín García por un canal subáqueo, que continúa progradando en dirección hacia el suroeste. Evidenciando una deposición sostenida orientada por el flujo principal de descarga. Presenta un canal secundario más angosto en su interior, indicando una redistribución interna de los flujos y una disminución de la energía fluvial. En sus márgenes norte y oeste, los depósitos recientes continúan extendiendo la superficie somera. Hacia 2024, se observa la emersión de un nuevo banco hacia el SW del complejo IMG-TD. Entre 2016 y 2021 se

produce la unión completa de masas entre el banco oeste y la Isla Timoteo Domínguez lo que también se observa con claridad en la reducción y colmatación de los canales intermedios.

Estos cambios configuran un paisaje donde la sedimentación comienza a predominar sobre la erosión, con una influencia creciente de las mareas. Las cartas batimétricas de 1992 y los perfiles transversales como el Perfil B y el Perfil E respaldan esta interpretación, mostrando una agradación sostenida y una progresiva migración lateral de los canales principales.

La evolución observada en 2010 da cuenta de una dinámica deltaica activa: la expansión de la Isla Timoteo Domínguez, la consolidación del banco occidental y la reorganización de los flujos principales y secundarios reflejan el dominio de los procesos sedimentarios en un entorno donde la energía fluvial se ha reducido progresivamente. El banco occidental, en particular, se configura como una nueva frontera del delta, que se ha integrado completamente a la isla mediante la colmatación del canal que los separa como se puede observar en la imagen del año 2024. En el año 2022, se distingue como ese canal es reactivado con crecientes importantes. Además, su presencia modifica el patrón de flujo, desviando las corrientes hacia el suroeste y generando nuevas áreas potenciales de acumulación sedimentaria como se puede distinguir en la imagen del año 2024.

Este escenario refleja un sistema consolidado, en el que la sedimentación continúa modelando el relieve con intensidad. Las geoformas que hoy dominan el paisaje no sólo son el producto de décadas de interacción hidrodinámica, sino también una muestra clara del equilibrio alcanzado entre los distintos agentes que actúan en el delta. La transformación geomorfológica observada entre 2003 y 2024 proporciona así un valioso registro para la comprensión de los procesos deltaicos actuales, y ofrece claves fundamentales para su monitoreo y manejo sostenible en el futuro. Probablemente continúen emergiendo más islas que rodeen a la Isla Martín García.

4.4 Evolución de canales

Carta batimétrica 1880

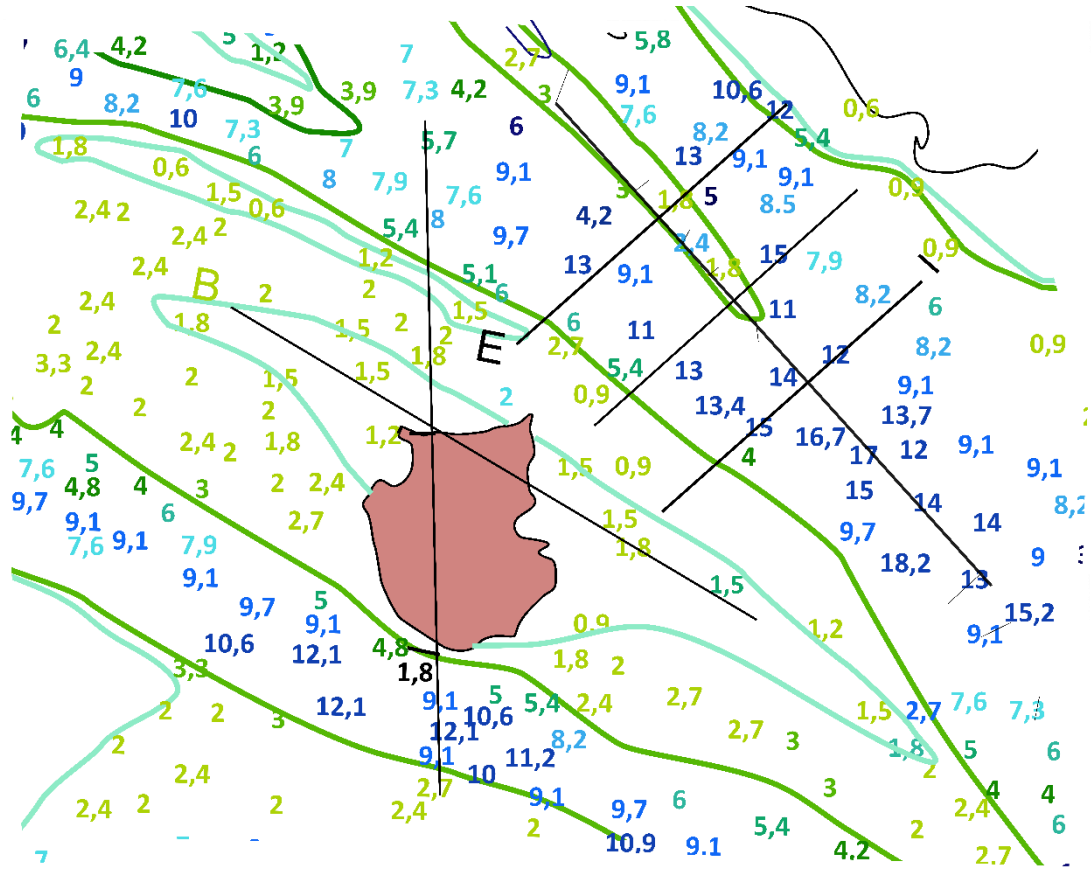


Figura 17: Carta batimétrica correspondiente al año 1880. Fuente: Catálogo digital de la Biblioteca nacional de la República Argentina, Mariano Moreno.

Descripción

En la figura 17 al norte de la Isla Timoteo Domínguez, se identifican dos barras subacuáticas longitudinales con orientación NO-SE que delimitan canales con distintas dimensiones y profundidades. Hacia el noroeste, destaca el Canal del Este, con una orientación WNW-ESE, profundidades máximas de 7 a 10 m y un espesor aproximado de 500 m, representado claramente en el Perfil A. Este canal aparece flanqueado por barras subacuáticas que actúan como divisores naturales del flujo sedimentario. Hacia el Noroeste de Martín García ya se identifica el banco subacuático que llega a los 0.6 m de profundidad.

Inmediatamente al Este del Canal del Este separado por una barra subacuática en el margen superior hacia el centro de la Figura 16, se observa un canal más estrecho con orientación NE-SE, profundidades de 4 a 8 m y un espesor máximo de 500 m. Adyacente a este canal, una barra subacuática prominente asciende hasta 1.8 m de profundidad, delimitando el Canal del Infierno al este, con un espesor de entre 1.000 y 1.500 m y profundidades moderadas que llegan entre 14 a 18 m.

En dirección SE, el Canal del Infierno, un canal único y profundo domina la configuración, alcanzando espesores de 2.000 m y profundidades máximas de hasta 18 m. Este canal presenta márgenes abruptos, reflejando la intensidad erosiva del flujo. Se ve reflejado en el perfil E y F.

Interpretación

La configuración batimétrica de 1880 evidencia un sistema fluvial-mareal activo, con una estructura jerarquizada de canales y barras subacuáticas que organizan la circulación y la redistribución sedimentaria.

El **Canal del Este** se presenta como un eje relevante de circulación, con profundidades moderadas (7–10 m) y orientación ONO–ESE, lo que refleja la influencia del flujo del río Paraná en este sector del sistema. Su configuración, asociada a barras subacuáticas laterales, indica una dinámica en la que la incisión del talweg coexiste con procesos de acumulación marginal, generando una canalización relativamente estable pero morfológicamente activa.

Las **barras subacuáticas** ubicadas al NO y NE de la isla representan zonas de acumulación sedimentaria activa, desarrolladas por la interacción entre el aporte fluvial y la dinámica mareal. Estas geoformas cumplen un rol clave en la organización del sistema, ya que actúan como divisores del flujo, condicionando la geometría de los canales y favoreciendo la diferenciación de corredores con distintas profundidades y energías.

El **Canal del Infierno**, desarrollado hacia el SE, constituye el eje principal del sistema en términos de profundidad y continuidad, con valores que alcanzan hasta 18 m. Sus márgenes relativamente más abruptos y su mayor espesor lo posicionan como el principal corredor de circulación y transporte sedimentario hacia sectores más profundos del estuario. Esta configuración sugiere una mayor concentración de energía en este canal en comparación con los sectores adyacentes.

En conjunto, la carta batimétrica de 1880 refleja un sistema dinámico en el que coexisten procesos de incisión y acumulación. Los canales principales estructuran la circulación, mientras que las barras subacuáticas regulan la redistribución lateral de sedimentos. Esta organización evidencia la interacción entre los aportes del río Paraná y la influencia mareal del Río de la Plata, dando lugar a un sistema geomorfológico complejo y en constante ajuste.

Carta batimétrica 1965

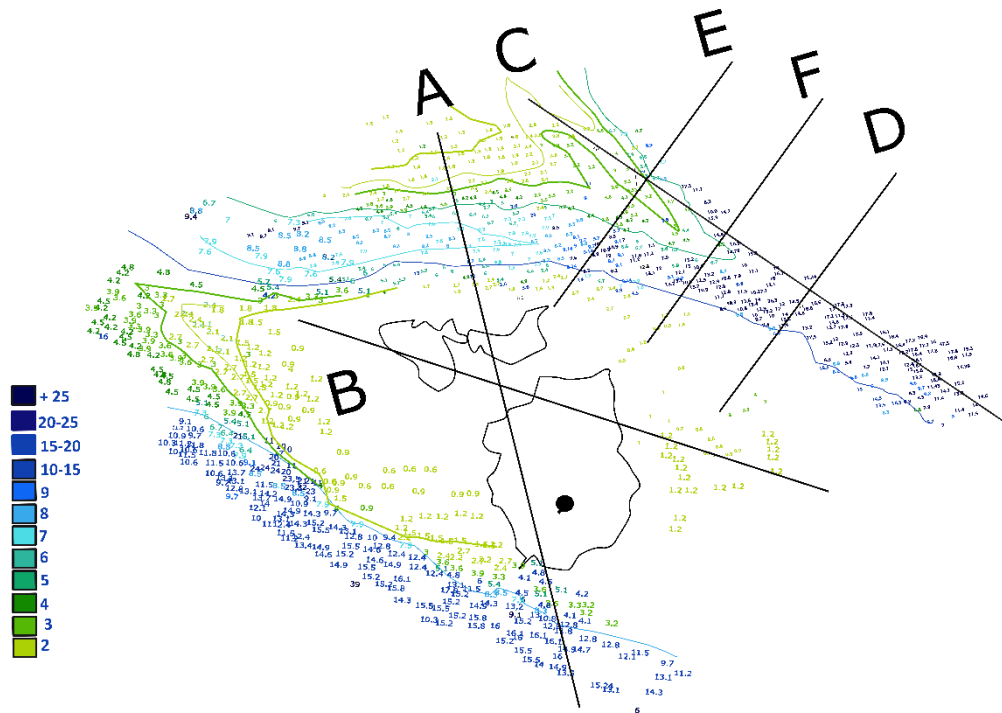


Figura 18: Imagen Ilustrativa modificada de Carta batimétrica del año 1965. Fuente: SOHMA.

La carta batimétrica de 1965 que se ilustra en la figura 18, muestra cambios geomorfológicos significativos en el sistema del Canal del Infierno y sus áreas adyacentes en comparación con 1880. A continuación, se detalla la descripción de los principales cambios, su interpretación y correlación con los perfiles transversales.

Descripción

En 1965, la Isla Timoteo Domínguez emergió como una entidad subaérea. Este proceso fue resultado del aporte y deposición de sedimentos favorecidos por la bifurcación del flujo de

descarga en el sistema, lo cual disminuyó la velocidad del flujo y promovió la acumulación de material. Las barras subacuáticas más al norte se adosaron, extinguiendo el canal intermedio que, en 1880, presentaba profundidades de entre 7 y 10 m. Este canal intermedio estaba ubicado entre el Canal del Este, de dirección ONO-ESE, y el canal del Infierno hacia el este, con dirección NO-SE. Como resultado, la extensión combinada de las barras alcanzó espesores máximos de 2.000 m en su parte más ancha, configurando una nueva plataforma sedimentaria.

El Canal del Este, localizado al norte de la Isla Timoteo Domínguez, migró entre 300m a 350 m hacia el sur, adoptando una orientación ONO-ESE. Su espesor disminuyó a valores de entre 500 y 700 m, mientras que las profundidades máximas oscilaron entre 8 y 9 m hacia el ONO y hasta 13 m hacia el ESE, donde se une con el Canal del Infierno.

Aunque la carta no contiene datos detallados para este canal en 1965, se estima, basándose en la carta de 1992, que mantenía un espesor aproximado de 1.500 a 1.700 m, con profundidades máximas de 60 m hacia el SE. Esto sugiere que el canal permanecía funcional como un conducto principal en el sistema.

El Canal del Infierno mantuvo profundidades máximas de 18 m, con un espesor que osciló entre 1.500 y 1.700 m. Este canal se consolidó como el principal eje de transporte hacia el SE, mostrando una configuración más estable en comparación con 1880.

Interpretación

La configuración batimétrica de 1965 evidencia un cambio significativo respecto a 1880, marcado por la **consolidación inicial de la Isla Timoteo Domínguez** y una reorganización sustancial del sistema de canales y barras subacuáticas. La emergencia de la isla como entidad subaérea refleja un proceso progresivo de acumulación sedimentaria, favorecido por la bifurcación del flujo, que redujo la energía hidráulica local y promovió la deposición.

El **adosamiento de las barras subacuáticas** y la consecuente desaparición del canal intermedio representan un cambio clave en la dinámica del sistema. Este proceso implicó la transformación de un sistema con múltiples corredores activos (1880) hacia una configuración más integrada, donde la conectividad entre los canales se reduce y el flujo se reorganiza en ejes más definidos.

La **migración del Canal del Este hacia el sur** y su reducción en espesor indican un ajuste del sistema frente a la expansión de la plataforma sedimentaria. Su conexión con el Canal del

Infierno hacia el ESE sugiere una redistribución del flujo, en la cual parte de la descarga se reorienta hacia este último, reforzando su rol como eje principal del sistema. A diferencia de 1880, donde la energía se encontraba más distribuida, en 1965 se observa una mayor concentración del flujo en canales más definidos.

El **Canal del Infierno**, con profundidades máximas del orden de 18 m, mantiene su carácter como principal corredor de transporte sedimentario hacia el SE. Su mayor continuidad y relativa estabilidad morfológica respecto al resto del sistema indican que, a medida que avanza la progradación deltaica, este canal actúa como vía preferencial de exportación de sedimentos hacia sectores más profundos del estuario.

En conjunto, la carta de 1965 refleja un sistema en transición hacia una configuración más organizada, donde la expansión del complejo insular y el adosamiento de barras subacuáticas generan una **redistribución de la energía y del flujo**. Este proceso no implica una estabilización definitiva, sino un reordenamiento morfodinámico en el cual la interacción entre la progradación deltaica y la dinámica mareal continúa controlando la evolución del sistema.

Carta batimétrica 1992:

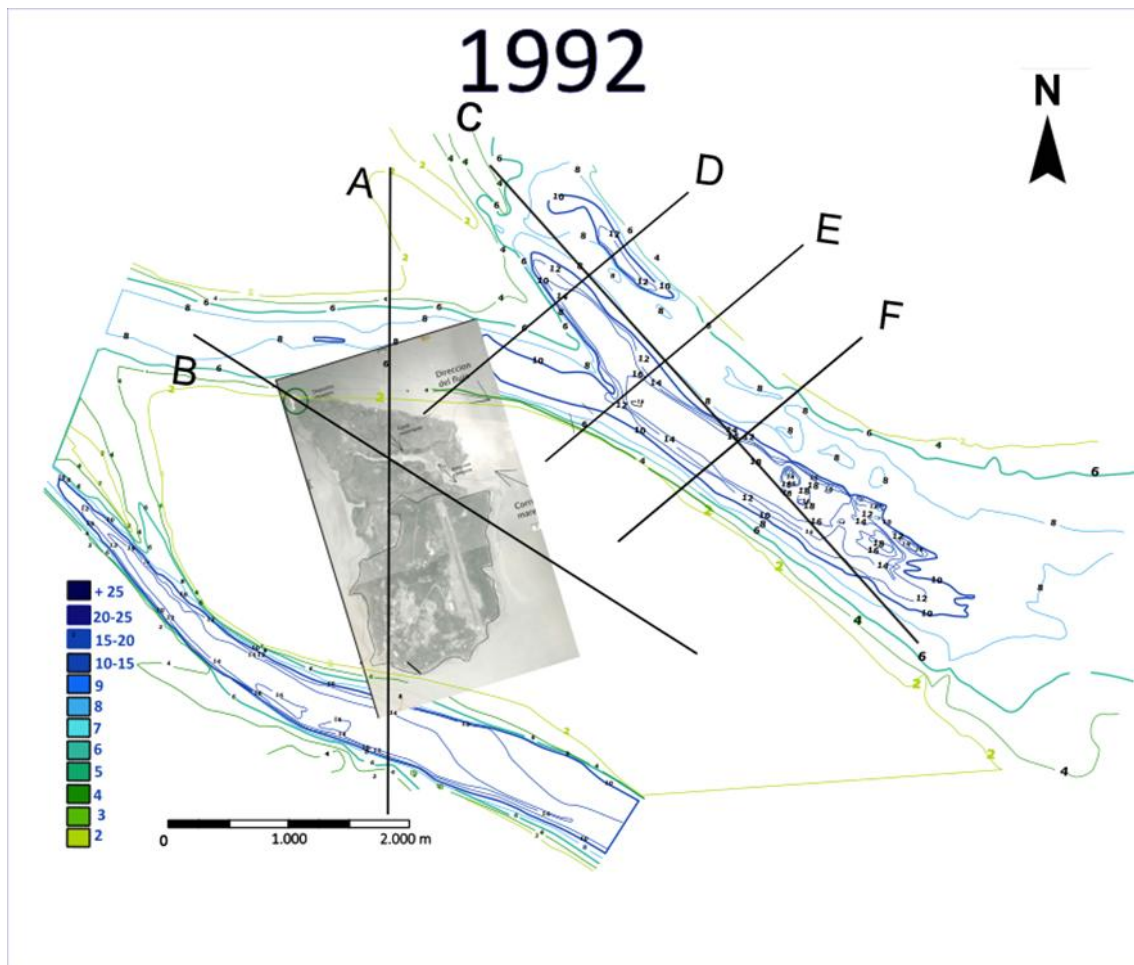


Figura 19: Imagen ilustrativa de carta batimétrica año 1992. Fuente: SOHMA

La carta batimétrica de 1992 (Figura 19) muestra una configuración geomorfológica del sistema del Canal del Infierno y sus alrededores en un estado de transición hacia una mayor estabilización. Los procesos de migración lateral, colmatación de canales y reorganización de barras subacuáticas resaltan la interacción entre la progradación deltaica del Paraná y las dinámicas mareales del Río de la Plata. A continuación, se describen los principales cambios observados en esta carta y su interpretación en el contexto de la evolución geomorfológica regional.

Descripción

En 1992, el **Canal del Este** presenta un estrechamiento significativo, con un espesor que varía entre **200 y 500 m** y profundidades máximas cercanas a **10 m**. En comparación con 1965, donde las profundidades alcanzaban valores de entre **8 y 13 m**, se observa una leve reducción y una mayor concentración del flujo en un corredor más estrecho. La morfología refleja un proceso de colmatación progresiva, asociado al aporte sedimentario lateral y a la redistribución de la energía dentro del sistema.

La **barra subacuática al norte de la Isla Timoteo Domínguez** muestra un desplazamiento hacia el NO, consolidando áreas someras con profundidades de hasta **2 m**. Este cambio respecto a su configuración en 1880 y 1965 indica una reconfiguración de los flujos, favoreciendo la acumulación sedimentaria y la expansión de superficies someras en este sector.

Hacia el norte, el **Canal del Infierno** presenta profundidades que oscilan entre **8 y 14 m**, con un espesor máximo cercano a **500 m**. Estas características reflejan una disminución moderada de la incisión respecto a 1965 (donde alcanzaba aproximadamente 18 m), indicando una tendencia hacia la colmatación en este tramo.

En el sector principal, el **Canal del Infierno** mantiene profundidades máximas cercanas a **18 m** y un espesor promedio de aproximadamente **1.000 m**, evidenciando su persistencia como el eje principal del sistema. Sus márgenes presentan características diferenciadas:

- **Margen Este:** perfil más abrupto, con una transición rápida desde profundidades de ~16 m a valores cercanos a 8 m en distancias cortas, seguido por una planicie subacuática.
- **Margen Oeste:** pendiente más suave, asociada a una dinámica de menor energía y mayor acumulación sedimentaria.

En conjunto, la carta de 1992 muestra un sistema en el que coexisten sectores con colmatación progresiva y otros donde se mantiene la incisión del canal principal, reflejando una reorganización interna de los flujos y del relieve subacuático.

Interpretación

Los canales del sistema, particularmente el Canal del Este y el Canal del Infierno, muestran en 1992 una reorganización morfológica significativa, caracterizada por migraciones laterales y cambios en la distribución de las profundidades. Si bien en algunos sectores se observa colmatación, especialmente en canales secundarios y márgenes, el sistema en su conjunto no evidencia un proceso homogéneo de relleno, sino una **redistribución de la energía y del flujo**, consistente con los resultados obtenidos en los perfiles.

El desplazamiento de la barra subacuática al norte hacia el **NO** refleja un cambio en las trayectorias de flujo y en la dinámica sedimentaria del sistema. La acumulación en este sector sugiere una reorganización de las corrientes fluviales y mareales, promoviendo el desarrollo de nuevas áreas someras y la redistribución lateral de sedimentos. Este comportamiento es coherente con la expansión del complejo insular y con la progresiva integración de las barras subacuáticas al sistema emergido.

En el caso del Canal del Infierno, la migración hacia el **ONO** y el desarrollo de márgenes diferenciados indican un sistema en ajuste dinámico. La persistencia de profundidades del orden de 18 m en el eje principal, junto con la variabilidad observada en los perfiles transversales, evidencia que el canal mantiene su rol como corredor principal, aunque con modificaciones en la distribución interna del flujo. En particular, los perfiles muestran que este período coincide con una fase de **reactivación erosiva en el canal**, especialmente en los tramos medio y austral, lo que contrasta con la colmatación observada en sectores periféricos.

La configuración de 1992 refleja, por lo tanto, un sistema en el que coexisten procesos de incisión y acumulación. La migración lateral de los canales, la reorganización de las barras subacuáticas y la diferenciación de los márgenes responden a la interacción entre la progradación deltaica, la variabilidad hidrológica y la dinámica mareal.

En conjunto, la carta batimétrica de 1992 no representa una etapa de estabilización, sino un momento de **ajuste morfodinámico activo**, en el que el sistema redistribuye sus flujos y sedimentos. Este comportamiento es consistente con las tasas de profundización registradas

entre 1965 y 1992 en los perfiles del Canal del Infierno, y constituye un punto clave en la transición hacia las condiciones observadas en el período más reciente.

Carta batimétrica 2019

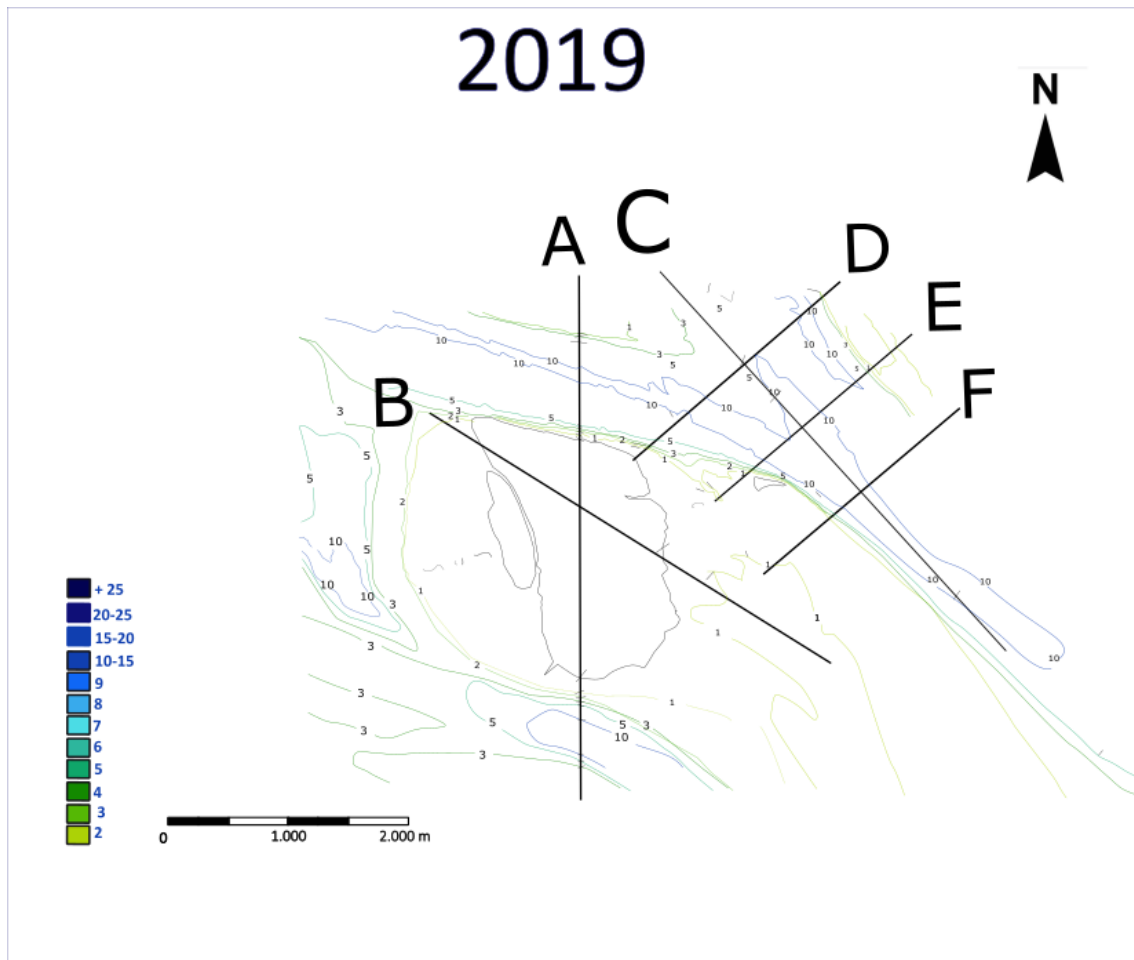


Figura 19: Imagen ilustrativa de carta batimétrica año 1992. Fuente: SOHMA

La carta batimétrica de 2019 (Figura 19) evidencia un sistema geomorfológico en una etapa avanzada de estabilización, donde los procesos sedimentarios han dominado la configuración de los canales y las barras subacuáticas. Este año marca un punto de consolidación en la evolución del Canal del Este, el Canal del Infierno y las barras sedimentarias asociadas, resultado de más de un siglo de interacción entre procesos fluviales y mareales.

En 2019, el Canal del Este muestra una leve migración hacia el NO-SE, manteniendo un perfil estrecho con un espesor aproximado de 100 m. Sus profundidades máximas alcanzan los 10 m y permanecen uniformes a lo largo de su longitud. En 1880, el canal era significativamente más amplio, con profundidades de hasta 10 m, reflejando un flujo activo. En 1965, inició un proceso de colmatación y reducción de su capacidad. Para 1992, el canal presentó un estrechamiento considerable y profundidades reducidas. Este proceso continuó hasta estabilizarse en 2019, reflejando una morfología controlada por la sedimentación y una disminución de la energía fluvial.

En 2019, el Canal del Infierno migra levemente hacia el Este y experimenta un estrechamiento significativo. En su extremo norte, en la confluencia con el Canal del Este y el canal N-S, su ancho se reduce de 800 m a valores entre 400 y 500 m. El margen oeste conserva un perfil abrupto y erosivo. El margen este, en cambio, presenta una pendiente más suave, lo que refleja acumulación sedimentaria y un perfil asimétrico. En 1880, el Canal del Infierno tenía mayores dimensiones y profundidades de hasta 60 m, con un dominio fluvial activo. Desde 1965, comenzó un proceso de migración lateral y colmatación, acompañado de una estabilización parcial. En 1992, la migración hacia el ONO y el estrechamiento definieron una tendencia que culminó en 2019.

Las barras subacuáticas al norte de la Isla Timoteo Domínguez muestran una consolidación en términos de continuidad y expansión lateral. Este cambio refleja la interacción constante entre dinámicas fluviales y mareales. En 1880, estas barras estaban separadas y actuaban como divisores entre canales activos. En 1965, comenzaron a fusionarse progresivamente, contribuyendo a la emergencia de la Isla Timoteo Domínguez. En 1992, las barras migraron hacia el NO, adaptándose a las corrientes dominantes. En 2019, alcanzaron un estado más estable, actuando como elementos clave en la reorganización de los flujos principales.

Interpretación

En 2019, tanto el Canal del Este como el Canal del Infierno presentan una morfología más uniforme, con menores profundidades y un estrechamiento significativo. Estas características sugieren que el sistema ha alcanzado un equilibrio dinámico dominado por procesos de sedimentación.

La persistencia de un margen abrupto en el oeste y una pendiente suave en el este, evidencia una dinámica sedimentaria diferencial. Mientras las corrientes mareales favorecen la acumulación en el margen este, las corrientes fluviales mantienen un perfil erosivo en el margen oeste.

Los cambios en profundidad y ancho de los canales, junto con la consolidación de las barras subacuáticas, indican una disminución en la energía del sistema, favorecida por la progradación deltaica y la predominancia de procesos mareales.

Las barras subacuáticas alcanzaron una configuración estable, actuando como divisores naturales de flujos y facilitando la redistribución de sedimentos en la región.

La carta batimétrica de 2019 refleja hasta el momento, la culminación de un proceso geomorfológico iniciado en 1880, donde los canales principales han experimentado migraciones, colmataciones y estrechamientos que evidencian una transición hacia un sistema sedimentario más estable. El Canal del Este se consolida como un canal de baja energía y limitada capacidad, mientras que el Canal del Infierno muestra un perfil asimétrico influenciado por la interacción fluvial-mareal.

Por su parte, las barras subacuáticas, ahora configuradas de manera estable, representan elementos sedimentarios clave en la reorganización de los flujos principales. Este análisis confirma que el sistema ha alcanzado un equilibrio dinámico, donde los procesos mareales y sedimentarios predominan sobre los fluviales, configurando un entorno geomorfológico único en el contexto del delta del Paraná y el estuario del Río de la Plata.

5 Discusión y consideraciones finales

La evolución geomorfológica y sedimentaria del complejo Isla Martín García–Timoteo Domínguez y del Canal del Infierno evidencia la interacción dinámica entre procesos fluviales y mareales en un sistema deltaico–estuarino altamente activo. El análisis integrado de perfiles batimétricos, tasas de colmatación y evolución de las geoformas permite reconocer que los cambios observados desde fines del siglo XIX no responden a un patrón lineal, sino a una dinámica oscilante controlada por el balance entre energía hidrodinámica y disponibilidad sedimentaria.

El objetivo principal de este estudio fue registrar y analizar los cambios morfológicos y los procesos dinámico-sedimentarios asociados ocurridos en el área desde fines del siglo XIX hasta la actualidad. Los resultados obtenidos permiten comprender los mecanismos que han modelado la región y aportan una base sólida para la gestión futura de dragados, navegación y delimitación territorial.

Uno de los principales hallazgos es la evolución del complejo insular, particularmente de la isla Timoteo Domínguez, que se originó como un banco subacuático y evolucionó hacia una superficie continental consolidada mediante procesos de colmatación y adosamiento sedimentario. Entre 1880 y fines del siglo XX, el crecimiento se produjo principalmente hacia el norte, mediante la transformación de bancos subacuáticos en planicies de marea y marismas. Posteriormente, entre fines del siglo XX y la actualidad, el crecimiento se orientó hacia el oeste, con la integración del banco occidental y la consolidación de una única unidad geomorfológica (Cavallotto et al. 2005). Estos procesos reflejan el rol dominante de los aportes sedimentarios del Delta del Paraná y del río Uruguay.

En paralelo, el Canal del Infierno presenta una evolución más compleja de lo previamente interpretado. Los nuevos resultados muestran que no existe una colmatación progresiva continua, sino una alternancia entre fases de profundización y colmatación. El perfil longitudinal (Perfil C) indica que el canal ha mantenido profundidades relativamente estables ($\approx 15\text{--}19$ m), evidenciando una alta capacidad de ajuste sin pérdida de su carácter profundo.

Por su parte, los perfiles transversales (D, E y F) muestran una mayor variabilidad, con tasas que oscilan entre $-0,07$ m/año (profundización) y $0,07$ m/año (colmatación). La fase de mayor

incisión se registra entre 1965 y 1992, mientras que el período 1992–2019 se caracteriza por una colmatación significativa en los sectores medio y austral del canal. Esta dinámica evidencia que el Canal del Infierno funciona como un corredor de ajuste morfodinámico, donde los cambios longitudinales del talweg se expresan transversalmente mediante la migración de flujos, la formación de barras subacuáticas y la alternancia en la asimetría de los márgenes.

Año	Evento	Intensidad	Impacto en el área de estudio
1888-1889	El Niño	Moderada	Incremento de lluvias y caudales, favoreciendo la erosión y el transporte de sedimentos (Barros 2013).
1925-1926	El Niño	Moderada	Incremento excepcional de caudales, favoreciendo la progradación deltaica y la migración de canales principales (Barros 2013).
1965-1966	El Niño	Fuerte	Aumento significativo de precipitaciones, incrementando la colmatación de canales principales (INA 2020).
1982-1983	El Niño	Muy fuerte	Lluvias extraordinarias generaron una colmatación significativa en los canales y formación de nuevos bancos sedimentarios (Acha y Mianzan 2003).
1997-1998	El Niño	Muy fuerte	Aceleración de la progradación deltaica y colmatación de canales principales debido al incremento en el transporte sedimentario (Barros 2013).
2015-2016	El Niño	Fuerte	Fuertes precipitaciones con impacto significativo en la dinámica

Año	Evento	Intensidad	Impacto en el área de estudio
			del Canal del Infierno y aumento de colmatación (Acha y Mianzan 2003).

Los eventos climáticos asociados a El Niño y La Niña han desempeñado un rol importante en la modulación de estos procesos. Los eventos El Niño, caracterizados por incrementos en precipitaciones y caudales, favorecen el aumento del transporte sedimentario y, en consecuencia, la colmatación de sectores del canal y la formación de bancos. En contraste, períodos de menores caudales pueden favorecer la estabilización o incluso la reactivación erosiva en determinados tramos. En particular, los eventos de alta intensidad (1965–1966, 1982–1983 y 1997–1998) coinciden con fases de reorganización morfodinámica del sistema, especialmente con la profundización observada entre 1965 y 1992 y la posterior colmatación en el período reciente.

El análisis de las tasas de progradación en los perfiles A y B evidencia una evolución diferenciada del complejo insular. Mientras que el sector noroeste (Perfil B) presenta una progradación continua y acelerada, el sector norte (Perfil A) muestra una evolución más variable, con períodos de estancamiento y reactivación. Estas diferencias reflejan la influencia directa del avance del frente deltaico del Paraná en el sector noroeste, así como la reorganización hidrodinámica local en el entorno del Canal del Este.

En conjunto, los resultados confirman que la progradación costera y la evolución del canal no son procesos uniformes, sino que responden a la interacción entre factores regionales (avance deltaico, variabilidad climática) y locales (morfología del canal, distribución del flujo, configuración de barras). La diferenciación espacial observada refuerza la necesidad de un análisis integrado para comprender la dinámica del sistema.

Desde una perspectiva aplicada, estos resultados tienen implicancias directas para la navegación y la gestión de dragados. La variabilidad en las profundidades del Canal del Infierno y del Canal del Este, junto con la formación y migración de barras subacuáticas, afectan la navegabilidad,

especialmente durante condiciones de marea baja (Barrientos 2023). Esto resalta la necesidad de un monitoreo continuo y de estrategias de dragado adaptativas.

Asimismo, la expansión del complejo insular plantea desafíos para la delimitación territorial entre Uruguay y Argentina, dado que la formación de nuevas superficies emergidas modifica la configuración del límite terrestre binacional. En este contexto, resulta fundamental el establecimiento de acuerdos claros para la gestión de estos cambios.

Finalmente, este estudio destaca la importancia de los ambientes asociados, como las planicies de marea y las marismas, que cumplen funciones ecológicas clave. La comprensión de la dinámica geomorfológica y sedimentaria del sistema no solo es esencial para la gestión territorial y la navegación, sino también para la conservación y el manejo sostenible de este sector estratégico del Delta del Paraná y el estuario del Río de la Plata.

6 Agradecimientos

Quiero expresar mi agradecimiento al Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada (SOHMA) por la generosa accesibilidad a la información hidrográfica y batimétrica, que resultó fundamental para el desarrollo de esta investigación.

A su vez, extendiendo mi gratitud a todas las instituciones, docentes y personas que acompañaron este proceso, brindando orientación técnica, apoyo académico y motivación constante a lo largo del desarrollo de la tesis.

7 Referencias bibliográficas

- Acha, E. M., y Mianzan, H. (2003). El estuario del Plata: donde el río se encuentra con el mar. *Ciencia Hoy*, 13(73), 63-70.
- Barros, V. (2013). Escenarios hidrológicos de caudales medios del río Paraná y Uruguay. *Serie Medio Ambiente y Desarrollo*. CEPAL.
- Barrientos, C. M. (2023). *Consecuencias de la evolución sedimentaria de la Isla Martín García y Timoteo Domínguez*. Trabajo Final Integrador, Escuela de Ciencias del Mar, Armada Argentina.
- Benítez, A., Pérez, L., & Medina, R. (2019). Estudio geológico y geomorfológico de la Isla Martín García. *IX Congreso Uruguayo de Geología*, 17A-61-2019.
- Benítez, M. E. (2022). Evolución petrogenética del basamento ígneo-metamórfico de la Isla Martín García, Cratón del Río de la Plata, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, 386 pgs.
- Carranza, Á. J. (1962). *Campañas Navales de la República Argentina: cuadros históricos*, Volumen III, pg 224, Forgotten Books (in Spanish)
- Cavallotto, J.L. y Violante, R.A. (2005). Geología y Geomorfología del Río de la Plata. En: Geología de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio, XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata: 237-254
- Cavallotto, J. L., Violante, R. A. y Colombo, F. (2005). Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60, 353-367.
- Chebli, G. A., Tófaló, O. R. y Turazzini, G. E. (1989). Mesopotamia. En *Cuencas sedimentarias argentinas* (pp. 65-78). Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Chemale Jr, F. (2000). Evolução Geológica do Escudo Sul-Riograndense. En *Geologia do Rio Grande do Sul* (pp. 13-52). CIGO/UFRGS.
- Dalla Salda, L. (1981). El basamento de la Isla Martín García, río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(1), 29-43.
- Dalla Salda, L. (1996). El basamento precámbrico de la Isla Martín García. En *Actas del XIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 11-13).

Dragone, G. N., Ussami, N., Giménez, M. E., Lince, F. G., & Moreno, C. A. (2017). Western Paraná suture/shear zone and the limits of Rio Apa, Rio Tebicuary and Rio de la Plata cratons from gravity data. *Precambrian Research*, 291, 162-177.

Fossati, M., Piedra-Cueva, I., & Perillo, G. M. E. (2014). Transport of fine sediments in the Río de la Plata. *Journal of Coastal Research*, 30(1), 41-52.

González, D. (2019). Fronteras. La isla de la Unión: cómo Argentina y Uruguay llegaron a tener una frontera seca. Disponible en: <https://fronterasblog.com/2019/05/27/la-isla-de-la-union-como-argentina-y-uruguay-llegaron-a-tener-una-frontera-seca-en-un-enclave/>

González, M. A., & Ravizza, G. (1987). Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la Isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(3-42), 231-243.

Instituto Nacional del Agua (INA). *Informes sobre la situación hidrológica de los ríos Paraná y Uruguay*.

Ré, M. y Menéndez, A. (2003). Modelo hidrodinámico del Río de la Plata y su Frente Marítimo. Instituto Nacional del Agua PROYECTO PNUD/GEF RLA/99/G31, LHA 216, Informe LHA 03-216-03, 68 pgs. Disponible: https://www.ina.gov.ar/archivos/publicaciones/LH-Info_FRE_LHA_03_216_03_FrePlata-RPP2D_Mar_2003.pdf

López-Laborde, J. y Nagy, G.J. (1999). Hydrography and sediment transport characteristics of the Río de la Plata. In: Perillo, G.M.E., Pino, M., Piccolo, M.C. (Eds.), *Estuaries of South America: Their Geomorphology and Dynamics*. SpringerVerlag, Berlin, pp. 137–159. (Chapter 7).

Marcomini, S. C., Tripaldi, A., Leal, P., López, R., Alonso, M. S., Ciccioli, P. L., Quesada, A., & Bunicontró, P. (2018). Morfodinámica y sedimentación de un sector del Frente deltaico del Paraná entre 1933 y 2016. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(1), 1-16.

Masquelin, H. (2006). El Escudo Uruguayo. En *Cuencas Sedimentarias de Uruguay, geología, paleontología y recursos minerales: Paleozoico* (pp. 37-106). Facultad de Ciencias – DIRAC, Montevideo.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., 2011. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *Int. J. Earth Sciences*. 100, 201–220.

Parker, G., Marcolini, S., Cavallotto, J. L., & Violante, R. A. (1986). Los registros ecoicos en la diferenciación de sedimentos subacuáticos actuales (Río de la Plata). *Ira Reunión Argentina de Sedimentología*.

Parker, G., Paterlini, C. M. y Violante, R. A. (1994). Edad y génesis del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(1-2), 11-18.

Ravizza, G. B. (1982). Geología del Pleistoceno-Holoceno de la Isla Martín García, Río de la Plata Superior. *Trabajo final de Licenciatura*, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.

Ravizza, G.B. (1984). Principales aspectos geológicos del Cuaternario de la isla Martín García, Río de la Plata superior. *Asociación Geológico Argentina, Revista* 39 (1): 125-130.

Sarubbi, A. (2007). Análisis del avance del Frente del Delta del Río Paraná. *Tesis de grado en Ingeniería Civil*, Universidad de Buenos Aires, 136 pgs.

SOHMA. (Varios años). *Cartas náuticas* Nº 4, 60, 61 (diversas ediciones entre 1946 y 2003). Montevideo, Uruguay.

Urien, C. M. (1966). Distribución de los sedimentos del Río de la Plata superior. *Boletín del Servicio de Hidrografía Naval*, 3(3), 197-203.