EL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL RÍO DE LA PLATA

Editores

Vicente Barros

Ángel Menéndez

Gustavo Nagy

CIMA
CONICET
UBA

Vicente Barros Ángel Menéndez Gustavo Nagy

EL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL RÍO DE LA PLATA

Textos del reporte técnico de los proyectos:

Impactos del Cambio Global en las áreas costeras del Río de la Plata

y

Variabilidad hidroclimática del estuario del Río de la Plata: Influencia humana, ENSO y estado trófico

Figuras en CD adjunto

Proyecto ¨Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change (AIACC)¨
START-TWAS-UNEP

ÍNDICE

Presentación 1

Parte I. Introducción al Cambio Climático y tendencias climáticos regionales

1. Cambio Climático. *Vicente Barros* 3
2. Tendencias climáticas. *Inés Camilloni* 13
3. Variabilidad y tendencias hidrológicas en la Cuenca del Plata. *Inés Camilloni* 21
4. Escenarios climáticos para el siglo XXI. *Inés Camilloni y Mario Bidegain* 33

Parte II, Proyecto AIACC ¨ Impactos del Cambio Global en las áreas costeras del Río de la Plata ¨

5. Inundación y Cambio Climático: Costa argentina del Río de la Plata *Vicente Barros* 41
6. Sudestadas. *Susana Bischoff* 53
7. Hidrología del Río de la Plata. *Ángel Menéndez y Mariano Re* 69
8. Geología y geomorfología. *Jorge Codignotto y Roberto Kokot* 85
9. Topografía. *Roberto Kokot y Jorge Codignotto* 107
10. Vulnerabilidad social estructural. *Claudia Natenzon y otros* 113
11. Escenarios de inundación. *Ángel Menéndez y Mariano Re* 119
12. Impactos económicos y sociales por inundaciones *Claudia Natenzon y otros* 121
13. Instituciones, cultura y adaptación. *Claudia Natenzon y otros* 131

Parte III. Proyecto AIACC ¨ Variabilidad hidroclimática del estuario del Río de la Plata: Influencia humana, ENSO y estado trófico ¨.

14. **T**endencias climáticas, hidrológicas y oceanográficas en el Río de La Plata y costa uruguaya. *Mario* Bidegain y otros 137
15. Vulnerabilidad de las aguas del Río de La Plata: Cambio de estado trófico y factores físicos. *Gustavo Nagy* 145
16. Cambio Global, evolución del estado trófico y floraciones de cianobacterias en el Río de la Plata. *C. López y Gustavo Nagy* 157
17. Vulnerabilidad presente de los recursos hídricos y estado trófico del río Santa Lucía a la ariabilidad climática. *Rubén Caffera y otros* 167
18. Desarrollo de la capacidad de evaluación de la vulnerabilidad costera al Cambio Climático: Zona oeste de Montevideo como caso de estudio. *Gustavo Nagy y otros* 173
19. Vulnerabilidad y capacidad de adaptacion de la pesca artesanal del Río de la Plata a la variabilidad climática. *Walter Norbis y otros* 181

Textos de Figuras 189

PRESENTACIÓN

Esta publicación tiene como objeto difundir los resultados de los proyectos *Impactos del Cambio Global en las áreas costeras del Río de la Plata* (AIACC LA 26) y *Variabilidad hidroclimática del estuario del Río de la Plata: Influencia humana, ENSO y estado trófico* (AIACC LA 32).

El proyecto *Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change* (AIACC) es un proyecto internacional dirigido a estudiar los impactos del Cambio Climático y las posibles adaptaciones al mismo en los países en desarrollo. Es un Proyecto conjunto del START (Sistema para el análisis, investigación y entrenamiento del Cambio Global), el Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUMA) y la Academia del Tercer Mundo (TWAS), y fue financiando por el Fondo Mundial para el Medio Ambiente (GEF), otras agencias internacionales y países.

AIACC ha seleccionado y financiado 24 proyectos en distintas regiones, 6 de ellos en América Latina y el Caribe. El Proyecto AIACC LA 26 ha tenido como contrapartida local, los fondos del Proyecto Estratégico de la Universidad de Buenos Aires sobre inundaciones. Los investigadores del Proyecto pertenecen a las Facultades de Ciencias Exactas y Naturales, Filosofía y Letras e Ingeniería de esa universidad. Participaron también investigadores de la Universidad de la República (Uruguay). El Proyecto AIACC LA 32 se ha desarrollado en la Universidad de la República (Uruguay). El financiamiento de esta publicación fue posible por un subsidio adicional de AIACC financiado por la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional.

El libro consta de tres partes. En la primera (capítulos 1 a 4) se hace una breve introducción a la problemática del Cambio Climático y se describen las tendencias climáticas, hidrológicas de las últimas décadas y los escenarios climáticos para el siglo XXI en la región de la Cuenca del Plata. La segunda (capítulos 5 a 13) y tercera parte (capítulos14 a19) describen resultados de los proyectos AIACC LA 26 y AIACC LA 32 respectivamente. Gráficos de inundación, vulnerabilidad social estructural a las inundaciones en la costa argentina del Río de la Plata y otros relacionados se presentan en el Anexo 1 en un Cd, junto con las figuras del texto.

Los editores destacan la gran contribución realizada por Enrique D´Onofrio y Mónica Fiore, quienes suministraron y elaboraron la información mareológica de la costa argentina del Río de la Plata.

Vicente Barros, Ángel Menéndez y Gustavo Nagy, editores

CAPÍTULO 1

CAMBIO CLIMÁTICO

Vicente Barros
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA-CIMA, CONICET

1.1. Introducción

Las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) resultantes de ciertas actividades humanas, han sido la principal causa del inusual calentamiento del planeta durante los últimos 150 años; este proceso que continúa es conocido como Cambio Climático. En realidad se trata de un calentamiento global del planeta que implica también un importante Cambio Climático no sólo en temperatura sino en las otras variables climáticas como la precipitación, los vientos y la humedad.

1.2. Causas de los cambios climáticos

Los cambios en el clima de La Tierra a través del tiempo fueron y son producidos por diversos procesos naturales que afectan al sistema climático o a alguno de sus componentes. Para concluir que la tendencia al calentamiento global se debe a la actividad humana, se ha debido descartar o al menos mensurar el efecto de estos procesos.

Las variaciones en la órbita de la Tierra alrededor del Sol han inducido importantes cambios climáticos en el pasado. Sin embargo, estos cambios son muy lentos y se manifiestan en el clima, sólo en la escala de los miles de años. En el caso del proceso de calentamiento global en curso, se trata de un proceso que se empezó a producir desde no hace más de dos siglos. Por lo tanto, se debe descartar como posible causa, los cambios en los parámetros de la órbita terrestre, que por otra parte en las presentes circunstancias conducirían a un enfriamiento.

Por la misma razón, también deben descartarse los procesos geológicos que modifican la geografía del planeta. La deriva de los continentes, la aparición y la destrucción de cordilleras modifican no sólo los climas locales sino también el clima global. Estos procesos y los cambios climáticos que originan son muy lentos y sólo importantes en escalas de millones de años.

Las otras posibles causas naturales de Cambio Climático que sí pueden tener efecto en la escala de tiempo de los decenios a siglos son las variaciones de la

radiación solar y de la actividad volcánica, pero no han sido tan importantes como para explicar el calentamiento observado. Aunque la radiación solar ha estado aumentando en los últimos dos siglos, su contribución al calentamiento desde el comienzo del periodo industrial ha sido seis veces menor que la de los GEI.

La actividad volcánica produce explosiones que cuando, por su intensidad, llegan a inyectar gases en la estratosfera, estos permanecen en ella por varios años. Este material aumenta la reflexión de la luz solar al espacio exterior, contribuyendo en consecuencia al enfriamiento del planeta. La ausencia de erupciones de este tipo en la primera mitad del siglo XX contribuyó al calentamiento en ese periodo en magnitud similar al aumento de la radiación solar.

La dinámica del sistema climático como la de otros complejos sistemas puede generar cambios en sus condiciones estadísticas de equilibrio sin que estos obedezcan a ninguna causa externa. A esto se le denomina variabilidad interna. Mediante el uso de modelos climáticos se puede descartar con gran probabilidad, que la variabilidad interna haya generado la tendencia global observada, ya que en simulaciones del clima por miles de años, estos modelos no reproducen tendencias de la temperatura global durante períodos de 100 años, tan pronunciadas como la que esta siendo observada en el último siglo.

La modificación de la composición química de la atmósfera, cuando afecta los así llamados gases de efecto invernadero es otra de las causas de cambios climáticos. Desde el comienzo del período industrial la concentración de estos gases ha sido alterada por las emisiones de origen antrópico.

Las emisiones de hollines y otras partículas, así como de sulfatos y nitratos originadas en actividades humanas dan lugar a la formación de aerosoles. Estas emisiones se suman a las naturales y son una fuente potencial de cambios climáticos globales y regionales. Un efecto directo de los aerosoles es que al reflejar la luz solar hacia el espacio exterior contribuyen al enfriamiento, aunque en el caso de los hollines pueden tener un efecto de invernadero. Además de ello, alteran el proceso de formación de las nubes y su duración. Sobre su efecto sobre el clima global hay aún una gran incertidumbre. De todos modos, mientras que las emisiones de aerosoles de origen humano crecen en forma lineal, las de los GEI lo están haciendo en forma exponencial, por lo que su efecto relativo irá perdiendo importancia a nivel global.

1.3. Radiación solar y radiación terrestre

Todos los cuerpos emiten y absorben la radiación electromagnética en forma diferente según su temperatura. Las emisiones son en general muy cercanas a la

de un cuerpo negro y proporcionales a la cuarta potencia de la temperatura absoluta (ley de Stefan-Boltzman). Para cada temperatura, las emisiones están prácticamente dentro de un cierto rango de longitudes de onda de acuerdo con la ley deducida por Planck El máximo de la emisión varía con la temperatura de forma que los cuerpos más calientes emiten en longitud de onda más corta que los más fríos.

La Tierra recibe energía del Sol en forma de radiación electromagnética: Esta radiación al provenir de un cuerpo con alta temperatura (alrededor de 6000° K) se propaga por ondas de longitud muy corta, atravesando la atmósfera con poca absorción. Una parte es reflejada al espacio exterior por las nubes, la propia atmósfera y por la superficie terrestre y el resto es absorbida en esta última. A su vez la superficie terrestre, la atmósfera y las nubes emiten radiación electromagnética con una longitud de onda más larga ya que se encuentran a temperaturas mucho menores, 200 a 300° K

1.4. Efecto invernadero

La atmósfera no es transparente a la radiación terrestre como lo es a gran parte de la radiación solar. La mayor parte de esta radiación es absorbida, excepto en una determinada banda de longitud de onda llamada ventana de radiación porque por ella escapa al espacio la radiación terrestre. La transparencia de la atmósfera a la radiación solar y su opacidad a la radiación terrestre, hace que la temperatura media del planeta sea mayor (unos 30° C) que la que tendría en el caso de carecer de atmósfera. A esta acción natural de la atmósfera se la llama efecto invernadero. Este efecto está siendo intensificado ahora por el aumento de las concentraciones de GEI.

La atmósfera está compuesta en su mayor parte por nitrógeno y oxígeno, pero también en menor medida por otros gases. Entre estos últimos, el vapor de agua (HO_2), el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O) son gases de efecto invernadero pues absorben parte de la radiación saliente en la banda de longitudes de onda de la ventana de radiación. En términos coloquiales e ilustrativos se dice que el aumento de la concentración de estos gases va cerrando la ventana de radiación. De esta forma, cuando la concentración de estos gases aumenta, la radiación saliente al espacio exterior es menor y se produce el calentamiento del planeta pues la temperatura aumenta hasta que la radiación saliente alcanza a equilibrar nuevamente la radiación solar absorbida en el planeta.

1.5. Los gases de efecto invernadero (GEI)

Las actividades humanas no pueden aún modificar directamente la concentración del vapor de agua en la atmósfera, porque ésta está regulada por

la temperatura que condiciona su remoción a través de los procesos de condensación y congelación en las nubes. En cambio, existen claras evidencias que las emisiones antrópicas de los otros GEI han modificado sus concentraciones atmosféricas. A partir de la revolución industrial, debido a la quema de combustibles fósiles (carbón, petróleo y gas natural) para la producción de energía, se ha liberado gran cantidad de CO_2 a la atmósfera y lo mismo ocurrió con las emisiones de los otros GEI por otras actividades humanas.

Las emisiones de dióxido de carbono, originadas en la combustión de hidrocarburos fósiles, tuvieron un crecimiento de tipo exponencial desde el comienzo del período industrial, y a las mismas se deben sumar las causadas por la deforestación, que son actualmente tres o cuatro veces menores que las primeras. Parte del dióxido de carbono emitido está siendo captado por los océanos, por la biosfera y a través de esta, por los suelos, pero casi la mitad se está acumulando en la atmósfera. Por ello se ha producido un incremento de las concentraciones de alrededor del 30 % en los últimos 150 años. En el mismo período, la concentración del metano en la atmósfera aumentó un 150 % y la del óxido nitroso un 16 %.

Las alteraciones en la concentración de los GEI en la atmósfera producidas por sus emisiones duran en promedio desde alrededor de 15 años en el caso del metano, a 100-150 años en el del dióxido de carbono y el del óxido nitroso. Hay otros GEI artificiales, afortunadamente de muy baja emisión, para los que se estiman tiempos de permanencia en la atmósfera antes de su destrucción que van de entre 40 años a varios miles de años según sea la sustancia química.

La prolongada permanencia de las emisiones de GEI en la atmósfera hace que estas emisiones tengan un efecto acumulativo. Debido a que el tiempo de permanencia del efecto de las emisiones del CO_2 y el N_2O es superior a 100 años, en el caso hipotético de que estas se redujeran a cero, la atmósfera continuaría con concentraciones superiores a las del período preindustrial por largo tiempo, volviendo sólo después de unos dos siglos a sus valores iniciales. A ello se debe agregar que la capacidad calorífica del sistema climático es enorme, particularmente por su componente oceánica, por lo que el equilibrio térmico del sistema climático con las nuevas concentraciones de GEI se alcanza sólo unos 50 años después que estas son modificadas.

El efecto combinado de la prolongada permanencia de los GEI en la atmósfera y del retardo con que las temperaturas del sistema climático se acomodan a las nuevas concentraciones de los GEI tiene dos implicancias de significativo contenido político. Los cambios que se han producido ya en el clima y los que ocurrirán en las próximas décadas son principalmente resultado de las emisiones pasadas, de las cuales son responsables fundamentalmente los países

desarrollados. Las emisiones presentes condicionarán el clima futuro, de forma que el clima de la segunda mitad del siglo dependerá críticamente del ritmo de las emisiones durante las próximas décadas.

1.6. El calentamiento global durante el periodo industrial

La temperatura promedio de la superficie del planeta aumentó entre 0,6 y 0,7° C durante los últimos 150 años (Fig.1.1). El patrón de las tendencias y fluctuaciones es similar en ambos hemisferios. No cabe duda sobre el calentamiento global ya que si bien puede haber cuestionamientos sobre estas series globales por la presunta modificación a lo largo del tiempo del entorno de las estaciones meteorológicas, hay, además, una serie de indicadores del sistema climático que son consistentes con esta tendencia. Se observa una retirada general de los glaciares y la temperatura de la superficie del mar se calentó al menos en 0,6° C. Este aumento abarco prácticamente toda la capa de mezcla, cuyo espesor varía de 50 m o menos en las zonas tropicales hasta 700 m en las latitudes altas. La capacidad calorífica de esta capa del mar es al menos 35 veces superior a la de la atmósfera, lo que está indicando una formidable acumulación de calor en el planeta. También hay una aceleración del ciclo hidrológico, lo que es consistente con el calentamiento global. Desde 1950, la temperatura nocturna aumentó más rápidamente que la diurna lo que es indicativo que el aumento en la temperatura se debe al efecto invernadero. Todos estos y otros indicios son coincidentes en indicar que hubo un calentamiento global, sobre todo en los últimos 30 años que tiene la impronta del aumento de las concentraciones de GEI como lo es también, aunque parezca paradójico, el enfriamiento de la estratosfera desde 1980 en más de 0,5° C.

Por otra parte, una reconstrucción paleo-climática (Fig. 1.2) indica que un cambio tan intenso como el actual no tiene antecedentes en los últimos 1000 años lo que estaría también contribuyendo a descartar que el mismo se haya originado en la variabilidad natural.

Sobre la base de estos y otros elementos de juicio el Panel Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC 2001a) en su informe del año 2001 ha concluido que la tendencia al calentamiento observada en el siglo XX tiene una importante componente de origen antrópico.

1.7. El clima en el siglo XXI

La evolución de las emisiones de los GEI en el futuro va a depender de numerosos factores cuya predicción es bastante compleja. Ellos son el crecimiento económico y demográfico, los cambios tecnológicos e incluso el desarrollo hacia una sociedad con mayor o menor equidad. Por último, pero no menos importante, dependerá también de las respuestas colectivas de la

humanidad para reducir o al menos disminuir la tasa de crecimiento de las emisiones.

Como todo esto es muy difícil de prever, sólo cabe la posibilidad de construir posibles escenarios socioeconómicos del futuro. Los distintos escenarios presuponen niveles de actividad económica que implican a su vez distintos escenarios de emisiones. Se pueden construir tantos escenarios de emisiones como surjan de las combinaciones de los factores determinantes del nivel de actividad económica y de sus características, sin certeza sobre cual ha de ser el que realmente ocurrirá. Sin embargo, dado un determinado escenario de emisiones de GEI a lo largo del tiempo, este determina el escenario de la evolución de las concentraciones de estos gases, Fig. 1.3.

El efecto de las concentraciones de GEI en el clima se estudia mediante modelos climáticos globales (MCG) que permiten simular el sistema climático en casi toda su complejidad. Estos modelos representan los procesos físicos del mar, la atmósfera, el suelo y la criósfera, y simulan su evolución mediante el uso de grandes computadoras. Sólo los MCGs más sofisticados han sido capaces de reproducir, a partir de la evolución de las concentraciones de los GEI, los cambios climáticos globales observados durante el periodo industrial. Esto genera cierta confianza en su habilidad para simular los cambios globales del clima futuro.

Los distintos MCG proyectan distintos valores de la temperatura global, aún bajo los mismos escenarios socio-económicos. Sin embargo, todos dan la misma respuesta cualitativa, calentamientos apreciables a lo largo del siglo XXI para cualquiera de los escenarios socioeconómicos.

Para el año 2060, los MCGs pronostican un aumento de la temperatura global de la superficie de 1,3 a 2,5°C dependiendo del escenario socioeconómico, con mayor calentamiento en las latitudes altas y en invierno. Este calentamiento no sería uniforme en las áreas continentales del hemisferio norte donde habría zonas en las que la temperatura aumentaría más de 8°C. La tabla 1.1 muestra las proyecciones medias de aumento de temperatura para diferentes décadas hasta el 2100 respecto del período 1961-90 estimadas por MCG para distintos escenarios. Más allá de esa fecha, el aumento de las temperaturas podría ser mucho mayor, dependiendo fundamentalmente de la evolución futura de las emisiones.

Los MCG son una metodología confiable para estimar cambios climáticos a escala global, pero aún tienen una capacidad limitada para simular el clima en la escala regional, entendiendo por tal la que va desde una localidad a un continente. Aunque los distintos modelos son consistentes entre sí en sus predicciones para la escala global, presentan notables diferencias en la escala

regional, particularmente en las simulaciones de los campos actuales de la precipitación y de su predicción futura lo que es una limitante de importancia a la hora de evaluar los impactos del Cambio Climático.

Tabla 1.1. Apartamiento de la temperatura media global en superficie (° C) medida y proyectada para diferentes escenarios socioeconómicos

	ESCENARIOS			
	A1	A2	B1	B2
2000	0,15	0,15	0,15	0,15
2020	0,50	0,50	0,50	0,60
2040	1,20	1,00	0,90	1,10
2060	2,50	1,80	1,30	1,60
2100	4,50	3,80	2,00	2,70

.Esto es a su vez, también una gran limitación para estimar la vulnerabilidad al Cambio Climático, ya que es de esperar que la mayor parte de los impactos ecológicos, económicos y sociales sean de escala regional o local. Sin embargo, los modelos son consistentes en la predicción de algunos aspectos, que aunque de carácter global se manifiestan en muchas regiones. Por ejemplo, se espera un aumento de la intensidad del ciclo hidrológico con mayores precipitaciones, aunque en algunas regiones pueda ocurrir lo contrario. Se estima que habrá una mayor frecuencia e intensidad de las precipitaciones intensas (IPCC 2001b), y en consecuencia de los fenómenos asociados a ellas, cosa que ya está ocurriendo en muchas regiones del planeta.

Como consecuencia de la expansión térmica de los océanos y en menor medida por el deshielo de los glaciares y mantos continentales de hielo, se estima que aumentará el nivel medio del mar, el que hacia el 2100 estaría en alrededor de 60 cm por encima de su nivel actual. Este efecto global se sentirá con pocas variantes en todas las costas del planeta, pero se pueden anticipar problemas severos en aquellas relativamente bajas como es el caso de los deltas y costas de estuarios y en los estados insulares del Caribe y Polinesia, causando grandes pérdidas socioeconómicas y migraciones.

Otro impacto global que se manifestará uniformemente a escala regional es el de la fertilización de gran parte de la biosfera con el consiguiente cambio ecológico. Parte de la vegetación tiene un tipo de fotosíntesis en el que el dióxido de carbono es un factor limitante, por lo que su aumento favorece su desarrollo. Otros vegetales, en cambio, no cambian su nivel de fotosíntesis en función de la concentración del dióxido de carbono. El aumento de la concentración de este gas puede alterar el equilibrio ecológico favoreciendo la

expansión del primer tipo de vegetales a expensas del segundo. Mucho más severos serán los efectos de los cambios climáticos sobre los ecosistemas. Estos pueden resultar muy críticos en los sistemas aislados como los de montaña o humedales donde se podría llegar a la extinción masiva de muchas especies y ecosistemas. Algo parecido ocurriría con casi todos los sistemas ecológicos ya que el uso antrópico del espacio ha llevado a la fragmentación y el aislamiento de los mismos.

Algunos estudios sugieren que aún en los casos en que la continuidad de los ecosistemas no está limitada geográficamente, la velocidad del Cambio Climático sería dos o tres veces superior al que muchas especies pueden desplazarse. Por ello, está predominando la idea de que de no mediar una reducción drástica de las emisiones de GEI y su eliminación antes de 50 años, la catástrofe ecológica no tendrá precedentes desde que el Hombre apareció en el planeta.

En la producción de alimentos, no se prevé grandes dificultades a escala global aunque sí en ciertas regiones. Las perdidas de productividad en ciertas áreas, principalmente tropicales y subtropicales, serían compensadas por los aumentos en otras, particularmente en latitudes medias y altas. Sin embargo, es de esperar que los rápidos avances en la biotecnología permitan una veloz adaptación a las nuevas condiciones climáticas en casi todo el mundo.

Finalmente, existe consenso en que el impacto será mayor en todo sentido en los países en desarrollo pues carecen del conocimiento, la organización y los recursos materiales para anticipar y adaptarse al Cambio Climático.

1.8. Parte del Cambio Climático ya es inevitable: Mitigación y Adaptación.

Cuando se calcula el potencial de calentamiento de las emisiones de GEI según las actividades humanas, el 48 % corresponde a la energía, fundamentalmente por la quema de combustibles fósiles. El 24% corresponde a las emisiones de clorofluorocarbonos. Un 13% se atribuye a la deforestación, particularmente en el Amazonas y en Borneo. Un 9% se debe al sector agropecuario, debido a la ganadería bovina y al cultivo del arroz con inundación que es la principal fuente de alimentación para la mitad de la humanidad. El 6 % restante es consecuencia del manejo de los residuos orgánicos y de algunos pocos procesos industriales. Sobre las emisiones de los clorofluorocarbonos y de otras sustancias que dañan la capa de ozono están vigentes reducciones acordadas en el Protocolo de Montreal. Por lo tanto, el sector energético contribuye con dos tercios del potencial de calentamiento de las emisiones restantes.

Cualquier intento de mitigar seriamente el Cambio Climático debe pasar por una reducción drástica (del orden del 50 %) de la quema de combustibles fósiles y en el futuro, su eliminación. Como los combustibles fósiles son la principal fuente de energía (más del 80% del total del mundo), esto no sería posible de inmediato sin causar una catástrofe económica mundial. Además, la sustitución de una fuente de energía primaria es un proceso que la experiencia histórica muestra que tomará, al menos, varias décadas. Por ello, la sustitución de los hidrocarburos en forma substancial no parece factible en un horizonte de 10 a 20 años.

Además de esta inercia en el sistema socioeconómico, como ya se mencionó antes, las concentraciones de GEI permanecen por largo tiempo en la atmósfera y el ajuste térmico del sistema climático a las mismas es también lento. Por lo tanto la temperatura aumentará en las próximas décadas en cualquiera de los posibles escenarios socioeconómicos. Es decir, que a pesar de lo poco o mucho que se logre hacer para disminuir las emisiones, el Cambio Climático en las próximas décadas y sus consecuencias ya son inevitables. En efecto, no hay muchas diferencias hasta el año 2040 entre los distintos escenarios. De la tabla 1.1 se desprende que no habría muchas diferencias entre los distintos escenarios hasta el año 2040. Es decir, que no importa lo que se haga con las emisiones, los cambios climáticos hasta esa fecha ya estarían determinados. Sin embargo, las distintas opciones en materia de emisiones serán sumamente críticas en la determinación del clima para el resto del siglo

Dado lo inevitable del Cambio Climático durante el siglo XXI, se está considerando no sólo la mitigación del Cambio Climático, sino la adaptación al mismo. La adaptación óptima sería aquella que se puede planificar con antelación y no la que ocurre a medida que aparecen los cambios. Sin embargo, en muchos casos eso es aún imposible pues no se cuenta con escenarios muy creíbles a escala regional. De todos modos, el manejo de escenarios permite en ciertos casos minimizar potenciales riesgos sin mayores costos. En particular siempre es recomendable la utilización de opciones que de todos modos son buenas para las condiciones presentes (non regret options).

La preocupación internacional sobre el Cambio Climático dio lugar a la Convención Marco de Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) firmada en 1992 en Río de Janeiro y en el contexto de la misma, al Protocolo de Kyoto en 1997. Ambos instrumentos constituyen los primeros pasos hacia una solución colectiva y progresiva para la mitigación de este grave problema. El Protocolo de Kyoto compromete una modesta reducción de las emisiones de los países desarrollados durante los próximos años, pero esas reducciones deberían ser mucho mayores si se pretende frenar o al menos reducir la velocidad del calentamiento global hacia la segunda mitad del siglo.

La adaptación a la parte ya inevitable del Cambio Climático es una imperiosa necesidad, pero de ningún modo debe entenderse como una alternativa al proceso de mitigación, pues si este no se profundiza los resultados en la segunda mitad del siglo pueden ser catastróficos.

Referencias

Barros, V. 2004: El Cambio Climático Global. *Libros del Zorzal,* Buenos Aires, 172 pp.

IPCC, 2001a: Climate Change 2001: The Scientific Basis. *Cambridge University Press*, USA, 881 pp.

IPCC 2001b: Impacts, Adaptation and Vulnerability. *Cambridge University Press*, USA, 1031 pp.

Mann, M. E., Bradley, R. S and Hughes, M.K. 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations, *Geophys. Res. Lett*, **26**, pp. 759-762.

CAPÍTULO 2

TENDENCIAS CLIMÁTICAS

Inés Camilloni
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA-CIMA, CONICET

2.1. Introducción

El sudeste de Sudamérica es una región crecientemente vulnerable a eventos climáticos e hidrológicos extremos como consecuencia de los cambios que han tenido lugar a partir de la década del ’70. En este capítulo se presenta un análisis acerca de la variabilidad climática interanual observada en el sudeste de Sudamérica durante el último siglo. Las variables analizadas son la temperatura, precipitación y la circulación atmosférica próxima a la superficie. En particular estas dos últimas variables constituyen factores influyentes sobre la altura del Río de la Plata que en las últimas décadas ha mostrado un aumento en el nivel de sus aguas especialmente en el puerto de Buenos Aires (Lanfredi y otros 1998).

2.2. Temperatura

Existen evidencias convincentes de que la temperatura media global de superficie es superior ahora que al comienzo de los registros instrumentales hace más de un siglo. Aunque los registros del hemisferio sur son más cortos y menos representativos que los del hemisferio norte, existe una consistencia entre ambos hemisferios con el hemisferio sur mostrando un aumento persistente (IPCC 2001). En el periodo 1979 - 2000 las tendencias en el sudeste de Sudamérica son en general más débiles que en otras regiones continentales, pero son de todos modos positivas.

En la figura 2.1 se presentan las anomalías de la temperatura media anual respecto de 1961-1990 para el sudeste de Sudamérica en el área delimitada por 20° S-45° S y 45° W-65° W para el período 1901-95 que abarca la mayor parte de la Cuenca del Plata. Se observa una tendencia positiva a partir de la década de 1920 y una predominancia de anomalías positivas desde la década de 1980.

2.2. Precipitación

El cono sur de Sudamérica al este de los Andes es la región del planeta que

presenta el mayor aumento en la precipitación anual durante el siglo XX (Giorgi 2003) mientras que al oeste de los Andes esta tendencia fue marcadamente negativa (Barros 2004). Esta característica de tendencias opuestas en la precipitación entre dos regiones de latitudes subtropicales, positiva al este y negativa al oeste del continente, se ha registrado no sólo en el sur de Sudamérica sino en la mayor parte de los continentes de ambos hemisferios. La excepción es África del sur pero es en Sudamérica, con un aumento de la precipitación anual del orden del 23% al este y una disminución del 50% al oeste en los últimos 50 años, donde el contraste en las tendencias es más marcado. Este comportamiento sería consecuencia del desplazamiento de los anticiclones subtropicales hacia latitudes más altas que se ha registrado en las últimas décadas (Gillet y otros 2003; Escobar y otros 2003) y cuyas evidencias para el Atlántico Sur se presentarán más adelante.

El aumento de las precipitaciones no fue simultáneo sobre toda la región. En el sur de Brasil y noreste de Argentina, las tendencias positivas se iniciaron a partir de mediados de la década de 1970 y podrían estar vinculadas con una mayor intensidad y/o frecuencia del fenómeno de El Niño (Barros y Doyle 1996; Barros y otros 2000) mientras que en el sur y centro de la Argentina subtropical la fuerte tendencia positiva se inició a fines de la década de 1960. Ello fue simultáneo con un importante calentamiento de las costas e islas antárticas del hemisferio occidental, probablemente causado por el desplazamiento hacia el sur del anticiclón del Atlántico Sur (Barros y Doyle 1996; Barros y otros 2000). Asimismo, no se pueden descartar otras posibles causas como el calentamiento del Atlántico Sur occidental (Liebmann y otros 2004).

En el territorio argentino al norte de 40° S el incremento en las precipitaciones medias anuales fue entre el 10% y 40% en el período 1956-91 (Castañeda y Barros 1994). Las regiones donde se han producido los mayores aumentos son el oeste de la Provincia de Buenos Aires y el este de Corrientes donde los incrementos observados son de más de 200 mm en el período analizado. En Argentina subtropical, las mayores tendencias se han registrado en el verano y las estaciones intermedias con escasa o negativa tendencia en la región litoral durante el invierno (Castañeda y Barros 1994), pero al oeste de 59º W, las tendencias positivas importantes se registraron sólo en el verano (Castañeda y Barros 2001).

En la figura 2.2 se presentan las tendencias en la precipitación anual para el sudeste de Sudamérica para el período 1959-2002. Estas tendencias fueron calculadas utilizando información proveniente de más de 140 estaciones pluviométricas cuyos datos han sido promediados en retículos de 3° de latitud por 3° de longitud. Se observan dos centros de máxima tendencia en el oeste de Buenos Aires y La Pampa y sobre Corrientes y sur de Misiones. Asimismo, toda

la banda de latitudes entre 20° S y 40° S al este de los Andes muestra tendencias positivas.

2.3. Circulación atmosférica en superficie

La circulación sobre el Río de la Plata y el océano adyacente depende fuertemente del anticiclón subtropical del Atlántico sur, especialmente de su borde oriental. Este sistema de alta presión desempeña un papel preponderante en la determinación de los vientos que afectan el estuario del río. La ubicación de este sistema de alta presión varía durante el transcurso del año y en consecuencia también la dirección del viento sobre toda la región de influencia.

En verano la dirección media del viento es del Este-Noreste sobre la mayor parte del estuario debido a que el anticiclón se centra alrededor de 35° S, 45° W. Esto es consistente con el nivel del agua más alto observado en esa estación, capitulo 7. Durante el invierno los vientos medios provienen del Noroeste y la posición media del anticiclón subtropical del Atlántico sur es cercana a los 30° S. La dirección media del viento observada durante la primavera es del Este/Noreste, asemejándose al patrón de viento observado durante el verano. La diferencia principal encontrada entre estas dos estaciones del año radica en la intensidad del viento, que presenta valores algo menores durante la primavera. Finalmente, durante el otoño, el patrón de circulación en superficie sobre el estuario del Río de la Plata presenta una dirección media del viento que proviene del Noreste pero con valores más pequeños que los observados en las otras épocas del año. Por lo tanto, el aumento progresivo del nivel medio del mar se podría relacionar con el cambio en la posición normal del anticiclón subtropical del Atlántico sur que produce una intensificación y una rotación del viento hacia el Este.

Existe escasa literatura relacionada con el análisis de cambios en la circulación en el litoral atlántico subtropical de Sudamérica y su relación con diversas variables meteorológicas. Minetti y otros (1987) estudiaron las fluctuaciones de la circulación en América del Sur y su relación con variaciones aperiódicas de la precipitación. Camilloni (1999) analizó la disminución en la intensidad media anual de la isla urbana del calor de la ciudad de Buenos Aires a partir de mediados de la década del '60 y encontró que estaría en parte asociada al desplazamiento hacia el sur de la posición media del anticiclón subtropical del Atlántico sur. Más recientemente, Simionato y otros (2004) analizaron la variabilidad superficial del viento sobre el Río de la Plata y algunos de sus resultados demostraron una intensificación de los vientos del Este sobre la región durante diciembre y enero.

Escobar y otros (2003) realizaron un análisis de la circulación superficial sobre el Río de la Plata y el océano adyacente que les permitió identificar cuatro modelos patrones de circulación en superficie que en conjunto explican el 96,5%

de la varianza. En la tabla 2.1 se presentan los porcentajes de varianza explicados por cada una de las componentes principales (CPs).

Tabla 2.1. Porcentajes de varianza explicados por cada una de las componentes principales y porcentaje total acumulado

	CP1	**CP2**	**CP3**	**CP4**	**TOTAL**
Varianza (%)	**46,1**	**45,1**	**3,9**	**1,4**	**96,5**

El análisis de las series de factor loadings permite evaluar la representatividad de las componentes principales como situaciones climáticas reales. Es decir, valores más cercanos a 1 representan situaciones climáticas similares a las componentes principales (Harman 1976; Cattell 1978). En el estudio de Escobar y otros (2003) las series de factor loadings de las dos primeras componentes principales presentaron valores mayores a 0,7, lo que significa que el patrón teórico y la situación climática real tienen configuraciones similares. Además, los porcentajes de varianza explicados por estas dos CPs representan más del 90% de la varianza total. Por lo tanto, la discusión fue realizada para las componentes primera y segunda: CP1 y CP2 (Fig. 2.3) ya que estos dos modelos de circulación representan los principales modos de variación que tiene la atmósfera sobre la región del estuario del Río de la Plata. Las restantes CPs, además de presentar muy bajos porcentajes de varianza explicada, también mostraron valores muy pequeños en sus respectivas series de factor loadings. Por lo tanto las componentes 3 y 4 no fueron consideradas en la descripción climática.

El **modelo 1** (CP1) presenta una zona de alta presión en el norte y el centro del área del estudio, y una región dominada por bajas presiones asociada a los vientos del oeste al sur del paralelo 37° S. El anticiclón subtropical del Atlántico Sur se identifica cerca de 30° S, 50° W. Con esta configuración de presión, la circulación atmosférica en superficie sobre el estuario del Río de la Plata y el océano adyacente es afectada por vientos de dirección Oeste y Noroeste. El **modelo 2** (CP2) muestra un patrón de circulación en superficie caracterizado por una amplia región de la alta presión asociada al anticiclón subtropical del Atlántico Sur, cuyo centro se halla aproximadamente cerca 37° S, 45° W. Además, se puede notar una zona de baja presión al oeste de 60° W con un mínimo en el norte de la Argentina. Por lo tanto, la circulación superficial en el estuario del Río de la Plata y el océano adyacente está bajo la influencia de vientos de dirección Este.

Con el objeto de analizar la variabilidad intraanual de la circulación en superficie sobre el Río de la Plata y el océano adyacente, se discriminaron los porcentajes de varianza explicados por CP1 y CP2 en función de cada una de

las cuatro estaciones del año. La discriminación de la varianza se realizó mediante el empleo de las series de factor loadings. La tabla 2.2 muestra los porcentajes de varianza de cada CPs y para cada estación del año.

Tabla 2.2. Porcentaje de varianza total asociada a cada CP y porcentajes referidos a cada estación del año

	CP1	CP2
TOTAL	**46,1**	**45,1**
VERANO	**5,2**	**18,2**
OTOÑO	**15,1**	**7,5**
INVIERNO	**20,7**	**2,9**
PRIMAVERA	**5,1**	**16,4**

Se puede observar que el **modelo 1** (CP1) representa la circulación en superficie del invierno y del otoño debido a que explica el 20,7% y el 15,1% de la varianza, respectivamente, es decir el 35,8 % sobre un total de 46,1 %. Por otra parte, el **modelo 2** (CP2) caracteriza la circulación en superficie del verano y de la primavera ya que explica el 18,2% y el 16,4% de la varianza, respectivamente. Es decir el 34,6 % sobre un total de 45,1 % .El estudio de las tendencias temporales de la circulación en superficie representada por los **modelos 1 y 2** fue realizado mediante el análisis de las series de factor loadings (Fig. 2.4.) que representan a cada uno de estos modelos patrones de circulación.

La serie correspondiente al **modelo 2** presenta una leve tendencia positiva a partir de la década del 70, mientras que la serie del **modelo 1** muestra una tendencia negativa también a partir de 1970 aproximadamente. De acuerdo con el comportamiento temporal del **modelo 2** se puede inferir que existe una intensificación del anticiclón subtropical del Atlántico Sur a partir de la década del 70. Esto implica, en consecuencia un aumento en la componente Este del viento en superficie sobre el estuario del Río de la Plata durante los últimos 30 años. En cambio, del análisis del **modelo 1** surge que existe un deslazamiento hacia el sur del anticiclón subtropical del Atlántico Sur, lo que estaría indicando una rotación hacia el Este en la dirección del viento.

Un análisis más detallado de las series de factor loadings, discriminando únicamente los meses del verano permite resaltar aún más los resultados descriptos anteriormente (Fig. 2.5). En esta figura se observa con mayor claridad las tendencias de ambos modelos de circulación. El análisis para el resto de las estaciones del año no muestra tendencia significativa para ninguno de los dos modelos.

En consecuencia, el análisis de los dos modelos posibilitó detectar una tendencia del anticiclón subtropical del Atlántico Sur a intensificarse y desplazarse hacia el sur a partir de la década de 1970 y especialmente durante el verano. Este cambio observado trae como consecuencia una rotación e intensificación del viento hacia el Este sobre el estuario del Río de la Plata y toda la zona de influencia siendo coherente con el aumento en el nivel medio de las aguas del río observado durante las últimas décadas.

Referencias

Barros, V. 2004: Tendencias climáticas**.** *Proyecto Agenda Ambiental Regional-Mejora de la Gobernabilidad para el Desarrollo Sustentable PNUD ARG/03/001*

_____, and M. Doyle 1996: Precipitation trends in southern South America to the east of the Andes. *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA).* Report 26, Editors: S. Kinter III and E.Schneider, 76-80.

_____, M. E. Castañeda, and M. Doyle 2000: Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. In *Southern Hemisphere paleo and neo-climates, P.P. Smolka and W. Volkheimer, Eds.*, Springer-Verlag, Berlin, Heidleberg, 2000.

Camilloni I. 1999: Temporal variability of the Buenos Aires' urban heat island intensity. Anales de International Conference on Urban Climatology *ICUC'99* (CD ROM). Sydney, Australia, 1999.

Castañeda, M. E. y V. Barros 1994: Las tendencias de la precipitación en el Cono Sur de América al este de los Andes. *Meteorológica*, **19,** 23-32.

_____ y Barros, V. 2001: Tendencias de la precipitación en el oeste de Argentina. *Meteorológica*, **26**, 5-23.

Cattell, R. 1978: The scientific use of factor analysis: in Behavioral and Life Sciences. *Plenum Press. New York and London*.

Escobar G., I. Camilloni y V. Barros 2003: Desplazamiento del anticiclón subtropical del Atlántico Sur y su relación con el cambio de vientos sobre el estuario del Río de la Plata. Anales del X Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología (CD-ROM). La Habana, Cuba. 2003.

Gillett N., F. Zwiers, A. Weaver and P. Stott 2003: Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature,* **422**, 292-294.

Giorgi F. 2003: Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: Observations. *Clim.Dyn.*, **18**, 675-691.

Harman, H. 1976. Modern Factor Analysis. *The University of Chicago Press*. Chicago.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2001: Third Assessment Report. The Scientific Basis. *Cambridge University Press*.

Lanfredi N. W., E. D´Onofrio and C. Mazio 1998: Variations of the mean sea level in the southwest Atlantic Ocean. *Continental Shelf Research,* **14**, 47-60.

Liebmann B., C. Vera, L. Carvalho, I. Camilloni, M. Hoerling, D. Allured, M. Bidegain, J. Baez and V. Barros 2004: An observed trend in Central South American precipitation. *Journal of Climate* (en prensa).

Minetti J. L., E. M Sierra y A. G. Pobrete 1987: Las fluctuaciones de la circulación regional en Sudamérica. Anales del II Congreso Interamericano y V Congreso Argentino de Meteorología. Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina. 1987.

Simionato C, C. Vera and F. Siegismund 2004: Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata. *Continental Shelf Research* (en prensa).

CAPÍTULO 3

VARIABILIDAD Y TENDENCIAS HIDROLOGICAS EN LA CUENCA DEL PLATA

Inés Camilloni
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA-CIMA, CONICET

3.1. Características generales de la Cuenca del Plata

Los ríos Paraná y Uruguay son los principales tributarios del Río de la Plata y junto con el Paraguay, afluente del Paraná, constituyen los ríos más importantes de la cuenca del Plata (Fig. 3.1). La región argentina de esta cuenca representa un 30% de la superficie total de la cuenca mientras que el 70% restante se reparte entre Bolivia (7%), Brasil (46%), Paraguay (13%) y Uruguay (4%). El comportamiento hidrológico de los ríos que conforman la cuenca del Plata está fuertemente influenciado por la topografía de la región que presenta importantes variaciones zonales y meridionales.

El río Paraná se origina en la confluencia de los ríos Paranaiba y Grande en el sur de Brasil (Fig. 3.1) y es el tributario más importante del Río de la Plata ya que contribuye con más del 80% de su caudal total. Por otra parte, los ríos Paranapanema, Paraguay e Iguazú son los tributarios más importantes del río Paraná. La sección del río desde su inicio hasta la confluencia con el río Paraguay en Corrientes se suele denominar Alto Paraná, desde esta localidad hasta aproximadamente 32° S recibe el nombre de Paraná Medio y finalmente desde este punto hasta su desembocadura es llamado Bajo Paraná. El Alto Paraná fluye a través de una región con pendiente bastante pronunciada que favorece el rápido escurrimiento (Tossini 1959) mientras que el Paraná Medio y Bajo Paraná atraviesan zonas de escasa pendiente haciendo que extensas regiones en los márgenes de estas dos secciones del río Paraná se vean con frecuencia inundadas. El tiempo de respuesta entre la precipitación en cada una de estas subcuencas y el caudal medido a la salida de cada una de ellas es de entre uno y dos meses (Camilloni y Barros 2000).

El río Paraguay se origina en la región central de Brasil. La escasa pendiente de una vasta región atravesada por el río Paraguay ha dado origen al Pantanal, uno de los humedales más grandes del mundo de aproximadamente 140.000 km^2 de extensión. La pendiente es de 0,25 m/Km en la dirección este-oeste y de sólo 0,01 m/Km en la dirección norte-sur lo que trae como consecuencia un retraso en la onda de crecida de alrededor de cuatro meses entre la región norte y sur del

Pantanal. En general puede dividirse su recorrido en tres secciones: la cuenca superior entre la estación Ladario a la salida del Pantanal y la confluencia con el río Apa en donde el río actúa como límite entre Brasil y Paraguay, la cuenca media aguas abajo de este punto y hasta la confluencia con el río Pilcomayo en Asunción y finalmente entre esta localidad y la desembocadura en el río Paraná se denomina cuenca inferior. Los ríos Pilcomayo y Bermejo son dos de los tributarios más importantes del río Paraguay.

El río Uruguay nace en Brasil en la Serra do Mar a aproximadamente 1800 metros de altura y a lo largo de su recorrido actúa como límite entre Argentina y Brasil y posteriormente, a partir de su convergencia con el río Cuareim, entre Argentina y Uruguay. El río Negro, que nace en Brasil y atraviesa Uruguay en dirección noreste- oeste, es el tributario más importante del río Uruguay. El río Iguazú tiene su origen en las sierras próximas a Florianópolis y su recorrido es en dirección este- oeste hasta su desembocadura en el río Paraná.

El ciclo anual de la precipitación en la cuenca del Plata tiene diferentes características: mientras que en la región del Alto Paraná y el Pantanal es muy marcado con la estación lluviosa durante el verano, en las cuencas del Iguazú, Paraguay Inferior y Paraná Medio está menos definido (Camilloni y Barros 2000; Grimm y otros 2000). Sobre estas regiones es menor el impacto de la precipitación estival asociada a la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) y existe una frecuencia importante de ciclogénesis durante el invierno y la primavera (Gan y Rao 1991; Rao y otros 1996).

En la figura 3.2 se presenta el ciclo anual del caudal para estaciones correspondientes a los ríos Paraná (Corrientes, Argentina), Uruguay (Paso de los Libres, Argentina), Paraguay (Puerto Bermejo, Argentina) e Iguazú (Salto Caxias, Brasil). El río Paraná en Corrientes presenta máximos en febrero- marzo y mínimos en agosto- septiembre. Los máximos estivales se deben a la intensa precipitación en el Alto Paraná debido a la intensa convección organizada en la ZCAS. La leve tendencia a mayores caudales que se observa en junio y octubre se debe a los regímenes de los tributarios del Paraná aguas arriba de Corrientes, esto es los ríos Iguazú y Paraguay. Estos afluentes son bastante diferentes al río Paraná tanto por la magnitud de sus caudales, que es bastante inferior, como por su ciclo anual. El río Paraguay tiene máximos durante el invierno y mínimos entre septiembre y enero. Este comportamiento refleja el retraso entre el caudal máximo en Puerto Bermejo y la lluvia estival en la cuenca alta (Pantanal). El río Iguazú no presenta un ciclo muy marcado debido a que como se mencionó anteriormente el ciclo anual de la precipitación no es muy definido en su cuenca pero la primavera es la estación con mayores caudales. El río Uruguay presenta un máximo en la primavera (septiembre- octubre) y mínimos durante el verano.

3.2. Eventos de caudal máximo en los grandes ríos: Paraná, Paraguay y Uruguay

3.2.1. Río Paraná

El caudal medio del Alto Paraná es de aproximadamente 16.000 m^3/s y aumenta sólo 1000 m^3/s aguas abajo de Corrientes (Secretaría de Energía 1994). Durante las mayores inundaciones, los caudales mensuales en Corrientes exceden entre dos y tres veces el caudal medio y las contribuciones del Paraná Medio y Bajo Paraná son relativamente pequeñas. La única excepción la constituye la inundación de otoño 1998 cuando la contribución del Paraná Medio fue importante debido a las extraordinarias precipitaciones sobre la región (Camilloni y Barros 2003).

En la tabla 3.1 se muestran las anomalías máximas de caudal durante 1904-2000 en la estación Corrientes del río Paraná (Camilloni y Barros 2003). Los dieciséis casos listados fueron seleccionados de acuerdo con el criterio de que las anomalías fueran superiores en por lo menos tres veces el desvío estándar para ese mes. La magnitud de estas anomalías extraordinarias es tan importante que minimiza el posible impacto del manejo antrópico de aguas en las represas aguas arriba.

Tabla 3.1. Anomalías mensuales máximas en Corrientes. 1904-00.

Fecha	Estación y fase ENOS	Anomalía de caudal (m^3/s)
Junio 1983	Otoño Niño (+)	38300
Junio 1992	Otoño Niño (+)	26800
Diciembre 1982	Primavera/Verano Niño (0)	26100
Marzo 1983	Otoño Niño (+)	24200
Junio 1905	Otoño Niño (+)	24200
Mayo 1998	Otoño Niño (+)	23000
Octubre 1998	Primavera - neutral	21000
Octubre 1983	Primavera - neutral	20500
Julio 1992	Invierno Niño (0)	18800
Febrero 1997	Verano - neutral	17700
Septiembre 1989	Primavera - neutral	16700
Septiembre 1990	Primavera - neutral	16400
Enero 1912	Verano Niño (+)	15900
Noviembre 1997	Primavera Niño (0)	15600
Enero 1966	Verano Niño (+)	15400
Septiembre 1957	Primavera Niño (0)	15000

Los casos listados en la tabla 3.1 constituyen eventos que necesariamente deben haber sido causados por considerables precipitaciones que probablemente están relacionadas a un forzante climático común. Es por este motivo y para facilitar

el análisis que se incluye en la tabla una clasificación de los eventos de acuerdo con la estación y fase de eventos El Niño-Oscilación Sur (ENOS). Camilloni y Barros (2003) muestran que las contribuciones más importantes a las mayores crecidas del río Paraná en Corrientes son consecuencia de caudales extraordinarios en la sección del Alto Paraná entre las estaciones brasileñas Jupiá e Itaipú. En general, estas contribuciones representan al menos las dos terceras partes de la anomalía de caudal en Corrientes mientras que la contribución del río Paraguay es de menor importancia.

Si bien el ciclo anual del caudal en Corrientes es muy marcado tal como se indicó en la sección 3.1, la mayor frecuencia de anomalías extremas de caudal se observa en otoño y primavera (Tabla 3.1). Esto es consecuencia de la variación estacional de la respuesta de la precipitación en la cuenca del Paraná a El Niño (Grimm y otros 2000). Existe una clara relación entre las fases de los eventos ENOS y las anomalías extremas de caudal en el río Paraná. En Corrientes, 11 de los 16 casos ocurrieron durante eventos El Niño (Tabla 3.1) y ninguno durante La Niña. La respuesta hidrológica a eventos ENOS es consistente con el comportamiento de la precipitación, ya que el Alto Paraná forma parte de una región que tiene una importante señal en la precipitación durante estos eventos (Kousky y otros 1984; Ropelewski y Halpert 1987, 1996; Kiladis y Diaz 1989).

La tabla 3.1 muestra que las mayores anomalías extremas de caudal del río Paraná en Corrientes ocurrieron durante el otoño siguiente de inicio de un evento El Niño, denominados como años (+). En cinco de las seis anomalías de caudal que encabezan la lista indicada en la tabla 3.1 que fueron simultáneas con los eventos El Niño de 1904-05, 1982-83, 1991-92 y 1997-98, las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en la región del océano Pacífico ecuatorial denominada Niño 3 permanecieron por encima de 0,5° C hasta mayo (+). Por otra parte, durante los otros tres eventos El Niño del siglo XX en los cuales las anomalías positivas de TSM persistieron hasta el otoño (+) (1925-26, 1929-30 y 1986-87) también se registraron importantes anomalías positivas de caudal en Corrientes.

La figura 3.3 muestra la composición de las anomalías de precipitación para el trimestre marzo-mayo de aquellos años (+) de eventos El Niño en los que la anomalía de TSM en la región Niño 3 permaneció por encima de 0,5° C hasta mayo. Se observa que las mayores anomalías se encuentran en la sección media del Alto Paraná y por lo tanto explican los caudales extraordinarios registrados durante este tipo de eventos.

Asimismo, algunos de los caudales extremos listados en la tabla 3.1 ocurrieron de la primavera de años de inicio de eventos El Niño denominados años (0). En la figura 3.4 se presenta la composición de las anomalías de precipitación durante primaveras (0). Se observa que al igual que lo que ocurría durante los

otoños (+), las máximas anomalías se encuentran en la sección central del Alto Paraná pero con el máximo centrado aproximadamente 300 Km más al sur que durante los otoños (+). Estas anomalías en la precipitación podrían deberse a que durante esta época del año la baroclinicidad sobre la región subtropical de Sudamérica es importante y su intensificación durante eventos El Niño favorece la ciclogénesis y el desarrollo de sistemas convectivos de mesoescala asociados a intensas precipitaciones (Gan y Rao 1991; Velasco y Fritsch 1987).

Sin embargo, no todos los casos de anomalías extremas de caudal del río Paraná en Corrientes ocurrieron durante eventos El Niño ya que una tercera parte de los casos que se indican en la tabla 3.1 tuvieron lugar durante la primavera o el verano de años neutros. Estos casos se originaron en caudales extremos en la sección central del Alto Paraná (Camilloni y Barros 2003). Camilloni y Barros (2003) encontraron que durante los casos de crecidas extremas en los meses de verano, se observa un patrón de anomalías positivas de TSM en la costa sudamericana del océano Pacífico entre el Ecuador y 30° S y en el océano Atlántico subtropical al oeste de 20° W consistentes con los campos de correlación lineal entre el caudal del Alto Paraná central y la TSM para enero-febrero. Durante las primaveras de años neutros, los campos de anomalías de TSM observadas también son consistentes con los campos de correlación entre esta variable y las anomalías de precipitación.

3.2.2. Río Uruguay

Los eventos de caudal extremo del río Uruguay tienen aproximadamente la misma duración que las perturbaciones sinópticas (3 a 10 días) asociadas a las precipitaciones extraordinarias que los producen. Asimismo, la pendiente del río, de alrededor de 0,086 m/Km en la proximidad de la estación de monitoreo Paso de los Libres, es bastante más pronunciada que la pendiente del río Paraná en Corrientes (0,036 m/Km). Es por este motivo que la escala temporal de análisis de las mayores crecidas del río Uruguay debe hacerse a nivel diario y no mensual como en el caso del río Paraná.

En la tabla 3.2 se listan los eventos de mayor altura del río Uruguay en la estación Salto Grande, aguas abajo de Paso de los Libres sobre la margen uruguaya del río, para el período 1950-2000. La Dirección de Hidrología de Uruguay estableció que la altura crítica del río es de 8 metros de modo que los casos que se señalan en la tabla son críticos ya que superan los 14 metros. Camilloni y Caffera (2004) analizaron los forzantes climáticos de las crecidas enumeradas en la tabla 3.2, agrupándolas según hayan tenido lugar durante el semestre cálido (octubre a marzo) o frío (abril a septiembre).

Tabla 3.2. Alturas diarias máximas en el río Uruguay en la estación Salto Grande para el período 1950-2000

Fecha	Altura (m)
16 abril 1959	20,18
25 julio 1983	17,85
16 abril 1986	17,71
7 junio 1992	17,71
19 junio 1972	17,16
8 mayo 1983	16,91
10 enero 1998	16,70
8 septiembre 1972	16,43
26 abril 1998	16,26
20 octubre 1997	16,01
17 noviembre 1982	16,01
25 abril 1987	15,91
13 noviembre 1997	15,76
9 marzo 1998	15,59
18 octubre 1979	15,46
13 febrero 1998	15,33
9 noviembre 1979	15,04
30 octubre 1954	14,63

En la figura 3.5 se presentan las composiciones de la precipitación diaria acumulada para períodos de 4 días y hasta 12 días antes de la fecha de máxima crecida tanto para los eventos ocurridos durante el semestre cálido como durante el semestre frío. Los patrones espaciales de precipitación son bastante diferentes para los dos semestres. Las crecidas ocurridas entre la primavera y el verano presentan valores de precipitación diaria entre 6 y 12 mm/día aguas arriba de Paso de los Libres y para el período entre 12 y 5 días previos a la altura máxima altura (días -12 a -5) con un máximo en el período -12 a -9. Los cuatro días previos a la fecha de altura máxima muestran valores de precipitación inferiores a los ocho días previos aunque se observa precipitación intensa en la región norte fuera de la cuenca del río Uruguay. Durante los eventos del semestre frío, las mayores precipitaciones se encuentran más al sur que durante el semestre cálido aunque muestran una intensidad similar en los períodos -12 a -9 y -4 a -1. La precipitación acumulada entre los días -8 y -5 es bastante pequeña indicando que las mayores crecidas en Salto Grande podrían deberse a dos eventos de precipitación intensa separados por un período intermedio relativamente más seco probablemente asociado al pasaje de un frente frío. En consecuencia, las alturas extremas registradas en el río Uruguay durante el semestre cálido se deben a intensas precipitaciones en la porción superior de la cuenca particularmente el período -12 a -9 antes de la fecha de observación de la máxima altura mientras que los eventos extremos del semestre frío son una consecuencia de intensas precipitaciones registradas aguas arriba y en las

proximidades de Salto Grande en dos períodos separados (-12 a -9 y -4 a -1) (Camilloni y Caffera 2004).

La relación entre los caudales extremos en el río Uruguay y la ocurrencia de eventos ENOS fue analizada por Camilloni y Caffera (2004) considerando los caudales mensuales en la estación Paso de los Libres para el período 1909-2000.

Tabla 3.3. Anomalías mensuales máximas en Paso de los Libres, 1909-2000

Fecha	Estación y fase ENOS	Anomalía de caudal (m^3/seg.)	Anomalía de TSM en la región Niño 3 (°C)
Mayo 1941	Otoño Niño (+)	17338	1,88
Julio 1983	Invierno Niño (+)	15838	1,04
Noviembre 1997	Primavera (0)	15592	3,59
Mayo 1983	Otoño Niño (+)	15196	1,91
Octubre 1929	Primavera-neutral	15129	0,53
Noviembre 1982	Primavera (0)	14689	2,66
Febrero 1998	Verano Niño (+)	13615	2,57
Octubre 1997	Primavera (0)	12946	3,29
Junio 1990	Invierno - neutral	12633	0,08
Abril 1998	Otoño Niño (+)	11932	1,68
Septiembre 1928	Primavera-neutral	11591	0,07
Septiembre 1972	Primavera (0)	11301	1,52
Abril 1932	Otoño-neutral	9926	0,50
Marzo 1998	Otoño Niño (+)	9410	2,05
Marzo 1983	Otoño Niño (+)	9267	2,01
Agosto 1983	Invierno - neutral	8894	0,92
Enero 1998	Verano Niño (+)	8703	3,32
Enero 1912	Verano Niño (+)	7692	1,39

En la tabla 3.3 se muestran las fechas de ocurrencia de los 18 casos de anomalías de caudal mensual superiores en al menos tres veces el desvío estándar del correspondiente mes. La extraordinaria magnitud de estas anomalías minimiza el posible impacto del manejo antropogénico de caudales por parte de las represas aguas arriba de Paso de los Libres. Estos casos necesariamente deben haber estado provocados por considerables anomalías de precipitación. Al igual que la cuenca del Paraná, la cuenca del Uruguay forma parte de una región con una importante señal en la precipitación durante eventos ENOS (Kousky y otros 1984; Ropelewski y Halpert 1987, 1996; Kiladis y Diaz 1989; Pisciottano y otros 1994) y por lo tanto es posible esperar una respuesta hidrológica. La tabla 3.3 incluye también la clasificación de las crecidas según la fase ENOS y las anomalías de TSM en la región Niño 3. Se observa que existe una clara relación entre las fases ENOS y las anomalías máximas de caudal en Paso de los Libres ya que de los 18 casos listados, 13 ocurren durante El Niño. No obstante ello, se encuentra que no existe una estación dominante ya que 5 casos ocurren durante el otoño (+), 4 durante la primavera (0), 3 durante el verano (+) y 1 durante el

invierno (+). Este resultado muestra la diferencia en la respuesta a los eventos ENOS entre los ríos Paraná y Uruguay, ya que los máximos caudales del Paraná ocurren mayormente durante el otoño (+).

En la figura 3.6 se presentan las anomalías de precipitación en el sudeste de Sudamérica para las fases de eventos ENOS con anomalías máximas de caudal del río Uruguay considerando todos los eventos El Niño ocurridos después de 1950. En las cuatro estaciones analizadas se observan anomalías positivas en la precipitación sobre la cuenca que son estadísticamente significativas para un nivel del 95% en tres de los cuatro casos. Las mayores anomalías se observan durante el otoño (+) en la sección superior de la cuenca en alrededor de 25° S. Durante la primavera (0) y el verano (+) las mayores anomalías ocurren al norte de 30° S aguas arriba de Salto Grande. Esta figura sugiere entonces que los caudales mensuales extremos en Paso de los Libres son consecuencia de importantes anomalías de precipitación hacia el norte de esa estación con una pequeña contribución de eventos locales.

3.2.3. Río Paraguay

Barros y otros (2004) analizaron las mayores crecidas del río Paraguay aguas arriba de la sección argentina. Su análisis considera los caudales en la estación Ladario, a la salida del Pantanal, y en Asunción. En la tabla 3.4 se presentan las dieciséis crecidas más importantes del río Paraguay en Asunción y el caudal correspondiente en cada caso en la estación Ladario y la diferencia de caudal entre Asunción y Ladario. Los resultados muestran que la mayor parte de las crecidas en Asunción tuvieron lugar entre los meses de mayo y julio en fase con el máximo del ciclo anual de caudal. Estos máximos se originaron en las cuencas media y alta del Paraguay pero en forma independiente del caudal a la salida del Pantanal debido a que los forzantes climáticos que las causaron son diferentes. Las mayores contribuciones de las secciones media y alta del río se producen durante eventos El Niño mientras que a la salida del Pantanal se producen durante años neutros. Al igual que lo que ocurre en el río Paraná, las mayores crecidas se produjeron durante el otoño (+) debido a las importantes anomalías positivas de precipitación que se producen sobre la cuenca del Paraná y Alto y Medio Paraguay (Fig. 3.3) como consecuencia de la intensificación del jet subtropical y la advección de vorticidad ciclónica sobre la región.

Sin embargo, no todas las grandes crecidas están relacionadas con El Niño. Los caudales máximos registrados durante el invierno tienen características comunes en la penetración más al norte de las perturbaciones sinópticas que favorecen la precipitación sobre la cuenca del Paraguay independientemente de que sean años Niño, Niña o neutros.

Tabla 3.4. Caudales extremos mensuales (m^3/s) en Asunción y Ladario

Fecha	Estación y fase ENOS	Caudal en Asunción (m^3/seg.)	Caudal en Asunción-Ladario (m^3/seg.)	caudal en Ladario (m^3/seg.)
Junio 1905	Otoño Niño (+)	11000	9100	1900
Junio 1983	Otoño Niño (+)	10700	8100	2500
Junio 1992	Otoño Niño (+)	9700	7300	2300
Julio 1988	Niña	8600	6000	2600
Julio 1982	Niño	8400	6200	2200
Junio 1919	Otoño Niño (+)	8300	7100	1100
Junio 1931	Niña	7900	5400	2500
Junio 1979	Neutral	7500	4900	2700
Mayo 1998	Otoño Niño (+)	7400	6400	1000
Mayo 1913	Niño	7200	3800	3300
Enero 1983	Niño	7100	6000	1200
Enero 1912	Niño	7100	6300	0700
Junio 1985	Niña	7000	4200	2800
Julio 1980	Neutral	6500	4200	2300
Diciembre 1997	Niño	6400	5700	700
Junio 1965	Niño	6400	5200	1200

3.3. Tendencias hidrológicas

3.3.1. Tendencias en los caudales medios anuales

En la figura 3.7 se presentan los caudales medios anuales para un conjunto de estaciones de medición de caudal en los grandes ríos de la cuenca del Plata. En cada uno de los casos se indica el caudal medio para el período completo con información disponible (línea roja) y la tendencia lineal calculada a partir de 1970 (línea verde). Se consideran las tendencias a partir de ese año de forma de poder evaluar el impacto sobre los recursos hídricos de las tendencias positivas registradas en la precipitación en el sur de Brasil y noreste de Argentina a partir de ese momento (Barros y Doyle 1996; Barros y otros 2000).

Si bien en todos los casos hay una marcada variabilidad interanual, los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay muestran tendencias positivas en el caudal desde 1970. Berbery y Barros (2002) demostraron que en la cuenca del Plata la variabilidad en la precipitación es considerablemente amplificada en el correspondiente caudal. Sus resultados muestran que un aumento de un 23% en la precipitación en la cuenca del Plata entre dos años consecutivos (1998 y 1999) se manifiesta en un aumento del caudal del Río de la Plata del 44% ya que la evaporación e infiltración se modifican en menor proporción aumentando sólo el 13%. De esta forma, al considerar dos años consecutivos, es posible descartar

el posible impacto de cambios en el uso del suelo y atribuir la amplificación de la respuesta hidrológica exclusivamente a los cambios en la precipitación.

3.3.2. Tendencias en la ocurrencia de caudales extremos

En la figura 3.8 se presenta la frecuencia decádal de caudales mensuales superiores en al menos dos veces el desvío estándar para el correspondiente mes. Se observa un notable incremento en las décadas del ’80 y ’90 lo que indicaría que se registró no sólo un aumento del caudal medio anual a partir de la década del ’70 sino también un incremento en la variabilidad. Asimismo la mayor frecuencia de caudales extremos en esas dos últimas décadas aparece reflejada en la tabla 3.1 ya que 12 de los 16 casos de anomalías extremas tuvieron lugar en ese período. Una de las razones de este aumento podría ser la mayor frecuencia e intensidad de eventos El Niño ocurridos en estas décadas, ya que como se mencionó anteriormente la cuenca alta del Paraná constituye una de las regiones en las que la señal de los eventos ENSO en la precipitación es especialmente marcada. No obstante ello, es evidente la gran vulnerabilidad de la región a inundaciones debido al impacto amplificado en los caudales de las tendencias de la precipitación.

La figura 3.9 muestra la variación decádal del número de casos en los que las anomalías mensuales de caudal del río Uruguay en Paso de los Libres superan al menos dos veces el desvío estándar del correspondiente mes. Al igual que en el caso del río Paraná, las mayores frecuencias se observan en las últimas dos décadas. Tal como se indica en la tabla 3.2, 12 de los 18 casos de caudales extremos registrados en los últimos 90 años tuvieron lugar en las décadas del ’80 y ’90.

Referencias

Barros, V. and M. Doyle 1996: Precipitation trends in southern South America to the east of the Andes. *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA).* Report 26, Editors: S. Kinter III and E.Schneider, 76-80.

_____, M.E. Castañeda and M. Doyle 2000: Recent precipitation trends in southern South America east of the Andes: An indication of climatic variability. In: Southern Hemisphere paleo and neo-climates, P.P. Smolka and W. Volkheimer, Eds., *Springer-Verlag*, Berlin, Heidleberg, 2000.

_____, L. Chamorro, G. Coronel and J. Báez 2004: The major discharge events in the Paraguay River: magnitudes, source regions and climate forcings. *J. Hydrometorology,* **5**, 1161-1170.

Berbery, E. H., and V. Barros 2002: The hydrological cycle of the La Plata basin in South America. *J. Hydrometorology,* **3**, 630-645.

Camilloni I. and V. Barros 2000: The Paraná River response to the 1982-83 and 1997-98 ENSO events. *J. of Hydrometeorology,* **1**, 412-430.

_____ and _____2003: Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing. *Journal of Hydrology,* **278**, 94-106.

_____ and M. Caffera. 2004: The largest floods in the Uruguay River and their climate forcing. *J. of Hydrometeorology* (enviado).

Gan M., and V. Rao, V. 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon.Wea.Rev.***, 119**, 1293-1302.

Grimm A., V. Barros and M. Doyle 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events**.** *J. Climate***, 13**, 35-58.

Kiladis G., and H. Diaz, H. 1989: Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *J.Climate,* **2**, 1069-1090.

Kousky V., M. Rayano and I. Cavalcanti 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation change and related rainfall anomalies. *Tellus,* **36A**, 490-504.

Pisciottano G., A. Díaz, G. Cazes and C. Mechoso 1994: El Niño-Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J.Climate***, 7**, 1286-1302.

Rao V., I. Cavalcanti, I. and K. Hada 1996: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J.Geophys.Res*., **101**, 26539-26551.

Ropelewski C. and M. Halpert 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño /Southern Oscillation. *Mon.Wea.Rev***., 115**, 1606-1626.

_____ and M. Halpert 1996: Quantifying Southern Oscillation-precipitation relationships. *J. Climate,* **9**, 1043-1059.

Secretaría de Energía., 1994: Estadística hidrológica. Buenos Aires, Argentina.

Tossini, L. 1959. Sistema hidrográfico y Cuenca del Río de la Plata. Contribución al estudio de su régimen hidrológico. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, Marzo-abril 1959, Tomo CLXVII, 41-64.

Velasco I. and J. Fritsch 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res***., 92**, 9591-9613.

CAPÍTULO 4

ESCENARIOS CLIMÁTICOS PARA EL SIGLO XXI

Inés Camilloni[1] y Mario Bidegain[2]
1 Facultad de Ciencias Exactas, UBA-CIMA, CONICET. 2 Universidad de la República

4.1. ¿Qué son los escenarios climáticos?

Los escenarios climáticos son representaciones acerca del clima futuro consistentes con suposiciones sobre emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) y otros contaminantes y con el conocimiento científico actualizado sobre el efecto que tendrá el aumento de las concentraciones de estos gases sobre el clima global. Por lo tanto, describen cómo se modificará el clima del planeta como consecuencia de una determinada alteración de la composición de la atmósfera resultante de las actividades humanas.

Los escenarios climáticos no son predicciones como lo son los pronósticos del tiempo. Estos pronósticos se realizan usando grandes volúmenes de observaciones sobre el estado atmosférico y se calculan mediante modelos que utilizan aproximaciones a las leyes físicas, la forma en que este estado evolucionará durante los próximos días, produciendo una predicción sobre el futuro. En contraste, un escenario climático es una indicación posible sobre cómo podría ser el clima en las próximas décadas, a partir de un conjunto de suposiciones que incluyen: tendencias futuras de demanda energética, emisiones de GEI, cambios en el uso del suelo y aproximaciones a las leyes que rigen el comportamiento del sistema climático sobre períodos largos de tiempo. En consecuencia, la incertidumbre que rodea estas suposiciones es grande y determina el rango de escenarios posibles.

La elección de escenarios climáticos es importante ya que son utilizados para la evaluación de impactos climáticos. Escenarios extremos pueden producir impactos extremos mientras que escenarios más moderados probablemente producirán impactos más modestos. En consecuencia, la elección de escenarios puede ser controversial a menos que las incertidumbres inherentes a las proyecciones futuras sean adecuadamente especificadas en los análisis de impacto.

Existen diferentes métodos para construir escenarios climáticos pero la metodología más difundida se basa en la utilización de modelos climáticos globales (MCGs). Estos modelos son una representación matemática (un sistema

de ecuaciones) de los principales procesos físicos que ocurren dentro de los componentes del sistema climático (atmósfera, hidrosfera, criósfera, litósfera y biósfera) y las interacciones entre ellos que se manifiestan como intercambios o flujos de energía y materia a través de las superficies que limitan los componentes. El conocimiento de la(s) solución(es) del sistema de ecuaciones del modelo permitiría una descripción detallada del estado del sistema en el espacio y el tiempo. Pero en la práctica sólo pueden obtenerse soluciones aproximadas, utilizando métodos de cálculo numérico que requieren el uso de computadoras de gran capacidad de procesamiento.

Una solución particular de estas ecuaciones, para determinados valores de los parámetros climáticos (por ejemplo, composición de los gases y partículas que forman la atmósfera, cantidad de energía proveniente del sol, etc.) es un experimento o simulación climática. De este modo pueden obtenerse simulaciones del clima actual (denominadas experimentos de control o escenarios de base), las que comparadas con los datos de mediciones permiten controlar la validez del modelo. También pueden realizarse simulaciones del clima resultante de un cambio en cualquiera de estos parámetros, por ejemplo una duplicación de la actual concentración de CO_2. La comparación de estadísticas basadas en estas simulaciones permite obtener estimaciones de los cambios climáticos proyectados por los modelos.

Grupos de científicos en diferentes países realizan investigaciones climáticas con MCGs de características similares. Cada uno de ellos actualiza los métodos de modelado de los procesos físicos y de resolución numérica de las ecuaciones a medida que avanza el conocimiento científico y se mejora la capacidad computacional. Esto origina diferencias entre los resultados de distintos modelos, que reflejan el grado actual de incertidumbre en el modelado del clima.

Los MCGs han ido aumentando su complejidad de forma de representar de forma cada vez más adecuada los procesos físicos involucrados en el sistema climático. Si bien aún no pueden representar la totalidad de los procesos y existen ciertas dificultades especialmente relacionadas con la interacción entre la radiación y los aerosoles, su capacidad de representación del clima presente ha ido progresando brindando una mayor confiabilidad sobre las proyecciones futuras. Los resultados de estos modelos desarrollados por un conjunto de institutos con alta capacidad científica y computacional se encuentran disponibles a través de la página web del Centro de Distribución de Datos (DDC) del IPCC (www.dkrz.de/ipcc/ddc/html/SRES/SRES_all.html). En la Tabla 4.1 se presenta el listado de los modelos y organismos responsables de cada uno de ellos así como el período con información disponible para cada uno de ellos.

Tabla 4.1. MCG con información disponible a través del IPCC-DDC

Modelo	Institución	Período
HADCM3	Hadley Centre for Climate Prediction and Research	1950-2100
CSIRO Mk2	Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	1961-2100
ECHAM4/OPYC3	Max Planck Institute für Meteorologie	1990-2100
GFDL-R30	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	1961-2100
NCAR-PCM	National Centre for Atmospheric Research	1981-2100
CCCma	Canadian Center for Climate Modeling and Analysis	1950-2100

4.2. Escenarios climáticos de base

La simulación de los campos climáticos para diferentes variables, por medio de MCGs para períodos seleccionados en los cuales se dispone de registros instrumentales (por ej. 1961-1990), se denomina generación de escenarios climáticos de base. Los resultados de las simulaciones del clima actual son cotejados con los datos observados (validación), lo que permite orientar el desarrollo de mejoras en los modelos. Hasta el presente existen pocos estudios relacionados con la evaluación de modelos globales para la generación de escenarios climáticos futuros para el sudeste de Sudamérica (Nuñez 1990, Hoftadter 1997, Carril y otros 1997). En esta sección se presentan resultados sobre algunos experimentos de validación de los modelos climáticos incluidos en la Tabla 4.1 sobre la región sudeste de Sudamérica. De esta forma es posible seleccionar aquellos que tienen la mejor performance para las siguientes variables atmosféricas: presión a nivel del mar, precipitación y temperatura.

4.2.1. Presión a nivel del mar

En la figura 4.1 se pueden comparar los campos anuales de presión al nivel medio del mar generados por dos MCGs (HADCM3 y CSIRO Mk2) con los reanálisis provistos por NCAR/NCEP (Kalnay y otros 1996) considerados como representativos de los datos observacionales.

A partir de la figura 4.1 se observa que los modelos HADCM3 y CSIRO Mk2 representan en forma bastante adecuada el campo medio anual de la presión a nivel del mar. Para evaluar el comportamiento de los otros MCGs disponibles a nivel mensual y anual, en la figura 4.2 se presentan los coeficientes de correlación espacial para la región que se indica en la figura entre los datos provistos por los MCGs y reanálisis de NCAR/NCEP. El área indicada en la

figura 4.2 fue seleccionada ya que excluye regiones como el noroeste de Argentina que son reconocidas por las dificultades de los modelos y de los reanálisis para representar los campos de superficie de esta variable debido a las particularidades orográficas. El análisis de las correlaciones espaciales demuestra que los modelos con mejor comportamiento son el HADCM3, CSIRO Mk2, ECHAM4/OPYC3 y GFDL R30 debido a que presentan los coeficientes de correlación más altos. No obstante ello, todos los modelos muestran algunas dificultades durante los meses de invierno y el comienzo de la primavera.

4.2.2. Precipitación

En la figura.4.3 se presentan los porcentajes de la precipitación anual observada que son estimados por cuatro MCG diferentes, para el período actual (basado en la tabla 4.1). Los datos de precipitación observada provienen de la Universidad de Delaware (Willmott and Matsura 2001). Se encuentra en todos los casos una subestimación de la precipitación anual acumulada en parte de la región pampeana, la Mesopotamia, Uruguay y sur de Brasil. En el sudeste de América del Sur todos los MCG subestiman en forma bastante grosera la precipitación y por lo tanto imponen restricciones en su utilización. En el caso del modelo HADCM3, que es el que presenta diferencias de menor magnitud entre la precipitación observada y la estimada, esta subestimación en la región pampeana es de aproximadamente 360 milímetros, lo que representa hasta un 30% menos de lo observado. En el noreste de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, esta subestimación es todavía mayor. Los cuatro modelos analizados tienen un patrón de errores similar lo que indica que uno o más procesos que producen precipitación no están bien representados. Las dificultades para estimar la precipitación en el sudeste de Sudamérica también son evidentes cuando se consideran los valores estacionales. En la figura 4.4 se presentan los porcentajes de la precipitación observada que son estimados por el modelo HADCM3 para las cuatro estaciones. En todos los casos la precipitación es subestimada por el modelo para la Pampa Húmeda, Mesopotamia, Uruguay y sur de Brasil. En particular, durante el otoño y el invierno, la subestimación se extiende hacia el norte y es de mayor magnitud.

4.2.3. Temperatura

En la figura 4.5 se presentan las diferencias entre los campos medios anuales de temperatura estimados por los modelos CSIRO Mk2, GFDL R30, HADCM3 y ECHAM4 y el provisto por los reanálisis del NCEP. Todos los modelos muestran una sobreestimación de la temperatura media anual en la mayor parte de la región analizada y la mayoría de ellos una subestimación en la banda de longitud centrada en 65º W. La única excepción es el modelo ECHAM4 que tiende a sobrestimar la temperatura en toda el área analizada. El modelo

HADCM3 es el que presenta las diferencias de menor magnitud con los datos provistos por los reanálisis. En general se observa que los modelos tienden a sobrestimar la temperatura en las mismas regiones en las que subestiman la precipitación, Fig. 4.3.

4.3. Desarrollo de escenarios no-climáticos

Independientemente de que en el futuro tengan lugar cambios climáticos, habrá modificaciones en las condiciones socio-económicas y ambientales (principalmente a través de cambios en el nivel del mar). Por lo tanto en la elaboración de escenarios futuros es necesario realizar proyecciones acerca de la forma en la que estos factores cambiarán.

5.1 Escenarios socio-económicos

La causa más importante de los rápidos cambios observados en la composición atmosférica es la actividad económica, en particular las emisiones de GEI y aerosoles y las modificaciones en la cobertura y uso del suelo. Este tipo de escenarios desarrollados por el IPCC en su último reporte y denominados escenarios SRES incluyen proyecciones hasta el año 2100 y si bien frecuentemente se los llama "escenarios de emisiones" contienen una amplia variedad de suposiciones socio-económicas.

Se utiliza la siguiente terminología en referencia estos escenarios:

- línea narrativa: consiste en la descripción de un escenario (o familia de escenarios) con énfasis en las principales características y dinámica del escenario
- escenario: proyecciones de un posible futuro, basado en una cuantificación de la línea narrativa
- familia de escenarios: uno o más escenarios que tienen la misma línea narrativa demográfica, político-social, económica y tecnológica.

El IPCC ha propuesto cuatro familias de escenarios. La línea narrativa de cada una de estas familias describe un futuro demográfico, político-social, económico y tecnológico. Dentro de cada familia uno o más escenarios consideran la energía global, la industria y otros desarrollos y sus implicaciones para las emisiones de GEI y otros contaminantes. Pese a que las líneas narrativas no indican en forma explícita políticas sobre el cambio climático, hay algunos ejemplos de medidas de mitigación indirectas en algunos escenarios.

Las cuatro familias de escenarios denominadas A1, A2, B1 y B2, combinan dos conjuntos o dimensiones de tendencias divergentes: una que varía entre desarrollos con prioridades en valores económicos o ambientales y otra que va

desde un aumento en la homogenización global al mantenimiento de condicione heterogéneas entre regiones, Fig. 4.6.

Las líneas narrativas se pueden resumir de la siguiente forma:
A1: supone un mundo futuro con rápido crecimiento económico, baja tasa de crecimiento poblacional y rápida introducción de tecnología nueva y más eficiente. Las características principales incluyen una convergencia económica, cultural y de desarrollo de capacidades con una importante reducción en las diferencias regionales del ingreso per cápita. En un mundo de estas características, la población busca el bienestar personal más que la calidad ambiental.
A2: supone un mundo diferenciado en el que las identidades culturales regionales están bien diferenciadas con énfasis en los valores familiares y las tradiciones locales, alta tasa de crecimiento poblacional y diferente desarrollo económico, aunque alto en el promedio global.
B1: supone un mundo convergente con rápidos cambios en las estructuras económicas e introducción de tecnologías limpias. El énfasis está puesto en soluciones globales para la sustentabilidad ambiental y social, incluyendo esfuerzos para el rápido desarrollo económico, "desmaterialización" de la economía y aumento de la igualdad.
B2: supone un mundo con énfasis en las soluciones locales a los problemas de sustentabilidad económica, social y ambiental. El mundo es heterogéneo con un cambio tecnológico no muy rápido y diverso pero con fuerte énfasis en las iniciativas comunitarias y en las innovaciones sociales para obtener soluciones preferentemente locales más que globales.

Para que estos escenarios socioeconómicos puedan ser utilizados en los MCG, se deben obtener de los mismos los escenarios de emisión de cada uno de los gases y estos deben ser convertidos a escenarios de concentraciones utilizando información sobre los tiempos de vida de estos gases en la atmósfera.

4.4. Escenarios climáticos futuros

El modelo global HadCM3 desarrollado por el Hadley Center del Reino Unido es el que mejor representa el clima (temperatura, presión a nivel del mar y precipitación) en el sur de Sudamérica. Es por este motivo que para la elaboración de los escenarios climáticos futuros para Argentina se utilizan los resultados provistos por este modelo, disponibles a través de www.dkrz.de/ipcc/ddc/html/SRES/SRES_all.html (Centro de Distribución de Datos del IPCC) para los escenarios A2 y B2. En el caso del escenario A2 existen disponibles tres corridas diferentes del modelo en las que las condiciones iniciales fueron modificadas levemente en cada una de ellas mientras que para el escenario B2 existe una única corrida. Es por este motivo que los escenarios

climáticos futuros que se presentan a continuación fueron elaborados realizando un "ensamble" de las tres salidas del escenario A2.

En la figuras 4.7 y 4.8 se presentan las diferencias entre la precipitación simulada para tres décadas futuras (2020, 2050 y 2080) y el período de referencia (1961-1990) para los escenarios A2 y B2. Esta forma de presentar escenarios futuros en términos de diferencias de los resultados del modelo entre el período futuro y el de referencia, permite reducir la incertidumbre en la exactitud de estos resultados debido a las limitaciones de los modelos. Los resultados muestran una tendencia al aumento de la precipitación en la mayor parte del centro-norte de Argentina, Uruguay y sur de Brasil y en el extremo sur de Argentina. Este incremento es mayor en el escenario A2 que en el B2. Asimismo se observa una marcada tendencia a la disminución de la precipitación en la región central de Chile, Cuyo, Neuquén y el oeste de Río Negro y Chubut. Estos escenarios muestran que en el futuro continuarían las tendencias climáticas observadas en las últimas décadas.

En las figuras 4.9 y 4.10 se presentan las diferencias entre la temperatura de superficie simulada para tres décadas futuras (2020, 2050 y 2080) y el período de referencia (1961-1990) para los escenarios A2 y B2. En todos los casos se observa que los escenarios futuros muestran un calentamiento generalizado en la región que es especialmente significativo en el escenario A2. El aumento esperado en la temperatura es mayor en las latitudes más bajas y tiende a disminuir hacia mayores latitudes. El aumento de temperatura esperado para Argentina para la década del 2080 se encuentra en el rango entre 2.4 y 5° C según el escenario A2 y entre 1.6 y 3.6° C según el escenario B2.

Referencias

Carril, A., C. G. Menendez and M. Nuñez 1997: Climate Change Scenarios over South American region: An intercomparison of coupled general atmosphere-ocean circulation models. *Int. J. of Climatology* **17**, 1613-1633.

Kalnay, E. and Coauthors 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437–471.

Hoftadter, R. and M. Bidegain 1997: Performance of General Circulation Models in southeastern South America. *Climate Research* **9**, 101-105.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 2001: Third Assessment Report. The Scientific Basis. *Cambridge University Press*.

Nuñez, M. 1990: Cambio climático en Sudamérica. Uso de modelos de circulación general. *Revista Geofísica* **32**, 47-64.

Willmott, C. J. and K. Matsura 2001: Terrestrial air temperature and precipitation monthly and annual time series (1950-1999) Version 1.02. (Available from http://climate.geog.udel.edu/~climate).

CAPÍTULO 5

INUNDACIÓN Y CAMBIO CLIMÁTICO: COSTA ARGENTINA DEL RÍO DE LA PLATA

Vicente Barros
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA- CIMA, CONICET

1. Introducción

Este capítulo es a la vez una síntesis de los 8 siguientes en los que se describen los resultados del Proyecto *Impactos del Cambio Global en las áreas costeras del Río de la Plata* (en adelante, el Proyecto) y una introducción a los mismos. El Proyecto constituyó un esfuerzo multidisciplinario con diversas metodologías temáticas que son descriptas en los capítulos siguientes. Lo que se presenta en este capítulo es la metodología integradora elaborada por el Proyecto para abordar el tema de las inundaciones actuales y futuras en el contexto del Cambio Climático.

La costa del Río de la Plata (RP) alberga cerca de 14 millones de habitantes incluyendo la región Metropolitana de la ciudad de Buenos Aires. En esa región las zonas con altura debajo de 5 m sobre el nivel medio del mar pueden sufrir en este siglo inundaciones con diferente tiempo de retorno dependiendo de su altura. En cada uno de estos lugares, las inundaciones se harán más frecuentes a medida que el nivel del mar se eleva como consecuencia del Cambio Climático, figuras 12 a 15 en el Anexo 1. En consecuencia, surgen las siguientes cuestiones que guiaron gran parte de la actividad del Proyecto: ¿Cuanta es la gente potencialmente afectada en la actualidad por las inundaciones recurrentes y con que frecuencia y cual es su capacidad de adaptación? ¿Cual es el daño a la infraestructura y a la propiedad inmobiliaria de estas inundaciones? Con los escenarios de Cambio Climático durante el siglo XXI ¿Cómo cambiarán los tiempos de retorno de las inundaciones y consecuentemente cuanta población adicional será afectada y como se agravará y donde la vulnerabilidad social a las mismas y cuanto aumentará el costo de estos episodios? Finalmente cabe estimar si habrá zonas con inundación permanente y a cuanta gente ello afectará. En pocas palabras, los objetivos del Proyecto fueron estimar la vulnerabilidad social y económica en la costa del Río de la Plata al aumento del nivel del mar ocasionado por el Cambio Climático

Para poder atender las cuestiones que involucran al Cambio Climático se debió especificar algún tipo de escenario climático. En este proyecto se trabajó con el escenario SRES A2 definido para el tercer Informe del Panel

Intergubernamental para el Cambio Climático (IPCC), dado que sus suposiciones acerca de las tendencias socioeconómicas y las resultantes de tendencias de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) son parecidas a las actuales y por lo tanto su escenario climático reflejaría lo que sobrevendría si la humanidad no toma rápidas y drásticas medidas para reducir estas emisiones. Sin embargo, también se hicieron algunas estimaciones con escenarios de ascenso del nivel del mar más lentos.

Este capítulo consta de 6 secciones. La segunda describe brevemente las condiciones físicas del Río de la Plata que llevan a la inundación en las áreas costeras mientras que la tercera discute la situación socio económica y las tendencias demográfica en esas áreas. Estos temas se tratan con mayor detalle en los capítulos 6 (Sudestadas), 7 (Hidrología del Río de la Plata) y 10 (Vulnerabilidad social estructural). Las estrategias de adaptación adoptadas por la población y la influencia de las mismas en la vulnerabilidad futura, así como los factores culturales e institucionales que juegan un papel importante son tratadas en el capítulo 13 (Instituciones, cultura y adaptación). La metodología para estimar la vulnerabilidad a las inundaciones costeras, actual y futura, es descripta en la sección cuarta. Aspectos de esta metodología son tratados en el capítulo 11 (Escenarios de inundación), mientras que las principales herramientas forjadas para ello se describen los capítulos 7 y 9 (Topografía). La exposición a las actuales y futuras inundaciones son discutidos en la sección quinta en forma concisa y en forma más extensa en el capítulo 11, mientras que lo riesgos sociales y los costos económicos que conllevan están también tratados sucintamente en esa sección y son tema del capítulo 12 (Impactos económicos y sociales). Los resultados del Proyecto se exhiben en 32 mapas con resolución de $1Km^2$ en el Anexo 1

2. El Río de la Plata

El RP es un estuario de agua dulce con características únicas en el planeta. Nace con un ancho de 50 Km, y se ensancha hasta alcanzar 90 Km en la sección Montevideo – Punta Piedras (Fig. 5.1). Hasta allí se lo denomina el Río de la Plata interior. El frente de salinidad está algo más afuera de esta sección. Aguas abajo de este frente, aunque la salinidad es menor que la del océano, aumenta gradualmente hasta que en la sección Punta del Este – Punta Rasa considerada el límite exterior del RP alcanza valores oceánicos. En esa sección alcanza nada menos que un ancho de 200 Km.

Las dimensiones y forma del RP junto con su muy pequeña pendiente del orden de 0.01 m / Km favorecen la dinámica de tipo marítimo en el sentido que las mareas de origen astronómico y o forzadas por los vientos se propagan desde el océano sin solución de continuidad. La reducción progresiva hacia su interior de su profundidad y ancho hace que estas mareas aumenten en altura a medida que

se propagan hacia su interior. Véase capítulo 7, sección 1 y figura 11.4 en capítulo 11.

Las tormentas con fuertes vientos del Sudeste arrastran las aguas hacia el interior del RP y producen mareas muy altas, especialmente cuando se superponen con importantes mareas astronómicas. Estos eventos son conocidos locamente como sudestadas y son la causa de inundaciones a lo largo de las costas bajas de la margen argentina. La duración típica de la inundación causada por las sudestadas va desde unas pocas horas a 2 o 3 días. Las sudestadas son tratadas en el capitulo 6. La marea es más alta en la costa argentina que en la uruguaya debido al efecto de la fuerza de Coriolis, pero a ello se suma que la costa argentina es además baja, por lo que las sudestadas más intensas dan lugar a inundaciones en la Bahía de Samborombóm, en las costas bajas del sur del Gran Buenos Aires, y en los tramos cercanos a la desembocaduras del Riachuelo y del río Reconquista, así como en el frente del delta del Paraná.

El nivel de la línea de la costa en el puerto de Buenos Aires está a 0.99 m sobre el nivel del mar. Las aguas que exceden ese valor inundan parte de la superficie terrestre (Ver figura 9.4 en el capítulo 9). Sin embargo, en la mayor parte de la costa del área metropolitana, el nivel de alerta recién empieza con la altura de 1,80 m. La tabla 1 muestra el tiempo de recurrencia para determinadas alturas calculado con el registro de mareas de los últimos 50 años del siglo en el puerto de Buenos Aires.

Tabla 5.1. Nivel de las aguas sobre el nivel medio del mar en el puerto de Buenos Aires para tiempos los de recurrencia indicados (D´Onofrio, Fiore y Romero 1999)

Tiempo de recurrencia (años)	Altura sobre el nivel Medio del mar (m)
2.5	2.50
5	2.80
11.2	3.10
27.5	3.40
79	3.70
366	4.00

Los valores de la tabla 1 son sólo para el Puerto de Buenos Aires y como la marea se intensifica a medida que avanza hacia el interior del estuario, la estimación de los tiempo de retorno de las inundaciones en otras localidades es problemática por la falta de registros de mareas Ante esta dificultad, se desarrolló el método descrito en el capítulo 11 para calcular los tiempos de retorno de crecidas en toda la margen derecha del RP, utilizando el modelo hidrodinámico cuyas características se describen en el capítulo 7.

El modelo hidrodinámico del estuario (sección 7.2) se utilizó para hacer un análisis de sensibilidad de la respuesta del RP (Sección 7.5) a los cambios de las variables que determinan su nivel; esto es el nivel del mar, la dirección e intensidad de los vientos y los caudales aportados por los principales tributarios, es decir el Paraná y el Uruguay. Aunque los vientos causan las mayores variaciones del nivel del estuario al generar mareas importantes y son también la mayor causa de las variaciones estacionales a lo largo del año, los cambios que se prevén en el nivel del mar durante el siglo XXI serán el principal factor del cambio en el nivel medio de las aguas del estuario. La rotación esperada de los vientos medios del Noreste hacia el este contribuirá también al aumento del nivel medio del RP continuando la tendencia observada en los últimos 30 años, pero en una escala menor que el aumento del nivel del mar, quizás sólo 5 a 10 cm., mientras que los tributarios, tal como en el pasado sólo aportarán esos mismos centímetros en casos de crecidas excepcionales y sólo para la zona de la naciente del RP.

3. Aspectos socioeconómicos y tendencias demográficas

Hasta hace unas 4 o 5 décadas, las zonas frecuentemente inundables de la costa del área metropolitana de Buenos Aires casi no estaban ocupadas por viviendas permanentes. La excepción eran La Boca y algunas barriadas en el partido de Avellaneda donde la proximidad al centro de la ciudad parece que compensaba los trastornos que las sudestadas ocasionan recurrentemente. Ambos barrios desarrollaron estrategias culturales y eventualmente institucionales que son discutidas en el capítulo 13.

Después de alrededor de 1950, algunas áreas expuestas a inundaciones frecuentes tanto en la costa del RP como en las de los afluentes Riachuelo-Matanza y Reconquista fueron ocupadas por asentamientos informales de sectores sociales carenciados, mayormente en calidad de intrusos en tierras sobre las que no poseen propiedad o permiso legal de ocupación. Esta población tiene un alto grado de necesidades básicas insatisfechas. En muchos casos, los jefes de familia son mujeres. Las condiciones sociales de estos asentamientos ya comprometidas, empeoran con cada inundación, por lo que el aumento lento, pero progresivo del nivel del mar irá agravando su situación en las próximas décadas.

Otras dos áreas del Gran Buenos Aires con frecuentes inundaciones y poblaciones con condiciones sociales comprometidas son la costa sur del RP, entre 20 y 50 Km al sudeste de la ciudad de Buenos Aires y el partido de Tigre, al sur del delta del Paraná. Sin embargo, comenzando en la década de 1980, pero con mayor momento desde la década de 1990 hubo un cambio importante en las tendencias urbanas. Nuevas autopistas y la demanda creciente de barrios cerrados están haciendo de estas áreas un lugar atractivo para el asentamiento de clase media alta. Este proceso se motoriza por la preocupación por la seguridad y por el deseo de convivir con espacios naturales (Ríos 2002). Argentina tampoco escapa a la tendencia global hacia el mayor poblamiento en las costas, por lo que el número de barrios cerrados que se localizaron en terrenos inundables en áreas suburbanas ha estado creciendo. Al comienzo de la década de 1990, los barrios cerrados tenían una superficie de 34 Km^2; mientras que para el año 2000 esa superficie se había casi decuplicado llegando a 305 Km^2 (Maestrojuan et. al. 2000). Una idea del momento que este proceso ha alcanzado es lo que está ocurriendo en el Partido de Tigre, que para 1998 había autorizado 90 barrios cerrados de los cuales 50 ya están construidos. Esta tendencia esta en aumento y nuevos proyectos aparecen todo a lo largo de la costa tanto en el sudeste como en el extremo norte del área metropolitana de Buenos Aires e incluso en el frente del delta del Paraná (Ríos 2002).

La modificación de los ambientes bajos y antes inundables por los barrios cerrados tiene varias consecuencias, principalmente en el drenaje hídrico de las tierras circundantes, lo que afecta a la población que vive alrededor e estos barrios cerrados, especialmente a los que están ubicados aguas arriba de los cursos naturales de drenaje. La urbanización de sectores inicialmente bajos e históricamente inundados con frecuencia requiere una masiva transformación del terreno y de los cursos de drenaje destruyendo y reemplazando el ecosistema original para obtener un altura de supuesta seguridad (Danielle y otros 2000). Antes que los resultados del Proyecto se hicieran públicos, la mayoría de los ingenieros y planificadores urbanos consideraban la altura de 4,4 m sobre el nivel del mar como una altura segura ya que ese es el nivel que alcanzó la máxima inundación medida en el Puerto de Buenos Aires en 100 años de registro de mareas. En el caso del Tigre y la costa norte del Gran Buenos Aires, este nivel puede ser superado ahora y en las próximas décadas por tres razones; primero, la marea aumenta su altura a medida que se propaga hacia el interior del río; segundo, el nivel del mar y en consecuencia del RP está en ascenso (capitulo 7); y tercero puede darse el caso de una importante crecida del Paraná, simultanea con una o varias sudestadas. De esta forma, la proliferación de barrios cerrados a lo largo de la costa ha creado una nueva situación de exposición y riego donde la gente que vive en estos barrios y que ha visto mitigada su inseguridad con respecto al crimen, está ahora expuesta al peligro de inundación. Por otra parte, en ciertos casos, los que viven alrededor de estos

barrios cerrados, a sus problemas de inseguridad, desempleo y otras carencias, agregan ahora nuevos problemas por la falta de drenaje ocasionada por la elevación del terreno en los barrios cerrados (Rios 2002).

En la costa del área metropolitana de Buenos Aires, aunque hay muchas zonas que son frecuentemente inundadas por sudestadas, no son tan bajas como para que, aún con aumentos del nivel del mar de 0,50 a 1m, vayan a quedar inundadas en forma permanente en algún momento en este siglo, figura 32 del Anexo 1. A ello se suma que las pocas áreas tan bajas que pueden verse inundadas permanentemente albergan muy escasa población pues son actualmente muy frecuentemente inundadas por las crecidas del río. En la zona sur del Gran Buenos Aires, estas zonas están aún ocupadas por actividades hortícolas o están en proceso de transformarse en barrios cerrados rellenando su terreno. De esta forma, como resultado de la actual adaptación a las inundaciones recurrentes por sudestadas, el impacto social de las inundaciones permanentes será muy pequeño en el siglo XXI. En consecuencia, la vulnerabilidad al Cambio Climático en la costa del área Metropolitana de Buenos Aires será fundamentalmente la que aparecerá por el mayor alcance territorial de las inundaciones recurrentes (Sudestadas) como resultado del aumento del nivel medio del RP.

4. Metodología

La estimación de la vulnerabilidad se hace a través de un proceso de integración de la información física y social mediante un sistema de georeferenciamiento geográfico (GIS). Este sistema permitió calcular en forma aproximada la población afectada, la infraestructura pública y de servicios y los daños inmobiliarios bajo diferentes posibles escenarios con distintos tiempos de retorno en las inundaciones.

La información social para las condiciones actuales se tomó del censo de 1991 y la económica se estimó, en el caso de la infraestructura de servicios, con los datos técnicos provistos por las empresas, y en el de los valores inmobiliarios, con una ponderación realizada por zonas. Como primera aproximación, los valores y condiciones socioeconómicos para los escenarios futuros se consideraron invariantes en el tiempo, lo que es a todas luces una muy fuerte simplificación. Se consideró que es prácticamente imposible hacer proyecciones de estas condiciones a 30 o 80 años en un mundo y país tan cambiantes. De todos modos los resultados, son indicativos de los impactos que el Cambio Climático ocasionaría en las actuales condiciones socioeconómicas y sirven para marcar la tendencia de los principales aspectos que habría que resolver.

Para los escenarios futuros, las condiciones hidrológicas fueron estimadas usando los escenarios del IPCC como forzantes de un modelo hidrodinámico del

estuario del RP. Los procesos naturales de erosión y acreción, así como las condiciones geológicas de la costa fueron evaluados, pero no se los incluye en este libro. Los mismos son considerados procesos de segundo orden en un ambiente que se encuentra con fuerte presión por los cambios introducidos por la acción antrópica directa y por el rápido aumento del nivel de las aguas como consecuencia del aumento del nivel del mar. La excepción es el frente del delta del Paraná que es considerado en el capítulo 8.

Los niveles medios y los de las sudestadas fueron simulados por un modelo hidrodinámico con una resolución espacial de 2.5 Km y temporal de 1 minuto. Este modelo está descrito en el capítulo 7. Es forzado con la marea astronómica en su borde sur, los caudales de los ríos en la zona de la naciente del RP y el campo de vientos de superficie en todo su dominio. Este dominio es suficientemente grande como para incluir el efecto de arrastre de los vientos de modo que se puedan generar las mareas de tormenta dentro del mismo. El modelo fue calibrado a las mareas astronómicas y a las de tormenta para el periodo 1990-1999 y luego se verificó que reproduce aceptablemente la distribución estadística del nivel de las aguas en el puerto de Buenos Aires. Una vez lograda la capacidad de reproducir las características básicas de las crecidas de tormenta, el ajuste final del modelo permitió estimar el valor máximo de las mismas a lo largo de la costa del RP, superando de esta forma la falta de información básica, capitulo 11.

Los escenarios futuros del nivel medio de las aguas fueron construidos forzando el modelo con el nivel medio del mar de acuerdo con los escenarios del tercer informe del IPCC del año 2001 y con los vientos deducidos de los escenarios climáticos tomados de ese mismo informe. Los niveles de las aguas que corresponden a cada tiempo de retorno fueron estimados para cada escenario sumando a los niveles del escenario actual el aumento del nivel medio estimado, capítulo 11.

Para calcular los tiempos de retorno sobre la tierra firme, se utilizó un modelo digital de la altura sobre el nivel del mar con una resolución de 0,25 m en la vertical y 1 Km en la horizontal. El modelo del terreno fue construido combinando medidas tomadas con un sistema diferencial de georeferenciamiento satelital (GPS) y datos de radar satelital. Las mediciones con GPS fueron tomadas en lugares claves de acuerdo con los mapas geomorfológicos que fueron construidos con este propósito, capitulo 8. Estos datos fueron completados con información preexistente de baja resolución topográfica (mapas del Instituto Geográfico Militar) y medidas de altura del terreno tomadas por la Ciudad de Buenos Aires en ciertos puntos, capitulo 9. Las cuatro fuentes de datos utilizadas tienen limitaciones. Los mapas topográficos existentes tienen una resolución vertical de 1,25 m en ciertas áreas y en otras de sólo 2,5 m que es demasiado baja para estudiar las actuales áreas

afectadas por inundaciones y para estimar los cambios futuros en esas áreas. Las mediciones con GPS, tomadas como única fuente de datos requerirían campañas muy largas y costosas. Además, el acceso a ciertas áreas de la bahía de Samborombóm y del delta es muy difícil y el sistema tiene limitaciones cuando se lo usa en áreas urbanas o arboladas, debido a la interferencia de los edificios, árboles y vehículos que interrumpen el horizonte de recepción de los satélites que lo operan. Este fue un problema en la ciudad de Buenos Aires, donde afortunadamente había unos pocos cientos de mediciones de altitud disponibles que habían sido ordenadas por el gobierno de la Ciudad. Sin embargo, estos datos estaban sólo en algunas zonas dentro de los límites de la ciudad. Las mediciones de radar satelital son muy exactas, pero son distorsionadas por la presencia de edificios y árboles.

El modelo digital de la altura de la superficie sobre el nivel del mar fue construido partiendo de los datos del radar satelital con una resolución horizontal de 90 m. Estos datos fueron filtrados eliminando el ruido que pueden introducir los edificios, las arboledas y las lagunas o terrenos encharcados. Para el proceso de filtrado se usaron las otras fuentes de datos, permitiendo eliminar los datos que reflejaban los ruidos mencionados. Esto redujo sustancialmente el numero de celdas disponibles, por lo se pudo finalmente construir un reticulado con 1000 m de resolución horizontal. El modelo digital construido abarca la costa argentina del RP, desde el delta del Paraná a Punta Rasa y se extiende en el continente hasta la altura de 5 m sobre el nivel del mar, capítulo 9.

Como primera aproximación, para cada nivel de las aguas en un punto de la costa, se supone que el área circundante en la tierra firme que está debajo de ese nivel resultará inundada; Esta aproximación no tiene en cuenta las áreas defendidas que son relativamente muy pocas, ni el efecto remanso en los afluentes que pueden producir inundaciones por encima de estos niveles. Se estima que en el primer caso los errores introducidos por sobrestimación en los totales para la región no son importantes, pero si lo son, los errores por subestimación en el segundo caso. De este modo, los totales y las cuantificaciones a los que se arriba, están más bien subestimados.

El número de personas afectadas en sus viviendas por una inundación que ocurre con un determinado tiempo de retorno fue estimado de acuerdo con la distribución de la población y el área que de acuerdo a lo explicado en el párrafo anterior sería inundada con ese tiempo de recurrencia. Aunque los datos de población están desagregados en pequeñas áreas (circuitos censales), los indicadores sociales sólo están disponibles agregados a nivel de partidos. Por lo tanto, la vulnerabilidad social estructural, que es medida a partir de los indicadores socioeconómicos fue estimada a escala de partido, lo que es sólo una aproximación de la distribución espacial de esta capacidad. Estos indicadores que presuponen cierta capacidad de respuesta en distintas etapas de

la emergencia por inundación incluyen aspectos de demografía, calidad de vida y procesos productivos y de consumo. Dos condiciones determinaron la elección de los indicadores: que fueran relevantes para la vulnerabilidad social estructural y que estuvieran disponibles para todas las unidades administrativas en consideración. Esto condujo a reducir su número a sólo cuatro para cada uno de los aspectos mencionados, capítulo 10.

Un índice de exposición a las inundaciones fue calculado con los tiempos de retorno de las inundaciones calculados para cada celda de 1 Km^2. Se lo calculó como aproximadamente la inversa del periodo de retorno (PR). Su formulación es 20 / (PR) +1. La consideración detrás de esta formulación es que las implicancias de una inundación que ocurre cada 20 años es mayor que la de una que se produce cada año pues afecta zonas donde el fenómeno es menos esperado y genera expectativas negativas que ya están incorporadas en el otro caso. Por lo mismo, los casos con valor esperado de la recurrencia mayores a 20 años producen un efecto negativo aproximadamente similar que la fórmula refleja.

Por último, un índice de vulnerabilidad social a las inundaciones fue desarrollado combinando el índice de vulnerabilidad social estructural con el de exposición a las inundaciones mediante el producto de ambos y luego normalizándolo para que tome el valor máximo de 100 en el área del estudio.

La exposición de los edificios públicos fue estimada mediante una encuesta realizada en las 27 unidades administrativas, esto es en la Ciudad de Buenos Aires y los 26 partidos que tiene territorio bajo el nivel de 5 m sobre el nivel del mar, capítulo 12. La evaluación de los costos actuales y futuros incluye la propiedad inmobiliaria y la infraestructura del suministro de agua, las cloacas las plantas de generación de energía, las carreteras y los ferrocarriles. Para cada una de estos sistemas, fueron evaluados los costos incrementales como una función del aumento del nivel del RP sobre su actual valor. Los costos incrementales fueron calculados por los efectos del aumento del nivel del río en cada instalación de acuerdo con los datos técnicos suministrados por los operadores de cada instalación.

El daño a la propiedad inmobiliaria de cada evento fue estimado como un porcentaje (25 %) de su valor actual inmobiliario. lo que incluye los costos directos de reparación, pérdidas de mobiliario y costos de depreciación. Las áreas bajo potencial amenaza de inundación en el presente o en el futuro fueron clasificadas en 8 zonas diferentes de acuerdo con su actual valor inmobiliario. El costo inmobiliario en cada zona para un evento dado fue calculado de acuerdo con el porcentaje de área inundada de la zona y del valor inmobiliario agregado de la misma.

Para estimar el valor medio anual de las perdidas por inundaciones para el escenario actual y para los futuros, los daños de cada evento a cada componente de la infraestructura y a la propiedad inmobiliaria pública y privada fueron sumados, Fig. 5.2. Luego, las perdidas de cada evento de inundación tipo fueron combinadas con el tiempo de recurrencia modelado de este evento tipo para estimar el costo anual medio.

La mayor parte del costo proviene del daño inmobiliario. Por otra parte éste daño sólo fue estimado para las zonas de mayor valor en la ciudad de Buenos Aires y los partidos cercanos a la misma. No se incluyó los valores de las zonas con menor valor inmobiliario en el valle de inundación del río Reconquista, partidos de Tigre y San Fernando y la costa más al sur de Berisso, ni tampoco los barrios cerrados y su probable expansión futura. Por ello, los valores calculados representan en cierta medida los mínimos del costo en cada escenario.

5. Algunos resultados

El área con riego permanente de inundación durante el siglo XXI en la costa del RP es muy pequeño, ver figura 33 en el Anexo 1. La zona de mayor riesgo de este tipo puede ser el frente del delta del Paraná y de las nuevas tierras que se le vayan agregando en los próximos años si las presiones por ocuparlo son exitosas. Por lo tanto, el impacto del Cambio Climático en lo referente a inundaciones costeras, se sentirá principalmente en la frecuencia mayor de inundaciones provocadas por las sudestadas. La figura 5.3 muestra los periodos de retorno de estas inundaciones para las condiciones actuales. Las áreas más afectadas por las crecidas de estas tormentas son la costa sur del Gran Buenos Aires, al sudeste de la misma y el partido de Tigre. En ambas zonas hay una mezcla de condiciones sociales diferentes que van de sectores carenciados a barrios cerrados. Los cambios en los periodos de retorno para la década de 2070/2080 en el escenario A2 en la costa del RP en la Ciudad de Buenos Aires y los partidos al norte de la misma no serían significativos. Por el contrario, hacia el sur de la ciudad, en el partido de Tigre y en las zonas ribereñas de los ríos Matanzas–Riachuelo y Reconquista, donde abunda población con alta vulnerabilidad social estructural, habrá un aumento considerable de la exposición a las inundaciones recurrentes, Fig. 5.4.

Si se supone que la distribución de población no cambiará significativamente, en el escenario A2 de la década 2070/2080, la gente con vivienda en el área de riego de inundaciones con un tiempo de retorno de 100 años será de alrededor de 900.000. El aumento relativo de la población afectada es mayor con tiempos de recurrencia de 1 a 5 años, pues sería mas del triple en el periodo 2070/2080 que en la actualidad. Ello, sin considerar el probable aumento de la población. Si se supone un modesto aumento del 1% anual durante los próximos 70 años,

manteniendo la actual distribución geográfica de la población, el número de personas afectadas para cada tiempo de retorno en el año 2070 duplicaría el indicado en la tabla 5.2.

Tabla 5.2. Población actual ocupando áreas inundables por sudestadas en distintos escenarios

	Tiempo de retorno (años)					
	1	5	10	20	50	100
1990/2000	33.000	83.000	139.000	190.000	350.000	549.000
2030/2040	102.000	297.000	390.000	500.000	643.000	771.000
2070/2080	113.000	344.000	463.000	563.000	671.000	866.000

El daño actual de las sudestadas fue estimado en alrededor de 30 Millones de USD/año, y si no hubiera cambios demográficos, socio económicos ni de valor de los bienes, alcanzaría alrededor de 100 y 300 M USD/año en los escenarios A2 de las décadas 2030/2040 y 2070/2080 respectivamente. Es decir que para la segunda mitad del siglo XXI serian de 15 000 millones de USD. Esto no incluye las perdidas de ganancias y horas de trabajo y otros costos indirectos y como ya se mencionó, aún para los costos directos representan estimaciones de mínima.

La figura 5.5 muestra el índice de vulnerabilidad social a las inundaciones por sudestadas, ya mencionado. El patrón cualitativo es similar al de los tiempos de retorno por la coincidencia de las áreas de máxima exposición con las de alta vulnerabilidad social estructural. Sin embargo, hay una importante diferencia en el norte, porque el muy expuesto partido de Tigre tiene en promedio una vulnerabilidad social estructural media. Las áreas que aparecen con máxima vulnerabilidad social a las inundaciones están al sur de este partido, en el valle del río Reconquista y en el sur del Gran Buenos Aires. Los cambios en el índice de vulnerabilidad social a las inundaciones en el escenario A2 de la década 2070/80 empeoran la situación de las zonas ya más vulnerables a lo largo de los ríos Reconquista y Matanzas- Riachuelo y en sur del Gran Buenos Aires in zonas relativamente alejadas de la costa y donde no se espera el crecimiento de barrios cerrados, figura 5.6.

Referencias

Daniele C. y M. de Paula 2000: Ocupación residencial en los valles de inundación: ¿Conflicto u oportunidad? *Revista Construir*, 18-19

D´Onofrio E., Fiore M. and S. Romero 1999: Return Periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research*, **4**: 341-366.

Intergovernmental Panel on Global Change (IPCC) 2001: IPCC WGI Third Assesment Report: The Scientific Basis, Chapter 2. *Cambridge University Press.*

Maestrojuan, P., M. Marino, y G. de la Mota 2000: Enclaves urbanos atípicos en el Área Metropolitana de Buenos Aires: Su impacto socio- territorial. *Ed. Oikos*, Buenos Aires.

Ríos, D. 2002: Vulnerabilidad, urbanizaciones cerradas e inundaciones en el partido de Tigre durante el período 1990-2001. Tesis de Licenciatura en Geografía *Facultad de Filosofía y Letras, UBA*, 191 p.

CAPÍTULO 6

SUDESTADAS

Susana Bischoff
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA

6.1. Introducción

El Río de la Plata es un amplio estuario formado por la confluencia de los ríos Paraná y Uruguay, Fig. 6.1. Tiene una disposición geográfica en dirección noroeste-sudeste de manera que cuando está afectado por fuertes vientos del sudeste el nivel del agua asciende. En estas condiciones la costa baja en su margen derecha es afectada por inundaciones causando daños muy importantes a la población de la Ciudad de Buenos Aires y el conurbano bonaerense, y a la navegación tanto comercial como deportiva. Está asociada con fuertes y persistentes vientos del cuadrante este – sur y muchas veces acompañada con precipitaciones. Estas situaciones son conocidas como *sudestada*s. Los costos económicos en la Ciudad de Buenos Aires cuando la *sudestada* se combina con lluvia fuerte, en algunos casos ha excedido U$S 250 mil. (Costa y otros 1998).

La experiencia sinóptica indica que algunas de estas *sudestada*s tienen su origen en ciclogénesis que se desarrollan en el extremo noreste de la Argentina y Uruguay particularmente en invierno. Algunos antecedentes del desarrollo de estas ciclogénesis se encuentran en (Schwerdtfeger (1954), Rivero y Bischoff 1971, Necco, 1982, Jusem y Atlas, 1991, Gan y Rao 1991, Sinclair 1994, Seluchi 1995).

Celemin (1984) compiló y describió las *sudestada*s que ocurrieron desde 1940 hasta 1982 y clasificó su intensidad de acuerdo a la intensidad del viento, la cantidad de cielo cubierto y la ocurrencia de precipitaciones:

Ciappesoni y Salio (1997) realizaron el primer estudio sistemático de *sudestada*s y con una muestra de cinco años (1990-1994) describieron los campos de circulación asociados en la troposfera media.

Otros estudios analizan las inundaciones en la costa de Buenos Aires en un contexto mas amplio, como es el caso de D`Onofrio y otros 1999. quien estimó por un lado, los períodos de retorno de inundaciones causadas por la combinación de mareas astronómicas y ondas de tormenta y por otro con el impacto esperado de aumento del nivel del mar como consecuencia del Cambio Climático (Lanfredi y otros 1998).

En el desarrollo de este capítulo se tipifican las *sudestada*s a partir de sus efectos sobre el nivel del Río de la Plata y se presenta un análisis estadístico de las variables que caracterizan las *sudestada*s, altura y duración de la onda de tormenta. Para ello se analizaron los casos de *sudestada*s totales y en un paso posterior se analizaron por separado los casos de *sudestada* asociadas a precipitación en la Ciudad de Buenos Aires. Se incluyen además estudios de estructuras de circulación asociados con *sudestada*s para los conjuntos de casos mencionados anteriormente.

6.2. Parámetros y datos

Los datos meteorológicos referentes a los campos de circulación utilizados en este estudio fueron obtenidos de los reanálisis del NCEP/NCAR (Kalnay y otros 1996) en el período 1951/2000 en el dominio entre 20º S y 60º S , y 80º W y 40º W. Los datos diarios de precipitación en la estación Observatorio Central Buenos Aires (φ=34.35º S λ=58.37º W) para el periodo 1959-1998 fueron obtenidos de los archivos del Servicio Meteorológico Nacional.

Los datos hidrológicos del período 1951/2000 (con ausencia de datos en los años 1963 y 1964), fueron provistos por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) medidos en el mareógrafo Palermo (Semáforo del Riachuelo Dársena F, φ=34°34'S, λ=58°23'W). El Ing. D´Onofrio y la Lic. Fiore filtraron la onda de marea astronómica de forma que los datos provistos por el SHN sólo tenían la marea de tormenta. La información utilizada consistió en: altura de la onda de tormenta, hora a la cual se producía la altura máxima de la onda de tormenta, altura observada del Río de la Plata obtenida mediante lectura del mareógrafo, duración del evento (horas).

Los diferentes niveles de riesgo de la población de Buenos Aires y alrededores están asociados a efectos del aumento del nivel del Río de la Plata fueron definidos por Balay (1961). Son ellos: el nivel de alerta (altura ≥ 2,50m), nivel de emergencia (altura ≥ 2,80m) y nivel de evacuación (altura ≥ 3,20m).Estos son valores sobre el cero del Riachuelo, que esta a unos 0,50 m por debajo del nivel del mar. Los dos últimos serán utilizados como indicativos para establecer los umbrales a partir de los cuales se caracterizarán las *sudestada*s en los análisis posteriores.

El nivel del Río de la Plata está afectado por dos componentes asociadas a diferentes procesos físicos: la marea astronómica y la onda de tormenta.

La onda de tormenta depende de la intensidad y la persistencia del viento del sector del cuadrante (este – sur) en el Río de la Plata y define la *sudestada* meteorológica. Se calcula por la diferencia entre el nivel observado del Río de la

Plata y la altura provocada por la marea astronómica. Durante el proceso de desarrollo, madurez y decaimiento de las *sudestada*s se produce un aumento y una disminución en los valores que definen la onda de tormenta y por consiguiente, un aumento seguido de una disminución del nivel del Río de la Plata. No siempre el comportamiento de las dos componentes que determinan la altura del Río de la Plata se producen en fase y el tiempo de ocurrencia del máximo de la onda de tormenta puede adelantarse, atrasarse u ocurrir en forma simultánea al máximo ascenso del nivel del Río de la Plata.

6.3. Resultados

6.3.1. Análisis estadístico de sudestadas en el Río de la Plata con onda de tormenta superior a 1,60m

En un primer análisis de las *sudestada*s que afectan el Río de la Plata se tuvo en cuenta que el nivel de alerta fue definido con una altura de 2,50m. Sabiendo que la altura media de la marea astronómica es de aproximadamente 0,90m (D'Onofrio y otros 1999) se adoptó como criterio para definir la onda de tormenta aquellas cuya altura era superior a 1,60m y persistían al menos durante 24 horas. Al adoptar este criterio un importante porcentaje de casos de *sudestada*s excederán el nivel de 2,50m. Se encontraron 297 casos en el período de 50 años que cumplían con la condición antes mencionada: el umbral de altura de la onda de tormenta de 1,60m y la duración superior a 24 horas.

Se consideran variables para tipificar las *sudestada*s la altura de la onda de tormenta y la persistencia o duración de la *sudestada*.

a. Distribución anual y decádica de frecuencias de ocurrencia

La distribución mensual durante todo el año de *sudestada*s puede observarse en la figura 6.1. Ellas son mas frecuentes en verano que en invierno con dos máximos en frecuencia al comienzo del otoño y la primavera y durante el verano.

La frecuencia de vientos con dirección del este y sudeste en la estación Aeroparque (φ= 34°34'S, λ= 58°25'W), ubicada sobre la costa de la Ciudad de Buenos Aires, muestra máximos al comienzo del otoño y la primavera y al final del verano, coincidiendo con los máximos de ocurrencia de *sudestada*s, Tabla 6.1.

La figura 6.2 muestra la frecuencia media anual de *sudestada*s para las últimas cinco décadas del siglo, comenzando en el período 1951/1960 y finalizando en 1991/2000.

Tabla 6.1. Frecuencias mensuales de viento según las direcciones mencionadas en la estación Aeroparque (φ= 34°34'S, λ= 58°25'W). Período 1981 - 1990

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
N	178	167	149	152	187	148	133	133	125	170	160	190
NE	140	132	123	124	69	68	110	98	123	113	132	150
E	241	238	189	143	100	89	136	205	225	204	217	222
SE	131	124	120	97	106	92	126	142	151	102	121	146
S	107	140	154	151	124	143	152	146	146	142	143	100
SO	51	58	72	85	116	113	93	62	66	86	55	38
0	54	50	73	103	126	138	93	80	54	63	60	45
N0	44	44	67	53	114	115	77	48	51	57	68	55
CALMA	54	47	53	92	58	94	80	86	59	63	44	54

Durante la década 1961/1970 se observa una reducción en la frecuencia absoluta respecto de la década 1951/1960 consecuencia de la ausencia de dos años de información. Una normalización de la frecuencia en esta década no superaría el valor de la década anterior. Un análisis de la variabilidad en la escala temporal decádica indica una tendencia positiva con frecuencias en aumento hacia fines del siglo pasado, pasando de 44 casos en 1951/1960, 1961/1970 a 79 casos en 1990 - 2000.

b. Altura

El rango y la distribución de los posibles valores correspondientes a la altura de las ondas de tormenta asociadas a las *sudestada*s en estudio se muestran en la figura 6.3. En ella puede observarse que la altura media de la onda de tormenta se encuentra alrededor de 1,93m. Su rango oscila entre un valor mínimo de 1,61m (que resulta de la definición de *sudestada* utilizada aquí) y un valor máximo de 3,48m con un desvío estándar de 0,29m.

La función de distribución tiene la forma de una exponencial decreciente con unos pocos casos de *sudestada*s para las cuales la altura de la onda de tormenta supera los 3m. La probabilidad de ocurrencia de estos casos extremos (altura de onda de tormenta igual o superior a 3m) es menor al 1%. Se puede concluir que dado que en el período de 50 años de información se produjeron 297 *sudestada*s con las características mencionadas anteriormente, el 1% asociado a los casos más extremos sería solamente 3 casos en 50 años. Esta probabilidad debería ser tomada en cuenta en los aspectos relacionados con el manejo de riesgos.

La probabilidad de ocurrencia de *sudestada*s cuya onda de tormenta alcanza una altura entre 2 y 3m es del orden del 15% y por lo tanto podría esperarse que ocurriera alrededor de una *sudestada* de estas características al año. Es importante recordar en este punto que si a la altura de la onda de tormenta se

suma la altura media de la onda de marea astronómica la mayoría de estas *sudestada*s superarían el nivel de evacuación, lo que implica un impacto social y económico en el área de afectación.

c. Duración

La duración de las *sudestada*s asociadas a las ondas de tormenta mayores que 1,60 m. configuran una medida del impacto posible en cuanto a las posibilidades de escurrimiento de los ríos tributarios. En la figura 6.4 puede observarse la distribución de frecuencias de la duración de las *sudestada*s (en horas). Cada intervalo tiene un rango de 20 horas y el rango total es de 150 horas.

Debe tenerse en cuenta que de acuerdo a la definición utilizada aquí la duración mínima tiene el umbral de 24 horas. La duración media de las *sudestada*s es de 47 horas, la duración máxima de 175 horas y el desvío estándar de 22 horas. Como en el caso de altura de onda de tormenta, la función de distribución en este caso se representa bien por una exponencial decreciente. Las *sudestada*s cuya duración es superior a las 60 horas tienen una probabilidad de ocurrencia menor al 20% lo que indica que aproximadamente el 80% de todos los eventos de *sudestada* registrados en el período de análisis persisten menos dos días y medio (entre 24 y 60 horas). Este es el rango de duración más probable que debería tenerse en cuenta cuando se estiman los riesgos asociados a la persistencia de *sudestada*s en el Río de la Plata.

6.3.2. Análisis estadístico de sudestadas en el Río de la Plata con onda de tormenta superior a 2,05m

Si se toman en cuenta todos los valores de altura de onda de tormenta por encima de 1,60m y se calculan los valores límites para cada cuartil, se encuentra que la cota máxima para el último cuartil es de 2,05m. Estos eventos extremos (con una altura de la onda de tormenta que comprende el 25% de los valores más altos) implican mayor impacto y excepcionalidad en su ocurrencia y es por ello que es necesario analizar si las propiedades encontradas en *6.3.1* se conservan o cambian al imponerle condiciones más restrictivas a este parámetro. La elección de esta cota mínima de la onda de tormenta conduce a una definición de eventos de ondas de tormenta extremas.

Dado que la marea astronómica alcanza una altura media de 0,90m, los eventos de *sudestada* con un nivel umbral de la onda de tormenta de 2,05m sobrepasan en algunos casos, el nivel de 3,20m. Si le ponemos como condición que la persistencia de la *sudestada* supere las 24 horas, solamente 72 *sudestada*s en el período de 50 años fueron identificadas con estas condiciones, lo que implica al menos una *sudestada* de estas características por año.

Un análisis de la distribución mensual durante el año de las *sudestada*s extremas puede realizarse a partir de la observación de la figura 6.5. La mayor frecuencia se manifiesta al final del verano y en primavera lo que indica que la distribución anual de *sudestada*s no muestra cambios aún cuando el umbral tomado en este caso es mayor que en el caso anterior.

La frecuencia decádica en las dos últimas décadas muestra un crecimiento respecto de 1951/1960 aunque no tan importante como en el caso anterior. Esta distribución puede observarse en la figura 6.7.

6.4. Circulación en niveles bajos de la atmósfera y sudestadas

6.4.1. Eventos y clasificación

En esta sección se describirán las situaciones sinópticas asociadas a las *sudestada*s definidas en la sección 6.3.1. La información de altura del nivel del Río de la Plata estaba disponible en forma horaria de manera tal que los máximos de altura sólo podían ser identificados esa resolución. Los reanálisis del NCEP/ NCAR de los campos de circulación en la atmósfera (identificados como campos de altura geopotencial del nivel de 1000 hPa) estaban disponibles cada 6 horas (00Z, 06 Z, 12 Z, 18 Z). En general no coincidían las horas de la ocurrencia del evento y del campo de circulación disponible por lo que se adoptó el criterio de seleccionar el campo obtenido del reanálisis a la hora más cercana a aquella en que se registró la máxima altura de la onda de tormenta.

6.4.2. Campos medios de circulación en el nivel de 1000 hPa.

El campo de circulación en 1000 hPa está estrechamente asociado con el campo de presión a nivel de superficie y por lo tanto permite visualizar el campo de viento en este nivel de la atmósfera. Se identificaron los días y horas en que ocurrieron *sudestada*s, se analizaron los campos correspondientes de circulación en 1000 hPa y se construyeron los campos medios de circulación referido a todos los casos de *sudestada*s. La figura 6.7(a) muestra el campo resultante donde puede observarse un centro de alta presión al sur del Río de la Plata alrededor de los 40º S y una estructura sobre el estuario del Río de la Plata asociada a vientos moderados del sudeste responsable, junto con la marea astronómica, del ascenso del nivel del agua en esta región.

Para comparación, se calculó el campo medio de circulación en 1000 hPa para la muestra total, entendiendo por tal los correspondientes a los campos diarios en el período de información (1950/2000). En este caso el campo medio contenía los días en los se habían producido *sudestada*s y en los que este evento no había

ocurrido. La figura 6.8 (b) muestra el campo resultante que sugiere que sobre el Río de la Plata y el océano circundante, hay vientos suaves del oeste o calma.

De la comparación entre ambas figuras se puede interpretar que el campo de circulación asociado a la ocurrencia de *sudestada*s representa una anomalía importante respecto del campo de circulación media total.

Los campos medios de geopotencial en 1000 hPa asociados con la ocurrencia de *sudestada*s calculados en cada década tienen características similares (figuras no mostradas). En todos ellos se puede identificar una intensificación del gradiente meridional de circulación sobre el estuario del Río de la Plata (lo que da lugar a los vientos del este-sudeste sobre el Río de la Plata) durante las dos últimas décadas, resultado consistente con una tendencia positiva en la frecuencia o eventualmente la intensidad de las *sudestada*s.

6.4.3. Variabilidad de los campos de circulación en 1000 hPa asociados con sudestadas.

Con el objeto de determinar las estructuras dominantes de los campos de circulación en 1000 hPa asociados con la ocurrencia de *sudestada*s se utilizó el método de Análisis de Componentes Principales (PCA) en modo T a partir de la matriz de correlación como matriz de entrada de los datos (Green y otros1978; Richman 1986). El desarrollo matemático y las propiedades que fundamentan la aplicación de esta metodología pueden hallarse en Richman (1986).

Para separar la señal del ruido se aplicó a las PCA obtenidas la técnica de la rotación Varimax logrando retener solamente tres componentes. La selección del número de componentes se realizó a partir de la aplicación de la regla del autovalor 1 (Richmann y otros 1992).

La matriz de correlación fue construida con los 297 campos de circulación de 1000 hPa asociado con las *sudestada*s en el período 1950/2000, para las cuales la altura de la onda de tormenta era superior a 1,60m. La figura 6.8 (panel derecha) muestra las tres primeras estructuras de las respectivas Componentes Principales (CP1, CP2, CP3), asociadas con tres modos principales de circulación en la atmósfera cuando ocurre el evento de *sudestada* en el Río de la Plata y la varianza explicada por cada una de ellas. Los campos de circulación reales resultantes en 1000 hPa, correspondientes a cada caso de evento de *sudestada*, se correlacionaron con cada una de las tres estructuras mencionadas anteriormente. Todos aquellos campos reales cuya correlación con cada una de las CP era igual o superior a 0,70 (varianza explicada 49%) fueron compuestos de manera de identificar, ahora sí, los campos medios reales asociados a cada una de las estructuras en forma independiente. Estos campos medios se encuentran representados en la figura 6.9 (panel izquierdo).

La CP1 que explica 33,4% de la varianza (Fig. 6.8 (a)) muestra una estructura con circulación anticiclónica al sur del Río de la Plata, Fig. 6.8 (d) Puede observarse una región de baja presión que se extiende a lo largo de un eje con orientación NO al SE, desde Paraguay hacia el océano Atlántico sur, sugiriendo que este campo está asociado con frentes fríos que generalmente avanzan en dirección sudoeste-noreste y acompañados por centros de alta presión post frontales que penetran al continente desde el Océano Pacífico alrededor de los 35º S. en su desplazamiento hacia el norte del país. El estuario del Río de la Plata y el océano cercano están afectados por viento con componente del sudeste.

La CP2, que explica el 29,2% de la varianza (Fig. 6.8(b)) puede asociarse a la presencia de un sistema intenso de alta presión (Fig. 6.8(e**)**) que penetra al continente alrededor de la latitud de 42°S y un sistema profundo de baja presión en el Océano Atlántico Sur centrado aproximadamente en los 55º S, 45º W. Esta estructura sugiere una fuerte irrupción de aire frío que se extiende sobre el sur de la Argentina, produciendo vientos en superficie del sector sur-sudeste sobre el estuario del Río de la Plata.

Finalmente, la CP3 que explica el 13% de la varianza (Fig. 6.8(c)) muestra una estructura consistente con la presencia de un sistema de baja presión bien definido sobre Uruguay y el sur de Brasil, (Fig. 6.8(f)), región que está asociada generalmente con la producción de ciclogénesis. Al mismo tiempo este campo también muestra un fuerte anticiclón sobre la Patagonia Argentina con su centro alrededor de los 47º S. El acoplamiento entre estos dos sistemas (ciclón extratropical sobre el noreste de la Argentina y el sistema de alta presión al sur del país) favorecen la presencia de fuertes vientos del sudeste sobre el Río de la Plata. La intensidad del viento es considerablemente más grande que la asociada a las CP previas.

En forma consistente con este hecho la altura media de las ondas de tormenta asociadas a las *sudestada*s representadas por la CP3 es considerablemente más alta que las asociadas con las otras CP. Esto puede observarse en la tabla 6.2.

Se puede destacar el máximo valor medio de altura de la onda de tormenta asociado a la CP3. Del total de eventos de *sudestada*, 297, el número de eventos asociados con las tres primeras CP es 210, representando alrededor del 70% de los casos, con un valor cercano al 75% de varianza explicada por estos tres modos.

Tabla 6.2. Valores medio, máximo y mínimo correspondientes a las variables altura (altura del Río de la Plata), *ondator* (altura máxima de la onda de tormenta), *ondast* (altura de la onda astronómica) y duración de la *sudestada*. Con N se indica el número de casos asociados a cada una de las componentes principales

		CP 1		
VARIABLE	N	MEDIA	MINIMO	MAXIMO
ALTURA	107	253,0	202	403
ONDTOR	107	189,6	161	348
ONDAST	107	63,3	29	148
DURACION	107	40,2	25	113
		CP 2		
VARIABLE	N	MEDIA	MINIMO	MAXIMO
ALTURA	85	251,0	202	366
ONDTOR	85	189,0	161	295
ONDAST	85	62	31	110
DURACION	85	50,9	25	175
		CP 3		
VARIABLE	N	MEDIA	MINIMO	MAXIMO
ALTURA	18	285,1	215	350
ONDTOR	18	226,1	164	304
ONDAST	18	58,9	32	91
DURACION	18	70,1	37	108

Los casos asociados a la CP3 son 18 y representan sólo el 8,5% de las *sudestada*s. Esto muestra que si bien las ciclogénesis que se desarrollan en el litoral argentino son consideradas como situaciones sinópticas asociadas a las *sudestada*s, solamente esto ocurre para un pequeño porcentaje de ellas que alcanzan los niveles más altos del Río de la Plata.

La figura 6.9 muestra la distribución mensual de *sudestada*s asociada a cada una de las CP de la circulación en 1000 hPa. El modo asociado a la PC1 (Fig. 6.9(a)) predomina durante el verano, setiembre y noviembre. El modo asociado a la PC2 (Fig. 6.9(b)) muestra tres máximos en el año correspondientes a enero, otoño y noviembre. Estos dos modos determinan la variación de la frecuencia a lo largo del año mostrada en la figura 6.2, con dos máximos, uno en verano y otro a comienzo de la primavera.

Mientras las *sudestada*s asociadas con las CP1 y CP2 ocurren durante todo el año predominando en algunos meses, las *sudestada*s asociadas con la CP3 se manifiestan de mayo a octubre con su máxima frecuencia durante agosto y setiembre y unos pocos eventos en verano. El modo de circulación relacionado con esta última CP está asociado con la menor frecuencia de ciclogénesis durante el verano sobre esta región debido a una disminución importante de la baroclinicidad (Rivero y Bischoff 1971, Necco, 1982).

6.5. Sudestadas asociadas a la ocurrencia de precipitación

De todos los casos de *sudestada*s evaluados en 6.3 se seleccionaron aquellos que estaban asociados a la ocurrencia de precipitación en la estación Observatorio Central Buenos Aires (OCBA) el día en que se identificaba el comienzo de la *sudestada*. La figura 6.10 muestra la variedad en la intensidad de precipitación caída en 24 horas medida en Observatorio Central simultáneamente con la ocurrencia de *sudestada*s. De los 181 casos de *sudestada*s que se manifestaron entre 1959 y 1991 sólo 60 estuvieron acompañados de precipitación y en el 25% de los casos la precipitación superó la intensidad de 40 mm/24 horas. Se registró un caso en el cual la precipitación fue de 90mm/24 horas.

6.5.1. Variabilidad de los campos de circulación en 1000 hPa para las sudestadas asociadas a precipitación

El interés ahora se centró en conocer las características del campo de circulación en 1000 hPa asociadas a las *sudestada*s que tienen como factor condicionante la producción de precipitación en OCBA, independiente de la intensidad. Para ello los 228 casos de *sudestada*s que se produjeron en este nuevo período (1959-1991), se separaron en dos grupos. Uno de ellos contenía las *sudestada*s que estaban asociados a precipitación (77 casos) y el otro las *sudestada*s en las que no se había producido precipitación (151 casos).

Para los 77 casos de *sudestada*s que estaban asociadas a la ocurrencia de precipitación se seleccionaron los campos de circulación de 1000 hPa en el mismo retículo utilizado anteriormente, se construyó la matriz de correlación y se realizó el análisis aplicando el método de Componentes Principales (CP). La figura 6.11 (panel derecha) muestra las estructuras de las tres primeras Componentes Principales (CP), asociadas con los tres modos principales de circulación en la atmósfera cuando ocurre el evento de *sudestada* en el Río de la Plata acompañado con precipitación y la varianza explicada por cada una de ellas se muestra en la tabla 6.3.

Tabla 6.3. Varianza explicada por las tres primeras Componentes Principales asociadas a los casos de *sudestada* con precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

COMPONENTE	VARIANZA EXPLICADA
1	61,11 %
2	10,64 %
3	7,67 %

Puede observarse que estas CP explican el 79,42% de la varianza total. Los campos medios reales correspondientes a cada CP (obtenidos en forma similar a la explicada en 5.4.3) se encuentran representados en el panel izquierdo. De esta manera se puede observar la asociación entre la estructura de cada CP y los campos medios reales.

En la descripción que se dará a continuación referida a los campos de circulación asociados a las estructuras de Componentes Principales debe tenerse en cuenta que la CP1 agrupó 57 casos, la CP2 y CP3 sólo 2 casos cada una de ellas.

La CP1, que explica 61,1% de la varianza (Fig. 6.11 (a) y (d)), muestra una estructura asociada a una región anticiclónica en el Pacífico sur situada aproximadamente en 30 S y 90 O que afecta el norte de la Patagonia produciendo vientos del sudeste sobre el Río de la Plata. En el noreste de la Argentina, sur de Brasil y Uruguay y Paraguay se identifica un sistema de baja presión que colabora en la definición de un gradiente importante sobre el río de la Plata reforzando el viento del sudeste.

El campo de circulación asociado a la CP2 10,64% de la varianza muestra un área anticiclónica en el Océano Pacífico en posición similar a la CP1 pero con menos penetración sobre el continente y un sistema de baja presión en el Atlántico Sur. La combinación de ambos efectos determina viento del sudeste sobre el Río de la Plata con menor intensidad que en la CP1 (Fig. 6.11 (b) y (e)). La tercera y última componente muestra un cambio importante sobre el Océano Pacífico con un sistema de baja presión alrededor de loa 45 S y un sistema de alta presión más alejado hacia el oeste. Un sistema de baja presión desplazado sobre el Océano Atlántico alrededor de los 28° S afecta con vientos del sector sudeste el Río de la Plata. (Fig. 6.11 (c), (f)).

6.6. Sudestadas sin ocurrencia de precipitación

Para los 151 casos de *sudestada*s que no estaban asociadas a la ocurrencia de precipitación se obtuvieron las estructuras del campo de circulación en 1000 hPa aplicando el método de las Componentes Principales. Las tres primeras estructuras explicaron el 76,83% de la varianza tal como puede observarse en la tabla 6.4.

La figura 6.12 (panel derecha) muestra las tres primeras estructuras de las respectivas Componentes Principales (CP), asociadas con tres modos principales de circulación en la atmósfera cuando ocurre el evento de *sudestada* en el Río de la Plata sin precipitación y la varianza explicada por cada una de ellas. Los campos medios reales se obtuvieron utilizando la misma metodología explicada en 5.5 y están representados en la figura 6.12 (panel izquierdo). De esta manera

se puede observar la asociación entre la estructura de cada CP y los campos medios reales.

Tabla 6.4. Varianza explicada por las tres primeras Componentes Principales asociadas a los casos *sudestada* sin precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

COMPONENTE	VARIANZA EXPLICADA
1	56,53
2	12,82
3	7.48

La primera componente CP1 (Fig. 6.12 (a)) explica el 56,3% de la varianza y representa 101 casos de los 151. El campo medio resultante permite observar un centro de baja presión sobre Bolivia y un centro de alta presión en el Océano Pacífico extendido en otro centro de alta presión sobre la provincia de Buenos Aires (Fig. 6.12 (d)).

La segunda componente CP2 (Fig. 6.12 (b)), que representa sólo 4 casos, explica una varianza de 12,82%. El campo medio de las estructuras del campo de presión responde sólo a cuatro campos y ellos muestran la presencia de un centro de baja presión en el Océano Pacífico y un sistema de alta presión centrado en la Patagonia produciendo vientos del sector sudeste sobre el Río de la Plata (Fig. 6.12 (e)). La componente CP3 (Fig. 6.12(c)) está representada por un solo día (Fig. 6.12 (f)), con una varianza de 7,48%.

6.7. Comparación de los campos medios en los casos de sudestadas con y sin precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

Uno de los objetivos principales de esta última parte es establecer las diferencias en los campos de circulación referidos a casos de *sudestada* con precipitación y sin precipitación en OCBA. Para ello se recurrió a la comparación de las estructuras y los campos medios correspondientes de ambos casos. La componente CP1 y el campo real asociado, en ambos casos, tienen la mejor representatividad y es por ello que la discusión se hará en base a ella. En las otras componentes la representación del campo real está dada en pocos casos. Con respecto a la CP1 puede observarse en ambos casos que no se muestran diferencias en la posición de las ondas largas de latitudes medias identificadas particularmente por la posición de un centro de alta presión en el Océano Pacífico. La mayor diferencia se establece en la región nor – noreste de la Argentina, Paraguay, sur de Brasil y Uruguay donde es posible identificar un sistema de baja presión mejor definido y posicionado más al sur en el litoral de la Argentina para el caso de *sudestada*s con ocurrencia de precipitación. Cuando

la *sudestada* no está acompañada por precipitación este sistema de baja presión se encuentra desplazado más al norte y menos definido.

Con el objeto de observar el sistema desde el punto de vista del pronóstico se analizaron los campos de circulación en 1000 hPa 24 horas antes de la producción del evento separando nuevamente los casos de *sudestada* con y sin precipitación. Los resultados se muestran en la figura 6.13. La figura 6.13 (a) y (b) muestran las estructuras correspondientes a las CP1 y CP2 de los casos de *sudestada* con precipitación con varianza explicada de 53,38% y 12,28% respectivamente, y la figura 6.13 (c) y (d) muestran las mismas estructuras correspondientes a los casos de *sudestada* sin precipitación donde la CP1 tiene una varianza explicada de 62,4% y la CP2 de 12,28%.

Una comparación entre ellas permitiría afirmar que en los casos en los que se producen *sudestada*s con precipitación la posición del sistema de baja presión en la región norte de la Argentina está extendida hacia la zona del Río de la Plata con al menos dos isobaras cerradas 24 horas antes que se desarrolle la *sudestada*. En el caso de *sudestada* sin precipitación en el mismo tiempo el sistema de baja presión está desplazado un poco más al norte, menos definido y con un menor gradiente (asociado a menor intensidad del viento del sudeste) sobre el Río de la Plata.

6.8. Frecuencia mensual de sudestadas con precipitación y no precipitación

El análisis de la frecuencia mensual de ocurrencia de *sudestada*s con y sin precipitación indica que las *sudestada*s con precipitación presentan dos máximos en el año: enero y entre setiembre y octubre con un mínimo en el mes de mayo extendido hasta junio y julio. En el caso de *sudestada*s sin precipitación también se observa un comportamiento con dos máximos en los meses de marzo y noviembre (aunque se puede interpretar como un máximo que se extiende desde fines de la primavera hasta fines del verano). El mínimo, igual que en el caso anterior se encuentra entre los meses de mayo a agosto.

Como el número de casos total es diferente para ambos tipos de *sudestada*s, se utilizó la frecuencia relativa con el objeto de poder comparar la relación entre ellas. La figura 6.14 muestra esta distribución. Las *sudestada*s con precipitación superan a las que no tienen precipitación asociada en los meses de enero, agosto, setiembre y octubre. En los meses restantes esta relación se invierte. Por lo tanto es mayor la probabilidad de ocurrencia de *sudestada*s con precipitación en el mes de enero y durante la primavera.

6.9. Conclusiones

Las *sudestada*s en el Río de La Plata son un fenómeno Climático – Hidrológico. Desde el punto de vista de la circulación atmosférica que las acompañan constituyen una anomalía importante respecto a los campos medios, especialmente porque producen vientos de componente este-sudeste en una región dominada, desde el punto de vista climático, por viento de diferentes direcciones e intensidades variables.

Este evento está básicamente representado por la combinación de un sistema de alta presión ubicado al sur del Río de la Plata y una zona de baja presión relativa al norte conduciendo a la producción de vientos del sector sudeste sobre el Río de la Plata. El efecto hidrológico de esta respuesta se manifiesta no sólo sobre la desembocadura, sino también hacia adentro del estuario del Río de la Plata.

Las *sudestada*s se producen durante todo el año con un mínimo de ocurrencia en invierno. No obstante las que ocurren en esa estación tienen una característica específica que es presentar un sistema de baja presión de intensidad y desarrollo considerable sobre el noreste de la Argentina, Paraguay, sur de Brasil y Uruguay.

La variabilidad en periodos de diez años muestra un mínimo en las décadas 1951/60 y 1961/70, aumentando posteriormente lo que sugiere un cambio de baja frecuencia que aunque no está probado aquí lo apoya el aumento en la ocurrencia de la PC3 en los últimos años.

La similitud de las estructuras estadísticas y de los modos resultantes muestra estabilidad y similitud en los procesos meteorológicos entre las *sudestada*s extremas y las definidas con menores valores.

En cuanto a las diferencias entre las *sudestada*s asociadas a precipitación en Observatorio Central Buenos Aires y el resto de las *sudestada*s se manifiesta claramente en la posición del sistema de baja presión en el norte de la Argentina. En los casos de precipitación simultáneamente con *sudestada*s este sistema se encuentra desplazada mas hacia el sur manteniendo la característica de dipolo de presión entre un sistema de alta presión el sur del Río de la Plata y un sistema de baja presión al norte de él. Las *sudestada*s asociadas a precipitación en OCBA superan en ocurrencia a las que no están asociadas a precipitación en el mes de enero y desde mediados del invierno hasta mediados de la primavera.

Agradecimientos
L autora agradece al Ing. Enrique D´Onofrio y a la Lic. Mónica Fioriel los datos de mareas con la componente astronómica filtrada

Referencias

Balay M. 1961: El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar. *Servicio de Hidrografía Naval*, Buenos Aires, 1961.

Celemin A. y N. Manolidis N. 1983: Situaciones Meteorológicas Generadoras de Oleaje Gran Altura y de Crecientes Extraordinarias del mar en la Zona de Mar del Plata. *Meteorológica*. **14**

Ciappesoni H. y P. Salio 1997: Pronóstico de Sudestada en el Río de la Plata. *Meteorológica*. 22.

Costa L. y D. Albini 1988: Las inundaciones en el área metropolitana de Buenos Aires. *Medio ambiente y urbanización*. Nº **23**.

D´Onofrio E., M. Fiore and S. Romero 1999: Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires. *Continental Shelf Research* **19**: 1681 – 1693.

Gan M. ans V. Rao 1991: Surface cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev*. **119**: 1293-1302.

Green P. 1978: Analyzing Multivariate Data. *The Dryden Press*: Illinois; 519 pp

Jussem J. and R. Atlas 1991: Diagnostic evaluation of the numerical model simulations using the tendency equation. *Mon. Wea. Rev.* **199**: 2936-2954.

Kalnay E. and Coauthors 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**: 437-471.

Lanfredi N., J. Pousa and E. D'Onofrio 1998: Sea-level Rise and Related Potential Hazards on the Argentine Coast. *Journal of Coastal Research.* **14**: 1, 47-60.

Necco G. 1982: Comportamiento de los vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis. *Meteorológica*. **13**: 1, 7-20.

Richman M. B. 1986: Rotation of principal components. *Journal of Climatology*. **6**: 293-235.

Richman M. B., J. Angel and X. Gong 1992: Determination of dimensionality in eigenanalysis. Fifth International meeting on Statistical climatology. Toronto, *Atmospheric environmental Service of Canada:* 229-235.

Rivero O. y S. Bischoff 1971: Ciclogénesis, movimiento y distribución de depresiones en los Océanos Atlántico y Pacífico Sur durante el período abril 1967-mayo 1968. *Meteorológica*. **1**: 476-523.

Seluchi M. 1995: Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a desarrollos ciclónicos sobre el este de Sudamérica. *Geofísica Internacional*. **34**: 171-186.

Sinclair M. 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rew*. **122**: 2239-2256.

CAPÍTULO 7
HIDROLOGÍA DEL RÍO DE LA PLATA

A. N. Menéndez y M. Re

Facultad de Ingeniería, UBA-INA

7.1. Régimen hidrológico

La onda de marea que ingresa desde el océano, la descarga de los tributarios que penetra en la cabecera del río y los vientos que actúan sobre toda la superficie del agua son los forzantes principales de la dinámica del Río de la Plata (Fig. 7.1). La oscilación astronómica mareal produce variaciones en características físicas tales como la salinidad, la profundidad de la haloclina y la mezcla vertical a una escala horaria; los vientos influyen en las variaciones de la altura del agua y la salinidad a escala diaria; el caudal fluvial varía a las escalas mensual e interanual (Wells y Daborn 1997).

La onda oceánica que llega al Río de la Plata tiene un régimen de desigualdades diurnas, presentando entonces grandes diferencias entre pleamares o bajamares consecutivas. Debido a las características semidiurnas de este régimen, en el Río de la Plata se da el caso de que se produzcan simultáneamente una pleamar y una bajamar y dos pleamares y una bajamar o viceversa (Balay 1961). La componente de mareas M_2 representa más del 65% de la energía presente en la marea (D`Onofrio y otros 1999). La singularidad del Río de la Plata se basa en su régimen astronómico micromareal, con pocas decenas de centímetros de amplitud, y en la alta relevancia de las componentes meteorológicas. Este particular comportamiento del Río de la Plata puede explicarse por la proximidad de dos puntos anfidrómicos en la región del Atlántico Sur. Las ondas de marea oceánicas llegan al Río de la Plata con una velocidad aproximada de 200 km/h y se propagan en su interior con una velocidad media de 30 km/h, demorando aproximadamente 12 horas en recorrerlo. Los factores que se oponen a su desarrollo son el desagüe fluvial y las acciones combinadas de la fricción, la pendiente y la forma del río (Balay 1961).

Más del 97% del ingreso de agua al Río de la Plata es aportado por los ríos Paraná y Uruguay. La descarga del río Santa Lucía, relativamente cercana a Montevideo, es despreciable con respecto a la totalidad del sistema, aunque es un importante factor local para las costas uruguayas. El río Paraná llega al Río

de la Plata principalmente por dos de sus brazos, el Paraná de las Palmas, con alrededor del 25% del caudal total, y el Paraná Guazú-Bravo, con el 75% restante (Bombardelli y otros 1994). El caudal medio del Río de la Plata es del orden de los 23.000 m^3/s (Jaime y Menéndez 2002).

La forma, la extensión y el régimen micromareal determinan que los procesos atmosféricos, especialmente el régimen de vientos, tengan una importancia fundamental en la dinámica del río. El viento actúa sobre la superficie del agua variando los niveles, la velocidad de propagación de la onda de marea y la mezcla en la vertical. El Río de la Plata está situado bajo la influencia del anticiclón del Atlántico Sur. Por lo tanto, los patrones climáticos dependen principalmente de la posición de esta característica importante de circulación. Entonces, los vientos del norte y del noreste prevalecen durante todo el año. En invierno, el desplazamiento hacia el norte de un intenso frente de presión subtropical provoca un incremento de la frecuencia de los vientos del oeste, mientras que en verano se presentan flujos del este y del sudeste. La intensidad promedio en la región es bastante uniforme, de alrededor de 5 m/s (Wells y Daborn 1997).

El Río de la Plata está experimentando un incremento de su nivel medio (Fig. 7.2 y 7.3), mayormente motorizado por el aumento del nivel medio del mar. El aumento total fue de alrededor de 17 cm para el siglo XX, de los cuales aproximadamente el 50% se produjo en las últimas 3 décadas.

Las ondas de tormenta significativas que penetran en el Río de la Plata se denominan "sudestadas". Se caracterizan por la ocurrencia de vientos provenientes del sector sudeste, que soplan con persistencia regular y con intensidades de moderadas a fuertes. La sudestadas producen inundaciones en la costa argentina del estuario, comúnmente con duraciones de 1 a 3 días. Ocurren con mayor frecuencia durante el período de 8 meses comprendido entre marzo y octubre (Kreimer y otros 2001).

El mayor nivel del agua en el Río de la Plata registrado en el Puerto de Buenos Aires fue de 3,90 m por sobre el nivel medio del mar, el 15 de abril de 1940. Teniendo en cuenta la serie de niveles máximos anuales observados en Buenos Aires desde 1950, 7 ocurrieron desde 1970 y cuatro desde 1990 (Tabla 6.1.1.). Un área extensa del Ámbito Metropolitano de Buenos Aires se encuentra por debajo de la cota de 5 m. La zona de potencial impacto no solo son las áreas costeras del Río de la Plata, sino que también se extiende hacia las populosas márgenes de los ríos Matanza-Riachuelo y Reconquista. Alrededor de 1.500.000 personas habitan esta región, lo que da cuenta de la magnitud del problema ante evidencias de intensificación de efectos.

Tabla 7.1. Niveles de agua máximos históricos en el puerto de Buenos Aires desde 1950

Fecha	**Nivel (m.s.n.m)**
12/Nov/1989	3,50
7/Feb/1993	3,39
27/Jul/1958	3,25
14/Abr/1959	3,19
16/May/2000	3,03
28/Set/1983	2,99
20/Oct/2002	2,97
29/Jun/1999	2,84
10/Oct/1967	2,79
4/Oct/1971	2,76

7.2. Planteo de modelación hidrodinámica

Existen varios antecedentes relativamente recientes que ofrecen una caracterización física del Río de la Plata, incluyendo la plataforma continental (Framiñán y otros 1999, Campos y otros 1999, Piola y otros 2000, Menéndez 2001). De todos modos, la única forma de disponer de una representación operativa de la hidrodinámica consiste en recurrir a la modelación numérica de los fenómenos.

Hay una larga experiencia en el desarrollo y aplicación de modelos numéricos hidrodinámicos al Río de la Plata tratado como un cuerpo de aguas poco profundas, para el cual es suficiente una descripción bidimensional en el plano horizontal. Aunque hubo intentos iniciales en la década del 70, el primer desarrollo sistemático de un modelo hidrodinámico fue presentado en 1986 (Molinari 1986), que utilizó el software HIDROBID II (Menéndez 1990). Mejoras y aplicaciones de este modelo siguieron en tesis sucesivas (Albarracín 1987, Olalde 1988). Desde entonces, muchos otros modelos del río han sido desarrollados (ver Simionatto y otros 2002). Una nueva versión del modelo del INA, denominada RP2000, tiene una gran resolución espacial (malla de 1 Km de lado) y ha sido cuidadosamente calibrado (Jaime y Menéndez 1999).

El dominio del modelo RP2000 es el Río de la Plata completo, desde su cabecera (Frente del Delta del Paraná) hasta la línea imaginaria San Clemente-Punta del Este (Fig. 7.4). Ahora bien, dado que uno de los objetivos del modelo a utilizar en el presente estudio es poder simular la generación de ondas de tormenta, el RP2000 no resulta adecuado por no incluir la zona de desarrollo. Se implementó entonces el modelo RPP-2D, cuyo dominio incluye gran parte del Frente Marítimo (Fig. 7.5).

Es importante remarcar que, a los fines de simular ondas de tormenta, el análisis bidimensional horizontal resulta suficiente, ya que su longitud de onda es muy superior a la profundidad (Whitham 1974, Menéndez y Norscini 1982).

Para la implementación del modelo RPP-2D también se utilizó el software HIDROBID II (Menéndez 1990). Este software está basado en la resolución numérica de las ecuaciones para aguas poco profundas ("shallow water equations"). Dado su carácter barotrópico, el software no puede representar la estratificación vertical debido al efecto de la salinidad (para lo cual se dispone del modelo RPP-3D, cuyo dominio también se indica en la figura 7.5).

El modelo teórico considera como fuerzas motrices a la gravedad, a la aceleración de Coriolis (fuerza de inercia debida a la rotación de la Tierra) y a las tensiones superficiales debidas a la acción del viento. Por otro lado, tiene en cuenta la resistencia al movimiento proveniente de la generación de turbulencia en el fondo (históricamente denominada "fricción"). Supone que la forma del fondo es arbitraria, pero sin variación en el tiempo (fondo fijo) y sin cambios bruscos. Sin embargo, es capaz de asimilar cambios bruscos de profundidad a través de tratamientos especiales (Menéndez 1987). Considera que la pendiente del fondo es pequeña. La hipótesis de flujo cuasi-bidimensional significa que el movimiento es esencialmente bidireccional y la velocidad es prácticamente uniforme a lo largo de la dirección vertical y que, en consecuencia, la aceleración vertical es despreciable frente a la de la gravedad, resultando entonces una distribución hidrostática de presiones.

Las ecuaciones para aguas poco profundas provienen del filtrado sobre el ensamble estadístico de las ecuaciones de Navier-Stokes (ecuaciones de Reynolds), seguido de la integración vertical y de la aplicación de las hipótesis simplificativas del modelo teórico, resultando (Abbott 1979):

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(hu)+\frac{\partial}{\partial y}(hv)=0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}-f_g v+g\frac{\partial(h+z_0)}{\partial x}+\frac{\tau_{fx}}{\rho\, h}-\frac{\tau_{sx}}{\rho\, h}-\frac{1}{\rho\, h}\frac{\partial}{\partial x}(hT_{xx})-\frac{1}{\rho\, h}\frac{\partial}{\partial y}(hT_{xy})=0$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+f_g u+g\frac{\partial(h+z_0)}{\partial y}+\frac{\tau_{fy}}{\rho\, h}-\frac{\tau_{sy}}{\rho\, h}-\frac{1}{\rho\, h}\frac{\partial}{\partial x}(hT_{xy})-\frac{1}{\rho\, h}\frac{\partial}{\partial y}(hT_{yy})=0$$

donde x e y son las coordenadas espaciales, u y v las velocidades medias verticales en esas direcciones, respectivamente, f_g el factor geotrófico, τ_{sx} y τ_{sy} las componentes de la tensión de corte sobre la superficie del agua debida al viento, τ_{fx} y τ_{fy} las componentes de la tensión de corte sobre el fondo y T el tensor de las tensiones efectivas (incluye los efectos de la viscosidad, la turbulencia y la advección diferencial).

El esquema numérico de resolución de estas ecuaciones utilizado en el software HIDROBID II se basa en el método de las diferencias finitas. La malla de discretización es del tipo alternada (las dos componentes de la velocidad y el nivel de agua están centrados en nodos diferentes) y el método es del tipo implícito de direcciones alternadas (Menéndez 1990).

El dominio de cálculo del modelo RPP-2D está delimitado por contornos físicos y matemáticos. Los contornos físicos son las costas uruguaya y argentina. Los contornos matemáticos se desarrollan sobre el Frente Marítimo: los paralelos 35,8° S al norte y 40,5° S al sur y el meridiano 51,5° W al oeste. El Frente del Delta del Paraná es considerado también como un contorno físico, con la excepción de las desembocaduras de los ríos Paraná de las Palmas, Paraná Guazú-Bravo y Uruguay, que constituyen contornos matemáticos. El área del dominio de cálculo resultante es de 1018 x 953 Km.

La información batimétrica del modelo RPP-2D se obtuvo a partir de la suma de dos bases de datos, una provista por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN) de la Argentina (Dragani 2002) del Río de la Plata y su Frente Marítimo y la otra aportada por el mismo SHN consistente en datos de profundidades digitalizados del plano batimétrico del Río de la Plata (CARP 1989) y de las cartas náuticas H-113 y H-116 del SHN (Fig. 7.5). Los datos de la segunda reemplazaron a los datos de la primera en el dominio coincidente. En el modelo numérico del terreno se adoptó una malla de discretización espacial rectangular, con celdas de 2500 m de lado ($\Delta x = \Delta y$), sobre un sistema de coordenadas orientado según las direcciones cardinales. De esta manera resultó una grilla de 382 celdas en la dirección este-oeste y 408 celdas en la dirección norte-sur, de las cuales alrededor del 55% caen sobre el continente, de modo que no intervienen directamente en el cálculo. A partir de la base de datos batimétricos se asignaron valores de profundidad a cada una de las celdas de la malla mediante un proceso de interpolación con la técnica de "krigging". Las profundidades así generadas están referidas al plano de reducción local, cuya distancia a la superficie del geoide es variable; por lo tanto, la superficie de referencia de las profundidades no es una equipotencial. No obstante, se verificó que este error sistemático no tiene significación cuantitativa en los resultados.

El efecto de la rugosidad del fondo es significativo sólo en el interior del Río de la Plata, donde las profundidades son bajas, perdiendo importancia ya en la zona exterior del río y, con mayor razón, en el Frente Marítimo. En consecuencia, se adoptó para toda el área de extensión del modelo RPP-2D un valor uniforme del coeficiente de rugosidad de Manning de 0,015, que es el obtenido en la calibración del RP2000 (Jaime y Menéndez 1999).

La descarga de cada uno de los tres tributarios considerados (Paraná de las

Palmas, Paraná Guazú-Bravo y Uruguay) se impone como una condición de borde en la cara de la celda respectiva que representa su punto de entrada. Puede considerarse una descarga constante en el tiempo, si el interés es el de representar condiciones medias, o bien ingresarse el detalle de los hidrogramas de descarga (a escala diaria), si se desea analizar efectos de eventos hidrológicos. No es necesario incluir en la especificación de la descarga de los tributarios el efecto de modulación causado por la onda de marea (a priori desconocido), ya que ello sólo afecta una zona de muy corta extensión adyacente al contorno (Jaime y Menéndez 1999).

El modelo tiene tres bordes oceánicos (Este, Norte y Sur), que constituyen contornos matemáticos. El borde Este fue considerado como un contorno impenetrable, en base al argumento de que la energía de onda que lo atraviesa es muy baja en relación con la que se propaga a lo largo de la plataforma continental (ensayos efectuados imponiendo la onda de marea mostraron que esta aproximación es satisfactoria). El borde norte fue tratado como un contorno no reflejante, permitiendo la salida de las ondas que inciden sobre él sin reflejar información. La onda de marea astronómica es impuesta como condición de contorno en el borde sur del modelo, en base al conocimiento existente de que en esta región la onda efectivamente se propaga de sur a norte. Esa onda se construye combinando los datos registrados en la estación Mar del Plata (por tratarse de la estación más cercana con registros históricos más confiables), convenientemente corregidos en amplitud y fase, para representar la oscilación en la costa, y los obtenidos del modelo global de mareas RSC94 (Cartwright y Ray 1990), para representar la oscilación mar afuera. Esta última herramienta proviene de un modelo de respuesta generalizada y de la utilización de los pesos de sus respuestas ("orthoweights"), derivados de las funciones de Proudman, computadas para una grilla de 1º de paso que cubre el área ubicada entre las latitudes –68º y 68º; la obtención de la solución de la marea se basa en la contribución de las mediciones de los altímetros TOPEX-POSEIDON e información de alrededor de veinte estaciones de observación de marea. La combinación entre la oscilación costera y la onda mar afuera se efectuó ajustando una onda ingresante con un cierto ángulo respecto de la normal al contorno y con un decaimiento exponencial de su amplitud hacia el Este, compatible con su carácter de onda de Kelvin.

Los campos de vientos actuantes sobre la superficie del agua fueron generados a partir de los reanálisis de NCEP/NCAR (Kalnay y otros 1996). Estos tienen una resolución espacial de 1,9048° de latitud y 1,875° de longitud (Fig.7.6) y temporal de 6 horas. La base de datos se corresponde con una grilla T62 Gaussiana con 192 x 94 puntos ubicados dentro de las latitudes 88,54N-88,54S y 0E-358,125E. Dado que los campos de vientos de NCEP/NCAR subestiman las intensidades de los vientos observados, siguiendo la experiencia del modelo HANSOM-CIMA (Simionatto y otros 2002) estas intensidades fueron

incrementadas en un factor de la forma $1+\exp[-(W/X)^m]$, donde W es el módulo de la velocidad del viento, X un valor de velocidad (del orden de las intensidades mayores de la base de datos) y m un exponente. La utilización de este factor busca duplicar los valores de las intensidades muy bajas de vientos y mantener inalteradas las intensidades mayores. En el modelo RPP-2D se introdujeron rutinas que toman la información los campos de NCEP/NCAR y realizan una interpolación bilineal en todo el dominio.

Dado que el software HIDROBID II está basado en un esquema implícito de diferencias finitas, no tiene limitaciones serias en cuanto al valor del paso temporal de cálculo para evitar problemas de estabilidad numérica. En consecuencia, la elección de ese paso sólo está condicionado por criterios de precisión de los resultados. Como el fenómeno de escala más rápida del presente problema son las ondas superficiales, que se desplazan (sobre el flujo, mucho más lento) con la celeridad de Lagrange, el paso temporal de cálculo Δt debería ser elegido de forma tal de representar adecuadamente el desplazamiento de esas ondas sobre la extensión de una celda de la malla de cálculo. Entonces puede imponerse la siguiente condición sobre el paso temporal:

$$\Delta t : \frac{\Delta x}{c_{\max}}$$

donde c_{max} es la máxima celeridad que se pretende resolver adecuadamente. Ahora bien, como la energía de onda está concentrada básicamente en la plataforma continental, se ha considerado a la celeridad de las ondas en esa zona como limitante (la profundidad oceánica es significativamente mayor). La celeridad máxima en la plataforma es de alrededor de 30 m/s, con lo que resulta $\Delta t \sim 80$ seg. Se utilizó un paso de 60 segundos. Nótese que, entonces, se necesitan 720 pasos de cálculo para representar una oscilación de marea de 12 horas.

7.3. Calibración del modelo

La calibración del modelo hidrodinámico RPP-2D se desarrolló en varias etapas en base al criterio de discriminar efectos, permitiendo así una validación y ajuste progresivo.

En una primera etapa se trabajó con un escenario de marea astronómica pura, siendo el objetivo reproducir las ondas predichas en las Tablas de Mareas del SHN y del SOHMA (Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada, República Oriental del Uruguay), a partir del clásico análisis armónico de los registros, para todas las estaciones de monitoreo interiores al dominio de cálculo (Fig. 7.7). Se ajustó la condición de contorno en el borde sur, estableciéndose los criterios para corregir la amplitud y fase de la onda de marea de la estación Mar del Plata, de modo de representar la variación del nivel de agua en la costa, y el ángulo de ingreso y el parámetro de decaimiento

CAPÍTULO 7
HIDROLOGÍA DEL RÍO DE LA PLATA

A. N. Menéndez y M. Re
Facultad de Ingeniería, UBA-INA

7.1. Régimen hidrológico

La onda de marea que ingresa desde el océano, la descarga de los tributarios que penetra en la cabecera del río y los vientos que actúan sobre toda la superficie del agua son los forzantes principales de la dinámica del Río de la Plata (Fig. 7.1). La oscilación astronómica mareal produce variaciones en características físicas tales como la salinidad, la profundidad de la haloclina y la mezcla vertical a una escala horaria; los vientos influyen en las variaciones de la altura del agua y la salinidad a escala diaria; el caudal fluvial varía a las escalas mensual e interanual (Wells y Daborn 1997).

La onda oceánica que llega al Río de la Plata tiene un régimen de desigualdades diurnas, presentando entonces grandes diferencias entre pleamares o bajamares consecutivas. Debido a las características semidiurnas de este régimen, en el Río de la Plata se da el caso de que se produzcan simultáneamente una pleamar y una bajamar y dos pleamares y una bajamar o viceversa (Balay 1961). La componente de mareas M_2 representa más del 65% de la energía presente en la marea (D`Onofrio y otros 1999). La singularidad del Río de la Plata se basa en su régimen astronómico micromareal, con pocas decenas de centímetros de amplitud, y en la alta relevancia de las componentes meteorológicas. Este particular comportamiento del Río de la Plata puede explicarse por la proximidad de dos puntos anfidrómicos en la región del Atlántico Sur. Las ondas de marea oceánicas llegan al Río de la Plata con una velocidad aproximada de 200 km/h y se propagan en su interior con una velocidad media de 30 km/h, demorando aproximadamente 12 horas en recorrerlo. Los factores que se oponen a su desarrollo son el desagüe fluvial y las acciones combinadas de la fricción, la pendiente y la forma del río (Balay 1961).

Más del 97% del ingreso de agua al Río de la Plata es aportado por los ríos Paraná y Uruguay. La descarga del río Santa Lucía, relativamente cercana a Montevideo, es despreciable con respecto a la totalidad del sistema, aunque es un importante factor local para las costas uruguayas. El río Paraná llega al Río

exponencial hacia el este, de manera de resultar compatible con la onda de marea del modelo global. La aplicación de un filtro pasa bajos a los datos provistos por las Tablas de Mareas permitió distinguir una oscilación de baja frecuencia (período del orden de 14 días) en casi todas las estaciones, y de amplitud variable de una a otra estación. Dicha oscilación no fue considerada para la modelación, procediéndose a su eliminación. En la figura 7.8 se muestra, a título ilustrativo, el acuerdo satisfactorio alcanzado entre la predicción con la Tabla de Mareas y la simulación con el modelo en varias estaciones.

Otra etapa de la calibración apuntó a simular las condiciones de nivel medio mensual para las condiciones actuales. La década que se extiende entre 1990 y 1999 fue tomada como representativa del escenario actual. Adicionalmente, se efectuó un análisis para determinar el año particular que mejor representara las características hidrológicas de la década, de modo de utilizarlo como base. Para ello se utilizaron estadísticas correspondientes a la ciudad de Buenos Aires. En la figura 7.9(a) se presentan los niveles medios anuales y el decadal; se observa que los años 1992, 1997 y 1999 tienen prácticamente el mismo valor medio que el de la década. Por otro lado, la figura 7.9 (b) muestra la curva de distribución de niveles para el año 1977 comparada con la de la década, que constituyó el mejor acuerdo, de modo que este fue seleccionado como el año representativo.

Se tomó como base de comparación, entonces, los niveles medios mensuales para el año 1997 correspondientes a la ciudad de Buenos Aires, cuyo cero de escala está bien nivelado. El ajuste se efectuó sobre el nivel medio del mar en el borde sur (el único borde donde se impone un nivel medio) y el coeficiente de arrastre C_D que parametriza a la tensión de corte sobre la superficie debida al viento

$$\tau_{sx} = C_D |W| W_x$$

$$\tau_{sy} = C_D |W| W_y$$

Se seleccionó el valor 0,77 m respecto del plano de referencia para el nivel medio del mar y la ley de variación mostrada en la figura 7.10 para C_D, en función de la velocidad del viento. Además, se trabajó con valores medios diarios de vientos, obtenidos como promedio de los cuatro valores diarios provistos por NCEP/NCAR, con lo que se obtuvo una importante mejora en los resultados respecto de utilizar la variación diaria. De esta manera se obtuvo el acuerdo mostrado en la figura 7.11. Se observa que el nivel medio anual puede ser calculado con total precisión, mientras que los niveles medios estacionales reproducen la misma tendencia que los observados, con una diferencia máxima de alrededor de 10 cm (para el verano). Esto pone de manifiesto lo adecuado de la utilización de los campos de vientos de NCEP/NCAR para la representación de las condiciones medias estacionales, a pesar de su relativamente baja resolución.

En una tercera etapa se fijó como objetivo simular la curva de frecuencia de niveles de agua en la ciudad de Buenos Aires, tomando nuevamente como base el año 1997. En este caso se ajustaron los coeficientes X y m de corrección de los vientos provistos por NCEP/NCAR, seleccionándose los valores X = 54 Km/h y m = 1, con los cuales se obtuvo el nivel de acuerdo mostrado en la figura 7.12 (el intervalo de clase es de 10 cm), considerado satisfactorio. Esto indica que los campos de vientos de NCEP/NCAR también son adecuados para la representación de la estadística de niveles.

En cuarto y último lugar, se planteó la simulación de grandes ondas de tormenta de modo de garantizar que el modelo es capaz de lidiar con esos eventos extremos. Se identificaron eventos de tormenta de variados niveles de significación y diferentes características en el período 1980-2000, arribándose a la siguiente serie: 06/Dic/1982, 06/Mar/1988, 12/Nov/1989, 31/Aug/1991, 16/May/2000. El acuerdo se considera aceptable teniendo en cuenta que con los datos de vientos de NCEP/NCAR no se puede pretender una representación precisa de eventos aislados. Pero, en cambio, sí se verifica que la extensión del dominio del modelo RPP-2D es suficiente como para incluir las distancias de desarrollo ("fetchs") de las tormentas.

En rigor, el ajuste final de los parámetros se hizo comparando simultáneamente la performance del modelo en cuando a reproducción de los valores medios estacionales, la curva de frecuencia y los eventos de tormenta (en un sentido medio sobre el conjunto considerado).

7.4. Verificación del modelo

Una vez calibrado el modelo, se procedió a su verificación a través de su aplicación a situaciones distintas de las utilizadas en la calibración.Se efectuaron comparaciones de los niveles medios para el resto de la década del 90, tomada como representativa de las condiciones presentes. A título ilustrativo, la figura 7.13 muestra los resultados para cuatro años de la década. Se observa que, en todos los casos, la tendencia de variación estacional del nivel se representa correctamente. Las diferencias cuantitativas se estiran, ahora, a un máximo de 20 cm.

Por otro lado, se utilizaron datos de nivel del mar respecto del geoide de referencia provistos por el satélite TOPEX-POSEIDON para el período 1992-2001. Las mediciones pertenecen a 148 estaciones ubicadas dentro del dominio del modelo RPP-2D. El número de datos de cada estación es variable. A título ilustrativo, en la figura 7.14 se muestran los correspondientes a la estación 3092, ubicada en las cercanías de Punta del Este, sobre la costa uruguaya, que es la

que mayor cantidad de datos tiene. Se observa la gran variabilidad de los valores.

Para realizar la comparación de estos datos con resultados de la simulación con el modelo RPP-2D, se tomó solo una porción del conjunto de datos medidos, en una línea de barrido de dirección longitudinal Río de la Plata (Fig. 7.16(a)), de modo de detectar la tendencia del gradiente superficial en esa dirección. Los datos observados fueron promediados en cada punto según la estación del año. Sólo fueron considerados los puntos con más de 200 observaciones y aquellos que no se encuentran dentro del Río de la Plata Interior, donde se detectaron variaciones demasiado pronunciadas. Por su parte, se obtuvieron los niveles medios estacionales simulados efectuando el promedio de la serie de niveles instantáneos. En la figura 7.15 (b) y (c) se presentan las comparaciones entre datos y resultados del modelo para condiciones medias de verano y de invierno durante la década del 90 a lo largo del eje de barrido. Se observa que el modelo resulta un interpolador adecuado de los datos satelitales, identificando claramente las tendencias del gradiente superficial, que indica mayores (menores) niveles del río en relación al océano para condiciones de verano (invierno).

Se efectuaron comparaciones de las curvas de frecuencia de niveles para el resto de la década del 90. A título ilustrativo, la figura 7.16 muestra los resultados para cuatro años de la década. Se observa que el nivel de acuerdo es similar al obtenido para el año de calibración.

Finalmente, se utilizaron registros de velocidades de corrientes obtenidos por la compañía Hidrovía S.A., concesionaria del dragado de mantenimiento de los canales de navegación, correspondientes a 10 estaciones localizadas en la zona media del río, relativamente cercanas entre sí. A título ilustrativo, la figura 7.17 presenta la comparación entre las dos componentes de la velocidad media vertical según el plano horizontal y los registros para una de esas estaciones. Teniendo nuevamente en cuenta que, con la base de datos de vientos de NCEP/NCAR, el modelo no puede representar el detalle de eventos, el acuerdo se considera altamente satisfactorio.

7.5. Peso relativo de los forzantes

Tal como se explicó más arriba, los forzantes de la dinámica del Río de la Plata son la marea astronómica, la descarga de los tributarios principales, los vientos y el nivel medio del mar. Habiendo implementado, calibrado y verificado un modelo hidrodinámico para el sistema capaz de representar independientemente el efecto de todos estos forzantes, es posible aplicarlo para determinar la influencia relativa que cada uno tiene sobre el nivel medio del río.

Esto se lleva a cabo efectuando un análisis de sensibilidad del sistema ante cambios en los forzantes. Se obtienen las diferencias de niveles medios del agua en 6 estaciones de control cuando se varían los forzantes de a uno a partir de una situación de base. Las estaciones de control son Martín García, Buenos Aires, La Plata y Colonia en el Río Interior, y Montevideo y San Clemente en el Río Exterior. La situación de base considerada es la siguiente: los tributarios principales con su caudal medio (5200 m^3/s el Río Uruguay, 13500 m^3/s el Río Paraná Guazú y 4500 m^3/s el Río Paraná de las Palmas, conformando un caudal total ingresante en el sistema de 23200 m^3/s); una onda de marea astronómica correspondiente a un verano (se tomó el mes de febrero de 1997); un campo de vientos uniforme en intensidad (3 m/s) y dirección (70º respecto del nortee en sentido horario, es decir, aproximadamente NE-E), esquematizando un escenario de verano.

7.5.1. Caudales de los tributarios

Se ensayaron dos condiciones de incremento de caudal ingresante en el Río de la Plata: 30000 m^3/s y 75000 m^3/s, repartidos entre los tributarios en igual proporción que en la condición de base.

El caso del caudal de 30000 m^3/s significa un incremento del 30%, similar al registrado en las tres últimas décadas respecto del caudal medio precedente. Los resultados se muestran en la figura 7.18(a). Se observa que el efecto es casi imperceptible hasta Buenos Aires inclusive, notándose un cambio significativo recién en Martín García, con alrededor de 8,5 cm de incremento de nivel.

El caso de una descarga de 75000 m^3/s desde los tributarios se corresponde con los registros de las mayores crecidas producidas en estos ríos. La figura 7.18 (b) presenta los resultados. Se observa que con este caudal la afectación es considerable en la parte interior del Río de la Plata: 65 cm en Martín García y alrededor de 20 cm en Buenos Aires. Pero el efecto es ya casi imperceptible en Montevideo.

7.5.2 Vientos

Se planteó un escenario de ensayo con un incremento del 33% en la intensidad (4 m/s) y un cambio en la dirección de los vientos, que rotan hacia el Este (90º), compatible con la tendencia climática observada para la estación de verano.

Los resultados de la simulación se muestran en la figura 7.19. Se observan incrementos del nivel en el Río de la Plata Interior, tal cual era de esperarse, alcanzando valores de 4 cm en La Plata y Colonia y alrededor de 8 cm en Buenos Aires. A diferencia del río Interior, los cambios en los niveles del Río de la Plata Exterior resultan ser muy sensible a la dirección del forzante de vientos

considerado, variando entre las disminuciones observadas en la figura 7.19 y valores casi nulos cuando el viento se inclina algo más hacia el noreste.

7.5.3 Nivel medio del mar

Se ensayó una situación con un aumento de 25 cm del nivel medio del mar respecto de la condición presente, representativo del orden de magnitud de incremento esperable durante el siglo XXI. La figura 7.20 muestra los resultados. Se observa que la respuesta del sistema es prácticamente en bloque, con una disminución muy leve apenas perceptible en Martín García, que muestra un incremento 3 cm menor.

7.5.4 Comparación de respuestas

Los resultados presentados han puesto en evidencia que el aumento del nivel medio del mar es el mecanismo dominante de cambio del nivel medio del río frente a las variaciones esperables en los forzantes, ya que produce un aumento en bloque que, para el presente siglo, significará algunas decenas de centímetros.

Le sigue en importancia el efecto de los vientos, que puede generar incrementos del orden de los 10 cm en el río interior para las condiciones de cambio esperables.

Finalmente, el efecto menor es el de los caudales de los tributarios, que aún para incrementos muy importantes sólo generan aumentos de unos pocos centímetros hasta la altura de Martín García.

7.6 Escenarios futuros

El modelo RPP-2D fue explotado para obtener previsiones a futuro, durante el siglo XXI. Se definieron dos escenarios futuros, uno para la década del 2030 y otro para el 2070, conservando la misma marea astronómica y los valores actuales de caudal de los tributarios, variándose los campos de vientos y el nivel medio del mar.

En el caso de los vientos, se utilizaron las previsiones brindadas por el modelo de circulación general del Hadley Centre. Estos conforman una base de datos con un valor diario en 16 puntos ubicados entre las latitudes 32.5º S y 40º S y las longitudes 50º W y 60º W, todas sobre el agua en el dominio del modelo RPP-2D.

Para definir el aumento del nivel medio del mar se tuvieron en cuenta las previsiones del IPCC para el escenario socio-económico A2 (IPCC 2001), mostradas en la figura 6.6.1. Se seleccionaron, para cada década, un escenario

de “aumento medio” y otro de “aumento extremo”. De ella se obtuvieron los siguientes valores:

Año	*Escenario*	*Incremento (cm)*
2035	Medio	10
2035	Extremo	19
2075	Medio	28
2075	Extremo	50

7.6.1 Efecto del cambio en los vientos

En primer lugar, se incluyó únicamente el efecto del cambio del campo de vientos, para cuantificar su aporte relativo. En la figura 7.21 se muestran las variaciones en el nivel medio de cada uno de los dos escenarios futuros respecto del presente (década del 90), que en ambos casos significan aumentos. Se observa que para la década del 2030 el incremento significativo, mayor a 5 cm, se da sólo en la cabecera, en las adyacencias del Frente del Delta del Paraná. Para el 2070, en cambio, ese aumento significativo se registra en todo el Río de la Plata Interior y toda la costa uruguaya.

7.6.2. Efecto del cambio completo

A continuación se ensayaron los escenarios futuros considerando el efecto combinado del cambio de vientos y de nivel medio del mar. En la figura 7.22 se presentan los niveles medios anuales y estacionales predichos para Buenos Aires para los escenarios de aumento medio de las décadas de 2030 y 2070. Se observa que los aumentos medios anuales son algo mayores a los correspondientes al aumento del nivel medio del mar, por efecto del cambio de vientos, de acuerdo a lo mostrado en la sección precedente.

Las figuras 7.23 (a) y (b) muestran las distribuciones del aumento del nivel medio anual para ambos escenarios futuros de aumento medio. En ambos casos se observa que, para cada sección del río, los aumentos son superiores sobre la costa argentina. En la figura 7.24 se presentan los aumentos medios estacionales para el escenario de aumento medio de la década de 2070.

Las curvas de frecuencia de niveles para los dos escenarios futuros de aumento medio se muestran en la figura 7.25. Se observa que, además del corrimiento esperado del máximo, se produce una “difusión” de la curva, ya que decrece la intensidad de ese máximo y aumenta su ancho medio.

Referencias

Abbott, M. 1979: Computational Hydraulics, *Pitman*, Boston.

Albarracín, J. 1987: Análisis de la Hidrodinámica del Río de La Plata a partir de una Simulación Numérica, Tesis de grado para la Licenciatura en Oceanografía, *ITBA*). Director: A. N. Menéndez, Informe LHA-INCYTH 065-001-88.

Balay, M. A. 1961: El Río de la Plata entre la atmósfera y el mar, *Publicación* **H 621**, *Servicio de Hidrografía Naval*, Buenos Aires.

Bombardelli, F. A., A. N. Menéndez, J. D. Brea, J. L. Montalvo y G. O. Porro 1994: Estudio hidrodinámico del Delta del Río Paraná mediante modelación matemática. *LHA-INCYTH* **137**-01-94.

Campos, J. D., C. A. Lentini, J. L. Miller and A. R. Piola 1999: Interanual variability of the sea surface temperature in the South Brazilian Bight, *Geophysical Research Letters*, **26** (**14**), 2061-2064.

CARP 1989: Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata, *SHN y SOHMA*.

Cartwright, D. E. and R. D. Ray 1990: Oceanic tides from Geosat altimetry, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 3069-3090.

D`Onofrio, E., M. Fiore and S. Romero 1999: Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires, *Continental Shelf Research*, **19**, 1681-1693.

Dragani, W. 2002: *SHN,* comunicación personal.

Framiñán, M. B., M. P. Etala, E. M. Acha, R. A. Guerrero, C. A. Lasta and O. Brown, 1999, Physical characteristics and proceses of the Río de la Plata estuary in G. M. Perillo, M. C. Piccolo, M. Pino (Eds), Estuaries of South America, their geomorfology and dynamics, *Springer-Verlag*, Berlin, pp. 161-194.

IPCC, Summary for Policymakers in Climate Change 2001: The Scientific Basis. Houghton, J. T., Ding, Y., Griggs, D. J., Noguer, M., Van Der Linden, P. and Xiaosu, D. (eds.). *Cambridge University Press*, Cambridge, 1–20.

Jaime, P. y A. N. Menéndez 1999: Modelo hidrodinámico Río de la Plata 2000, Report LHA-INA **183**-01-99, *INA*.

_____y _____ 2002: Análisis del Régimen Hidrológico de los Ríos Paraná y Uruguay, Informe INA-LHA **05**-216-02. *Comitente: Proyecto Freplata*.

Kalnay, E. and Coauthors 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalisis project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-471.

KreimerA., Kullock D. and Valdés J. B. (editores) 2001: Inundaciones en el Área Metropolitana de Buenos Aires. *The World Bank, Disaster Management Facility,* Disaster Risk Management Series, Washington, D.C.

Menéndez, A. N. and R. Norscini 1982: Spectrum of Shallow Water Waves: An Analysis, *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, Vol. **108**, No. **HY1**, January.

_____ 1987: On the accuracy of numerical methods for the two-dimensional shallow-water equations, XXII IAHR Congress, Lausanne.

_____ 1990: Sistema HIDROBID II para simular corrientes en cuencos, *Revista internacional de métodos numéricos para cálculo y diseño en*

ingeniería, Vol **6**, 1.

_____ 2001: Description and modeling of the hydrosedimentologic mechanisms in the Rio de la Plata River, VII International Seminar on Recent Advances in Fluid Mechanics, Physics of Fluids and Associated Complex Systems, Buenos Aires.

Molinari, G. N. 1986: Simulación numérica de la circulación en el Río de la Plata, Tesis de grado para la Licenciatura en Oceanografía, *ITBA*. Director: A. N. Menéndez, Informe LHA-INCYTH S5-017-86.

Olalde, A. M. 1988: Simulación numérica de corrientes de deriva en el Río de la Plata, Tesis de grado para la Licenciatura en Oceanografía, *ITBA*, Director: A. N. Menéndez, Informe LHA-INCYTH 065-002-88.

Piola, A. R., E. J. Campos, O. O. Möller, M. Charo and C. Martinez 2000: Subtropical Shelf Front off eastern South America, *Journal of Geophysical Research*, **105**(**C3**), 6565-6578.

Simionato, C., W. Dragani, M. N. Nuñez and M. Engel 2002: A set of 3-d nested models for tidal propagation from the Argentinean Continental Shelf to the Río de la Plata Estuary, Part I M2, submitted to *Continental Shelf Research*.

Wells, P. G., G. R. Daborn (Eds.) 1997: The Rio de la Plata, An Environmental Overview. An EcoPlata Project Background Report, *Dalhouisie University*, Halifax, Nova Scotia. 248 p.

Whitham, G. B. 1974: *Linear and nonlinear waves*, *Interscience*, New York.

CAPITULO 8

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA

Jorge Codignotto y Roberto Kokot
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

8.1. Introducción

Se describen aquí aspectos geológicos y geomorfológicos del área en estudio, incluyendo su evolución geomorfológica, el transporte de sedimentos y las características que estos presentan tanto en el estuario como en su entorno, la dinámica costera en el pasado y en la actualidad, haciendo una especial referencia a los procesos de avance del delta del Paraná.

8.2. Geología

Para caracterizar la Geología del área se realizaron dos mapas basados en el reconocimiento de las unidades geológicas que afloran en la costa del Río de la Plata. El reconocimiento de las unidades geológicas se realizó con fotografías aéreas en escala 1:40.000, e imágenes satelitales del satélite Landsat 5TM (Thematic Mapper) que poseen una resolución espacial de 30 metros y sensores en 7 bandas espectrales, abarcando desde el sector visible hasta el infrarrojo térmico. Se señalan a continuación los rasgos geológicos característicos diferenciando el litoral entre el Delta y Punta Piedras en la Bahía Samborombón,

8.2.1. Zona Delta del Paraná- Punta Piedras

En genera la geología del área costera en el delta del Paraná está constituida por sedimentos no consolidados correspondientes a la fracción arenosa en las áreas de albardones y a limos arcillosos en las islas y frente sumergido. También se destaca la presencia de sedimentos arenosos en el delta sumergido. El frente costero entre San Isidro y Punta Piedras está constituido por áreas de cordones litorales arenosos y planicies de marea limo arcillosas (Fig. 8.1).

La geología de la región está constituida por depósitos sedimentarios, en su mayoría continentales e intercalados por algunos depósitos marinos. Se asientan en forma discordante sobre un relieve fracturado del basamento cristalino constituido por rocas metamórficas que afloran en la isla Martín García y en la costa uruguaya, pero que en Buenos Aires se encuentran, a -401 m en Puente de la Noria y a –283 m en el centro de la ciudad. Este zócalo, de más de 2.085 millones de años de antigüedad (Precámbrico medio), subyace a las formaciones

sedimentarias que van sucediéndose en forma casi continua desde el Oligoceno hasta el Pleistoceno y Holoceno.

Las rocas del basamento están compuestas por rocas metamórficas esquistosas y de grano fino, muy duras y de coloración gris negruzca que se clasifican como micaesquistos. Encima del basamento se hallan sedimentos de tintes rojizos pertenecientes a la Formación Olivos, que se encuentran a -206 m de profundidad en Palermo y a -211 m frente a la Iglesia de la Piedad, compuestos por arcillitas pardo rojizas, limolitas y fangos castaños con presencia de yesos y calcáreos nodulares. Hacia la base, ya en las cercanías del basamento cristalino, aparecen niveles arenosos con contenido de vidrio volcánico. Estos sedimentos son de origen continental, preferentemente eólico de tipo loéssico (aunque en algunos sectores pueden tener un origen lagunar). Con una antigüedad de alrededor de 30 millones de años, pertenecen al Terciario, específicamente al Oligoceno superior (Yrigoyen 1993).

Por encima yacen sedimentos marinos, representados por arcillas grises, azuladas y verdosas, compactas y algo plásticas, con intercalaciones arenosas del mismo color con abundantes fósiles marinos, conocida como Formación Paraná. Este depósito, de un espesor de 20 a 30 m, corresponde a una ingresión marina que avanzó ampliamente por la provincia de Buenos Aires hasta más allá del NE de Córdoba y hasta Paraguay, Santa Fe, oeste y sur de Entre Ríos, y en una angosta faja del sudoeste de Uruguay. Esta ingresión fue provocada por un hundimiento del área continental ocurrido durante el Oligoceno. La Formación se originó en el lapso comprendido entre los 15,5 y 5,5 millones de años antes del presente, o sea durante el Mioceno superior y medio.

Por encima de la Formación Paraná y en discordancia se hallan las Arenas Puelches, arenas cuarzosas, maduras texturalmente, de colores amarillentos a grisáceos y blanquecinos, con algunas intercalaciones de gravillas y pequeños rodados más abundantes en su parte inferior. El espesor de este depósito es de 12 a 25 m. Su origen es mayormente fluvial, aunque se describen algunas secciones de origen eólico. Se encuentra en el subsuelo entre cotas –25 a –30 m y aún a –45 a –55 m. Las Arenas Puelches se asignan al Terciario (Plioceno inferior) ya que se depositaron durante el período comprendido entre los 5,5 a 3,8 millones de años antes del presente. Son portadoras de uno de los acuíferos más importantes, tanto por su extensión como por su espesor y calidad. (Yrigoyen 1993).

La Formación Ensenada se halla por encima de las Arenas Puelches. Se trata de un horizonte de limos y arcillas de color pardo rojizo, con matices amarillentos, grisáceos y excepcionalmente verdosos. La estratificación es poco evidente y presenta a menudo tosquillas, venillas calcáreas y concreciones irregulares. Los Limos Ensenada pueden observarse todavía en la Ciudad de Buenos Aires, en

algunos sectores sin vegetación del Parque Lezama y en la barranca de la plazoleta alta de la calle O'Higgins, sobre la Avenida General Paz, próximo a la estación Rivadavia del Ferrocarril Mitre. Esta Formación posee un espesor del orden de los 30 m. Aproximadamente a mitad de su espesor se intercala una capa más o menos delgada de limos arenosos grises y verduscos que a menudo encierran un alto contenido de valvas y restos de moluscos. Dicho depósito es el resultado de una expansión del estuario durante un ascenso del nivel del mar que inundó la faja costanera y penetró a través de los ríos y arroyos que llegaban a la costa, ha sido denominado Interensenadense y se hallan entre 3 y 7 metros por debajo del cero del Riachuelo.

La Formación Ensenada tiene abundante carbonato de calcio que se hace evidente en su porción inferior. En la Ciudad de Buenos Aires se presenta en forma de bancos de tosca que asoman en la base de las barrancas, desde Belgrano hasta Parque Lezama y casi hasta el Riachuelo. Otro banco de toscas, la llamada "Tosca del Río de la Plata", se extendía en la playa del río desde el antiguo Fuerte al norte. Allí, dentro de la zona inundable, los limos de la Formación Ensenada presentaban una cementación irregular por el calcáreo. En donde éste faltaba la erosión fluvial excavaba hondonadas que eran aprovechadas en épocas de la Colonia como piletas de lavar ropa. Los limos y arcillas castañas de la Formación Ensenada se depositaron a partir de los 3,5 millones de años, en coincidencia con la primera etapa glaciar de la Patagonia. Durante un breve episodio interestadial, por el aumento de temperatura se produjo el derretimiento de los hielos continentales, dando origen a un moderado ascenso de las aguas marinas y por ende del estuario del Plata. Ello trajo como consecuencia una ligera inundación del área costera. El registro de estos depósitos conchiles correspondientes a la ingresión Interensenadense se registra pocos metros debajo de la superficie de la ciudad.

Por sobre la Formación Ensenada se halla el Loess Buenos Aires o Bonaerense de Ameghino que constituye la culminación topográfica de la serie sedimentaria de la ciudad de Buenos Aires. El sedimento es de origen eólico y presenta una estructura homogénea, muy porosa, con abundantes concreciones calcáreas resultante de procesos edáficos profundos. Su textura es areno-limosa y tiene un aspecto pulverulento, de color castaño claro, algo rojizo.

En algunos lugares a lo largo de la costa el Loess Buenos Aires se asienta sobre limos arenosos que encierran restos de moluscos, caracterizados por la presencia de Ostrea y Tegula patagónica. Estos depósitos marinos que asoman al pie de las barrancas de Belgrano se conocieron y explotaron a partir de 1726 (época Colonial) en la Calera de Belgrano (Yrigoyen 1993). Las acumulaciones conchiles se extendían por las calles Mendoza, Olazábal y 3 de Febrero hacia el curso inferior del arroyo Vega. Fue por el cauce de este arroyo por donde

penetraron las aguas marinas debido a otro ligero ascenso de su nivel. Estos depósitos conchiles corresponden a la Formación Belgrano, también conocidos como Formación Pascua y tienen una edad aproximada de 700.000 años.

Los terrenos descriptos se denominan "sedimentos pampeanos". Los que siguen a continuación son los correspondientes a "sedimentos post-pampeanos", constituidos por capas cenagosas depositadas bajo un régimen de abundante lluvia y descenso de la temperatura, contemporáneos con el último período glaciario. Este grupo sedimentario es denominado Formación Luján. En el ámbito de la ciudad corresponden a los barros verdinegros y grisáceos que se hallan en el valle del Riachuelo. Al final de este período se registró un nuevo ascenso del nivel del mar. En esta ocasión el mar originó la llamada terraza estuárica que se halla por debajo de los 5 m en la faja costera del Río de la Plata. Este episodio corresponde a la llamada Ingresión Querandina, que se produjo hace unos 6.000 años y constituyó una amplia zona anegadiza al pie de las barrancas. Las aguas de esta ingresión penetraron en los grandes cauces preexistentes del Riachuelo-Matanza, el Río Reconquista (denominado Las Conchas en época de la Colonia) hasta llegar a la altura del Puente Márquez y el río Luján hasta 15 Km arriba de su actual desembocadura.

En la zona costera del Río de la Plata aparecen depósitos de playa de estuario con abundancia de moluscos. En el interior de los grandes valles los depósitos conchiles están reemplazados por sedimentos finos de coloraciones grises y gris verduzcas, típicos de un ambiente de pantanos y marismas costeras. Tanto los depósitos de la Formación Luján como los de la Ingresión Querandina se ubican en el subsuelo de la ciudad a niveles muy cercanos al actual nivel de las aguas del estuario, razón por la cual se pueden ver hoy en el fondo de los valles.

Los últimos depósitos post-pampeanos están representados por el denominado Platense y por suelos más recientes. Se presenta como limos bien estratificados en capas delgadas, de colores gris claro a oscuro, con finas intercalaciones de arcillas y arenas blanquecinas, amarillentas y aún negruzcas debido a su rico contenido orgánico. Constituyen la Formación La Plata de alrededor de 2.900 años de edad.

Hace unos 2.000 años se produjo la estabilización del actual nivel del mar y todo el territorio de Buenos Aires quedó sujeto a leves procesos erosivos. En el nacimiento del estuario del Plata continuó la formación del delta del Paraná, con el avance de islas y bancos, así como de su gran frente limoso apenas sumergido bajo las aguas del Plata.

En la actualidad el área costera ubicada entre el frente del Delta del Paraná y La Plata se halla modificada en gran medida por acción antrópica. El análisis de los afloramientos debe hacerse en forma retrospectiva, debido a que hace menos de

cien años todavía era factible observarlos, mientras que hoy han sido removidos o cubiertos. Abasto (1995) describe la franja costera entre el Delta del Paraná y la ciudad de Buenos Aires y Holocwan (1995) entre la ciudad de Buenos Aires y Río Santiago, poniendo énfasis en los cambios ocurridos por acción antrópica.

En toda la superficie de la ciudad son pocos los lugares donde se pueden observar los afloramientos que constituyen el sustrato de la misma. Antiguamente en las barrancas se encontraban los mejores lugares de observación, así como en los valles de los arroyos que llegaban a la costa.

Los terrenos expuestos son de origen continental. Los pocos terrenos de origen marino corresponden a depósitos de aguas costeras de muy poca profundidad. Los terrenos continentales corresponden a dos tipos fundamentales, los denominados limos y loess. El origen de los primeros es subácueo, constituido por sedimentos pelíticos depositados en ambientes lagunares, pantanosos y pequeñas cuencas cerradas que dieron lugar a acumulaciones de grano muy fino casi sin estratificación. Los sedimentos loéssicos son sedimentos pelíticos finos, pero acumulados por acción de los vientos. Estos dos tipos de sedimentos también se encuentran mezclados, ya sea por remoción y retrabajo o por interdigitación de los depósitos. En ambos casos es frecuente el contenido de carbonato de calcio en forma de toscas y concreciones de diversa importancia. Los sedimentos aflorantes más antiguos fueron estudiados originariamente en la excavación realizada en la zona portuaria.

8.2.2. Bahía Samborombón

Los datos que se presentan en este apartado se obtuvieron a partir de relevamientos hechos para este proyecto y de trabajos anteriores: (Tricart 1973; Fidalgo y otros 1975: Parker y otros 1990: Codignotto y Aguirre 1993 y Kokot 1999).

En el ámbito de Bahía Samborombón podemos separar dos áreas, donde se observa la antigua línea de costa, geológicamente representada por afloramientos de sedimentitas pleistocenas: Los afloramientos del área de Punta Piedras consisten en sedimentitas del pleistoceno fuertemente cementadas con carbonato de calcio, que en general poseen nombres formacionales distintos. En las zonas más bajas correspondientes a cuerpos lacustres o próximos a ríos se hallan sedimentos que se adjudican a la Formación Luján y Formación La Plata, que corresponde a limos y arenas con arenas subordinadas. Poseen intercalaciones de rodados de tosca. Encima de estas unidades se hallan depósitos eólicos correspondientes a limos areno-arcillosos y arenas limosas (Fig. 8.2).

La costa está constituida por sedimentos arcillosos correspondientes a depósitos de planicie de mareas y una línea de cheniers, donde se ubica un área de cangrejales. En el área continental, fuera de la línea de ribera actual se hallan cordones litorales e islas de barrera del Holoceno, constituidas por arena, con abundantes moluscos marinos. Spalletti y otros (1987) estudiaron la sedimentología, en tanto que Codignotto y Aguirre (1993) y Aguirre (1996) describieron la geomorfología, génesis y fauna asociada de estos depósitos.

Entre Punta Rasa y Punta Médanos (ubicada al sur del área de estudio), los afloramientos corresponden a Depósitos de Dunas y a Depósitos de Cordones Litorales del Holoceno, constituidos por arenas finas y medianas con fauna de bivalvos y gastrópodos, en parte cementados con carbonato de calcio. El área fue formada durante la última transgresión holocena (Dangavs 1983) y ha crecido a partir de un cabo existente al sur de Punta Médanos (Violante 1988), donde los depósitos fueron estudiados por Teruggi (1949).

Los depósitos de planicies de marea están constituidos por arcilla, limos y arena fina, mientras que en los valles de los río principales se hallan Depósitos aluviales, en general arenosos.

Los Depósitos de cordones litorales correspondientes a espigas de barrera que configuran la actual línea de costa ubicada entre Punta Rasa y sur de Punta Médanos están constituidos de arenas con restos fósiles de moluscos. (Codignotto y Aguirre 1993; Kokot 1995 y 1997). También es posible encontrar Depósitos de arenas finas y restos orgánicos de islas de barrera actual (cheniers).

8.3. Geomorfología

Para su descripción se separa el área de trabajo en dos partes que corresponden a los mapas geomorfológicos respectivos. La construcción de los mismos se realizó sobre la base de imágenes satelitales y fotografías aéreas Escala 1:40.000. Asimismo, se efectuaron controles de campo. De la interpretación de los mapas geomorfológicos surgen claramente las zonas afectadas por crecientes debidas a mareas y aquellas originadas por ondas de tormenta. La información obtenida del análisis satelital, permitió determinar los wetlands y demás unidades geomorfológicas.

La geomorfología del área fue interpretada a partir de la imagen satelital Landsat 5TM 224/085 del 3 de marzo de 1998, proporcionada por la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, que posee una resolución de 30 m, fotografías aéreas del SHN Escala 1:40.000 y tareas de campo.

El tratamiento digital de la imagen satelital, combinando bandas y con la aplicación de filtros, permitió diferenciar las áreas de interés separando unidades

que se realzan en la imagen por la desigual presencia de agua y vegetación. Esto fue particularmente útil en el área de Planicies de Marea, donde fueron separadas distintas unidades.

8.3.1. Zona Delta del Paraná – Punta Piedras

Desde el frente del delta, hacia la ciudad de Buenos Aires, el área costera registra la presencia de un paleoacantilado, en cuya base se presenta una terraza estuarial constituida por cordones litorales, planicies de marea y playas. En su conjunto constituyen un área baja susceptible a las sobreelevaciones del río por tormentas. El área costera de la ciudad de Buenos Aires está totalmente modificada por rellenos. Por sus características geomorfológicas, la ciudad de Buenos Aires también puede dividirse en dos áreas de características diferentes: Una zona alta, con altitudes por encima de los 20 m respecto al nivel del mar, y una zona más baja correspondiente a la costa, cuya cota, variable, se halla a aproximadamente 5 metros sobre el nivel del mar (Fig. 8.3).

Las dos áreas, altimétricamente diferenciadas, se corresponden con dos ambientes geomorfológicos. La zona alta es parte de la provincia geomorfológica de la Pampa Ondulada, con un relieve formado principalmente por acción fluvial. Las ondulaciones observadas corresponden a un sistema de ríos y divisorias dentro de un ambiente modificado por acción antrópica.

El drenaje hacia el Río de la Plata para el tramo de costa comprendido entre el Partido de Vicente López y el Partido de Avellaneda está configurado por una serie de arroyos entubados que responden a las cuencas denominadas Medrano, White, Vega, Maldonado y Manso a la altura del Club de Pescadores. Hacia el sudeste, correspondiente con el área portuaria y céntrica de la ciudad se hallan los arroyos Tercero del Medio y Tercero del Sur. El Riachuelo (río Matanza) no está entubado y limita la ciudad por el sudeste.

El arroyo Medrano, de unos 8 Km de longitud, antes de ser entubado tenía su cabecera en la localidad de Caseros, y con rumbo al nordeste entraba en la ciudad de Buenos Aires cruzando la Avenida General Paz a la altura del Parque Sarmiento. Su cauce era divagante y se expandía en una laguna dentro del Parque Saavedra, para luego dirigirse a la ribera del Plata, siguiendo aproximadamente el trazado de la Avenida García del Río. Hasta mitad del siglo pasado, el arroyo Medrano tenía varias curvas que eran cruzadas por puentes en la actual Avenida Cabildo (camino del alto a San Isidro) y Av. del Libertador (camino del bajo). Posteriormente fue rectificado en su tramo inferior.

El arroyo White nace cerca de Avenida del Tejar y su curso inferior era recto, probablemente inducido por un zanjón divisorio entre propiedades.

El arroyo Vega, de aproximadamente 4,3 Km de longitud, era el colector de aguas desde Villa Devoto hasta Chacarita por su cauce principal; luego bajaba un afluente que corría por la actual Avenida Elcano. Desde la altura de la Avenida Cabildo y por Blanco Encalada llega al Río de la Plata.

Otro río menor denominado Arroyo del Membrillo desaguaba los bajos correspondientes al Club Municipal de Golf y salía al área costera a la altura de la calle Echeverría.

El arroyo Maldonado tiene sus cabeceras en forma de abanico desde Caseros, Palomar, Haedo y San Justo, reuniendo las aguas en un solo colector desde Ciudadela y entrando en la ciudad de Buenos Aires por Avenida Juan B. Justo hasta llegar al río. Tiene una pendiente muy suave, del orden de 1 metro por kilómetro.

El arroyo Manso colectaba las aguas de una serie de lagunas de la zona de Almagro. Tenía su salida al río siguiendo la calle Austria.

Hacia del sudeste, al sur del área estudiada desembocan el arroyo Tercero del Medio (Zanjón de Matorras) cuyas nacientes se encontraban más allá del actual cruce de las calles Humberto I y Solís. Por el sur, seguía su curso por la Plaza Lorea hasta Av. Córdoba y Suipacha y su rumbo cambiaba hacia el este para desembocar en el Río de la Plata a través del llamado Zanjón de Matorras. El tramo inferior correspondía a la actual calle Tres Sargentos.

El arroyo Tercero del Sur nacía en los altos del parque de los Patricios y descendía hacia el nordeste, pasando frente a Plaza Constitución hasta la esquina de Independencia y Defensa. Allí presentaba un codo formando el Zanjón de los Granados, y seguía por la actual cortada de San Lorenzo para llegar a la zona de ribera a la altura de la Avenida San Juan.

El valle del río Matanza – Riachuelo margina a la ciudad por el sudeste, separándola de la provincia de Buenos Aires. El tramo inferior es un curso artificial canalizado y los meandros que presentaba fueron eliminados.

El área más baja corresponde a la costa del estuario del Río de la Plata. Es un área de acreción originada durante el Holoceno, correspondientes a playas de arena fina y planicies de marea limo arcillosas asentadas sobre una capa de material compacto constituida por toscas. El área se encuentra actualmente expandida artificialmente por rellenos, construcciones portuarias y defensas costeras, como se observa en la figura 8.1. Estos terrenos también están constituidos por depósitos de arcillas, suelos plásticos limo arcillosos y suelos arenosos, que corresponden al Post Pampeano.

La zona costera en ocasiones es inundada por las aguas del estuario, por causa de mareas meteorológicas, localmente denominadas sudestadas. Los depósitos más recientes son aquellos del delta del Paraná, cuyo borde sur sumergido, el prodelta, está alcanzando la zona costera de la Ciudad de Buenos Aires.

8.3.2. Bahía Samborombón

Se describen a continuación las distintas unidades geomorfológicos que componen esta Bahía (Fig. 8.4).

- Paisaje Fluvial: El área norte corresponde a una zona más alta, donde el paisaje fue originado por acción fluvial y constituye un área de llanura surcada por algunos ríos que drenan, en parte hacia la Bahía Samborombón y otros hacia el área costera ubicada al norte de Punta Piedras.

Este relieve está separado del ámbito de la Bahía Samborombón por un acantilado de escaso desarrollo, de una zona constituida por planicies de marea, que se clasifican en:
- Planicie de mareas ascendida: No sujeta a la acción marina actual, fue originada durante la transgresión marina del Holoceno, con una edad de unos 6000 años AP (Codignotto y Aguirre 1993). Sobre esta superficie se identifica un drenaje poco organizado, debido a la escasa pendiente del área, pero el drenaje se organiza siguiendo una trayectoria controlada por los antiguos canales de marea.
- Planicie de mareas extraordinaria: Área que se inunda en ocasión de mareas extraordinarias y/o mareas meteorológicas. Cuando hay cambios del nivel del mar por la acción de tempestades, se provoca la inmersión de una faja de unos 2 Km de ancho, que en general es más alta que el nivel de pleamar. De esta manera se desarrolla un ambiente sublitoral constituido por un cangrejal alto (Tricart 1973), donde se encuentran una serie de lagunas que se inundan durante estos ascensos episódicos por tormentas. Estas lagunas, en general no están conectadas por los canales de marea y el agua baja de nivel lentamente por evaporación. En esta zona litoral las olas son poco eficaces debido a la acción de freno producida por el contacto con los fondos poco inclinados. No obstante, a lo largo del litoral se nota cierto efecto de erosión que aporta material fino en suspensión.
- Planicie de mareas semidiurna: Corresponde a la faja costera que se expone durante el ciclo de mareas semidiurno. Se trata de una superficie levemente inclinada hacia el mar y surcada por canales de marea que alcanzan gran desarrollo entre General Lavalle y San Clemente del Tuyú. Próxima a esta última localidad, su orientación está controlada por la presencia de cordones litorales.

- Cheniers: Zona de morfología cordoniforme de escaso relieve ubicada en la zona central de Bahía Samborombón.
- Cordones Litorales: Presentes en el centro norte de la Bahía Samborombón y en la zona sur conformando Punta Rasa y una espiga que se extiende entre Punta Médanos y Punta Rasa. Codignotto y Aguirre (1993) explican la génesis del área mientras que Kokot (1997) estudia los depósitos de cordones litorales y explica la dinámica litoral actuante,
- Dunas: Corresponde a la zona de médanos costeros ubicados en la costa oriental del área Punta Médanos - Punta Rasa.
- Planicies Aluviales: Las más importantes son las correspondientes a los ríos Salado y Samborombón ubicados en la zona norte de la Bahía Samborombón. También puede definirse esta geoforma en desembocaduras de algunos arroyos menores próximos a la zona de General Lavalle.
- Cuenca del río Salado: Debido a la gran cuenca de drenaje que posee el río Salado, se considera importante incluir su descripción. Está ubicada al norte de la provincia de Buenos Aires y se extiende desde la provincia de Santa Fe. Tiene forma general de Y con su pie sobre la costa en la bahía de Samborombón y un ramal izquierdo que se interna hacia el centro de la provincia hasta la localidad de Saladillo, donde recibe la influencia de los arroyos Las Flores y Vallimanca (Makowiecki 1995).

El río Salado desemboca en el Río de la Plata por la bahía Samborombón, luego de trasponer aproximadamente 650 Km desde sus nacientes ubicadas al sudeste de la provincia de Santa Fe a una altitud de 100 metros sobre el nivel del mar (CFI, 1962).

El sistema del río Salado incluye al río Samborombón y los arroyos Vallimanca y Las Flores, donde la pendiente es de 0,1 - 0,3 m/Km y el área de 94.000 km^2. Estos ríos atraviesan zonas de condiciones hidrogeológicas similares y se interrumpen por la presencia de cuerpos lagunares. El tramo superior está constituido por una sucesión de lagunas y bañados. Tiene sus nacientes en las lagunas La Salamanca, del Indio y Pantanosa, en la provincia de Santa Fe. En la provincia de Buenos Aires toma una orientación hacia el sudeste y recibe el aporte de arroyos que se originan en lagunas cercanas. En el partido de Junín el cauce directamente está formado por lagunas: Mar Chiquita, Gómez, Carpincho y de Los Patos. En los partidos de Chacabuco y Bragado el cauce pasa por la laguna de Rocha. En Bragado recibe el aporte del desagüe de las lagunas del Mataco y de otras sin nombre. El río Samborombón recibe tributarios por ambas márgenes, mientras que el Salado recibe la mayoría por su margen izquierda. El sentido regional del escurrimiento es de oeste a este. Este esquema ha sido modificado por otras áreas de aporte a causa de la intervención antrópica.

En el sudoeste de la provincia de Buenos Aires, en la zona de las Lagunas Encadenadas, desarrolladas en la depresión de Carhué, existe un canal aliviador

que drena la cuenca de (15.600 km^2) y la conecta a las cabeceras del arroyo Vallimanca. En el noroeste de la provincia (ámbito de la Pampa Arenosa), una serie de canalizaciones llevan los excesos hídricos que llegan del río Quinto (provincia de Córdoba) hacia el complejo lagunar Hinojo - Las Tunas y de allí al río Salado absorbiendo así los excedentes de un área de 66.800 km^2. La recarga es autóctona directa a expensas del agua meteórica. El tramo superior se extiende desde sus nacientes en la laguna Chañar (80 msnm) hasta la laguna Las Flores Chica (18 msnm) con un recorrido de 386 Km y una pendiente media de 0,16 m/Km. Recibe en este tramo los aportes del sector noroeste y hasta la laguna La Tigra se desarrolla el tramo medio con un recorrido de 206 Km y una pendiente de 0,095 m/Km. En este tramo recibe los aportes del arroyo Vallimanca y de las Encadenadas del Este. El tramo inferior se extiende desde la laguna La Tigra hasta la Bahía Samborombón con 98 Km de recorrido y una pendiente de 0,013 m/Km.

Los canales 9, 11 y 12 permiten el alivio de la cuenca baja. Los canales 1, 2, 3, 5, 6, 7, y 8 mejoran los desagües de los arroyos que bajan de la vertiente NE de las Sierras Septentrionales. Los arroyos A, 10 y 18 drenan áreas bajas adyacentes mientras que el canal 15 actúa como aliviador del río Salado. Los canales funcionan juntando los aportes de las cuencas altas conduciéndolos hacia su descarga por una zona de terraplenes, evitando el desborde sobre campos de la cuenca baja.

8.4. Evolución geomorfológica

Durante los últimos 7.000 años, se produjeron ascensos y descensos relativos del nivel del mar en el área del estuario del Río de la Plata, que fueron acompañados por fenómenos de erosión y acumulación. A ello debe agregarse el fenómeno del avance del frente del Delta del Paraná. Estos factores determinaron la configuración de la línea de costa, los que sumados al desarrollo de las actividades humanas durante los últimos 100 años, resultan en las modificaciones presentes. Desde el año 1907 el sector costero bonaerense (comprendido entre la Ciudad de Buenos Aires y Tigre) aumentó su superficie por acción antrópica en aproximadamente 10 Km^2. Esta relación entre contorno costero, dinámica litoral y acción antrópica, conforma una constante en la evolución del paisaje.

El evento transgresivo como consecuencia del aumento del nivel del mar ocurrido entre los 6.000 y 7.000 años AP, se tradujo en un progresivo retroceso de la línea de costa. Transformó en amplios estuarios las desembocaduras de los ríos y arroyos, generó barrancas bien definidas desde Rosario hasta más allá de La Plata y originó el nivel de la terraza estuárica. Estas barrancas se hallan al oeste de la Av. del Libertador en casi todo el tramo costero, en los barrios de

Nuñez y Belgrano y siguiendo la dirección de las Avenidas Leandro N. Alem y Paseo Colón. Se las observa bien en Parque Lezama, donde la antigua línea de costa cambia de dirección hasta confundirse con la terraza del Riachuelo en los barrios de La Boca, Barracas y Pompeya.

Posteriormente se produjo la estabilización del nivel del mar, y a continuación una regresión cuyo descenso habría totalizado 3,90 metros durante el Holoceno. Esta fase se caracterizó por una fuerte progradación costera, erosión en el lecho del Río de la Plata y en los ríos y arroyos bonaerenses, y por el emplazamiento de un sistema deltaico cuyo cuerpo emergido limita por el oeste al Río de la Plata interior. Los eventos descriptos constituyen un ciclo de variación del nivel del mar que aún se halla en proceso evolutivo. La evolución de la costa durante este último evento se halla bien representada por el ambiente de cordones litorales y planicie de mareas en la zona del llamado bajo costero.

La costa de la ciudad no presenta áreas naturales, todos los sectores fueron modificados por acción antrópica. Donde las obras de relleno avanzaron más, los valores de las profundidades registradas pasan rápidamente de 1,3m a 2,0m debido a que la pendiente natural del área costera en continuidad con el fondo del estuario fue quebrada por estos rellenos y construcciones de defensas costeras.

Donde la configuración de la costa conforma entradas semejantes a amplias bahías, las profundidades son mínimas, lo que se evidencian por la presencia de vegetación (ciperáceas). Las embarcaciones deportivas generalmente navegan fuera de las proximidades de la costa, ya que la profundidad o es insuficiente para el desarrollo de esta actividad.

8.5. Análisis general del transporte de sedimentos

El área de estudio está ubicada en la Zona Interior del Río de la Plata, llamada Río de la Plata Superior, la cual se extiende desde el límite fluvial hasta la línea que une Colonia con Buenos Aires. Esta zona posee características fluviales y está influenciada por el avance del delta del Paraná, representado por bajos fondos, denominados Playa Honda. En la zona interior, la profundidad media es de 2,5 m, incrementándose hacia la zona intermedia. La salinidad en esta zona es de 0,3% y constituye un medio de agua dulce.

El estuario del Río de la Plata recibe la descarga combinada de los ríos Uruguay y Paraná que aportan en conjunto un caudal medio de 23000 m^3/s, siendo más importante el aporte del río Paraná. La cuenca posee una vasta área de aporte, con características de desagüe y precipitación muy variables.

Las corrientes que se manifiestan en el Río de la Plata son la resultante de las corrientes asociadas a las ondas de marea tanto astronómica como meteorológica y a la descarga fluvial de los grandes ríos afluentes.

La dinámica actual del estuario no ha variado con respecto a la situación del pasado reciente. Es posible reconocer una corriente con materiales en suspensión, casi continua con sentido S-SE. Se observa a 700/ 800 m de la costa, y con mayor intensidad en el centro del estuario y en los canales. Transporta sedimentos limo-arcillosos aportados principalmente por la cuenca del Paraná que floculan al ponerse en contacto con las aguas salobres. Las concentraciones son variables y presentan valores comprendidos entre 15 y 250 mg/l. En la zona de estudio la concentración de materiales en suspensión también es variable; según AGOSBA – OSN – SIHN (1994) toma valores diferentes según la distancia a la costa y las condiciones del río en creciente o bajante. Además de la corriente suspensiva existen otras corrientes, de tipo tractivo, cuyas direcciones responden a la incidencia de olas respecto a la línea de costa. Estas corrientes se denominan corrientes de deriva.

La corriente de deriva con material grueso, discontinua y tractiva con sentido principal hacia el N-NO, se produce en la zona de interface tierra - agua con materiales provenientes de la erosión de la misma costa. Su origen y dinámica responde a los pulsos de sudestadas. El sentido N-NO de la corriente tractiva se evidencia en ríos y canales derivados, y en las áreas de depósito de materiales removidos tanto naturales como artificiales, estos últimos comprenden a los residuos de todo tipo depositados para ganar terreno al río a lo largo de toda la costa bonaerense. Es importante señalar que el sentido de la corriente tractiva a veces se invierte debido a la incidencia de olas desde el nordeste.

8.6. Características de los sedimentos del estuario

Los sedimentos modernos de la región presentan una distribución textural sumamente variada. En el Río de la Plata interior, los sedimentos varían desde arenas finas y limos en la plataforma perideltaica hasta limos y arcillas limosas hacia la zona intermedia. Fuera de la zona deltaica predominan los limos arenosos que pasan a limos arcillosos en la zona de los canales.

Por razones dinámicas en la zona interior se depositan los sedimentos más gruesos aportados por el río Paraná, compuestos por limos y arenas de diámetros variables entre 0,06 y 0,2 mm. Este material es transportado en general como carga de fondo y en períodos de crecida, como carga en suspensión.

8.7. Dinámica costera y transporte de sedimentos en el entorno del área de estudio

Para su descripción, el área costera considerada fue dividida en dos sectores: el Área Norte y el Área Sur.

El Área Norte está comprendida entre el límite con Vicente López y la inflexión que presenta la escollera exterior del puerto de Buenos Aires. Constituye una zona de rellenos realizados con materiales diversos, con orientación general NO-SE, que representa una zona de baja exposición al oleaje del sudeste pero expuesta a olas provenientes del Norte y del Este. Corresponde en general a un área donde el transporte de sedimentos a lo largo de la costa se halla interrumpida por multitud de obras tales como muelles y espigones. Hay acumulación de sedimentos por entrampamiento de los mismos dadas las condiciones de baja influencia del oleaje. Esta acumulación origina planicies de marea que se reconocen por el crecimiento de vegetación (juncos en general) y en parte por interrupción a la deriva litoral por construcciones portuarias, casos en los que las zonas de acumulación se encuentran representadas por escombros y basura en general.

El Área Sur está comprendida entre la escollera exterior del puerto de Buenos Aires y el partido de Avellaneda, separado a través de la desembocadura del Riachuelo. Presenta una orientación general de la costa NNO-SSE en donde el frente costero expuesto con posibilidad de transporte de sedimentos corresponde al área de la Reserva Ecológica Costanera Sur.

El transporte de sedimentos dentro de los puertos se limita al movimiento de material en suspensión y redistribución de material del fondo por corrientes asociadas a la navegación.

8.8. Dinámica costera en el pasado

Es posible comparar la dinámica de este sector de la costa bonaerense con lo sucedido durante la fase de máxima ingresión holocena en el sur entrerriano, donde Iriondo (1980) hace referencia a la formación de un "cordón litoral" o barrera que cerró temporariamente la salida de los ríos que desembocaban al Río de la Plata; esto habría sucedido en un ambiente de alta energía.

Durante la fase regresiva se desarrollaron planicies de mareas sobre las playas de regresión, proceso que originó ambientes comparables al de baja energía descrito para la Bahía de Samborombón.

En Buenos Aires, la ingresión holocena avanzó sobre la zona litoral depositando el Querandinense; inundó los valles tributarios del Río de la Plata generando

amplios estuarios subordinados al anterior, por ejemplo el del río Luján; los de los arroyos Medrano, Vega y Maldonado. También se labraron las barrancas o acantilados y el nivel de "Terraza Baja" sobre una costa conformada por materiales del Pleistoceno.

Si bien es cierto que los ríos bonaerenses no aportaban cantidades significativas de materiales (debido a sus cortos trayectos y en comparación con las aportadas por el río Paraná), de acuerdo a los estudios realizados para el presente trabajo se puede afirmar que durante la fase regresiva del estuario se generaron amplios depósitos litorales en los sectores indicados como planicie de mareas. Dichos depósitos están conformados por cordones litorales que son paralelos a la línea general de la paleocosta holocena y su origen puede explicarse por el fenómeno de las sudestadas durante dicha fase de descenso del nivel de base.

Durante las sudestadas se originaban corrientes tractivas sobre la costa bonaerense, capaces de retransportar sedimentos gruesos a lo largo de la costa en dirección SE-NO aproximadamente, con sentido contrario al flujo natural del estuario.

Estos materiales provenían de la destrucción de las partes salientes de la paleocosta antes mencionada, de acuerdo al fenómeno de la refracción de olas, que consiste en la modificación de la geometría de los trenes de olas que llegan a una costa irregular por interferencia con la batimetría. Se produce por consiguiente, concentración de energía sobre los cabos y disipación de la misma en las bahías, dando como resultado corrientes de agua que llevan materiales desde los primeros hacia las segundas.

Los materiales clásticos se acumulaban en la pendiente del fondo mientras se generaban óptimas condiciones para ser removilizados. Estas condiciones se cumplían con las fuertes corrientes, provenientes del SE, ocasionadas por las sudestadas. De esta manera, los materiales eran depositados en la desembocadura de los estuarios de los ríos y arroyos, en forma paralela a la misma, dando como resultado la progradación de dichos estuarios menores y de la línea de costa, el retroceso de los cabos, con el agregado de la regresión dando la tendencia evolutiva hacia la rectificación final de la línea costera del estuario del Río de la Plata.

El río Luján fue notablemente desviado hacia el NO debido a la deriva litoral, como consecuencia de la acción de las corrientes mencionadas; la Laguna Grande constituye una evidencia de este fenómeno, indicando una de las antiguas posiciones de dicho río. La dinámica del Río de la Plata generó planicies de mareas bien desarrolladas en la zona litoral, hasta que el rápido avance del Delta del Paraná interfirió la fase estuárica, imponiéndose una fase

fluvial que actualmente continúa. Los estudios realizados en el delta indican que el mismo avanza a razón de 70 m /año (Iriondo 1980; Codignotto 1990).

En el presente, el área costera comprendida entre Mar del Plata y Punta Piedras, presenta fenómenos de erosión de diversa intensidad según los tramos de costa considerados (Codignotto 1996). Las formas costeras actuales se han desarrollado sobre una plataforma erosiva del Pleistoceno. Durante la última transgresión pleistocena, el mar cubrió la región nordeste de la provincia de Buenos Aires, Argentina. Ese nivel alcanzó alrededor de 10 msnm actual (Fig. 8.5). Posteriormente una regresión y nuevamente una transgresión, posibilitaron la formación de un grupo de islas de barrera entre P. Piedras y Conesa. Dicha formación comenzó hace aproximadamente 7000 años AP y, con un nivel de 5 msnm actual y finalizó hace aproximadamente unos 3500 años.

En tanto en la región sur, por efecto de la incidencia de olas del SE, se originó una erosión concentrada en una punta ubicada en V. Gesell, dando lugar por un lado a crestas de playa que, derivadas hacia el sur, formaron la laguna de Mar Chiquita; en tanto que por el norte se generó una espiga de barrera de gran desarrollo. Finalmente ocurrió una pequeña regresión y progradación hasta llegar al nivel del mar actual. Las formas relícticas de ambas barreras tienen una altimetría entre 5m y 2,5m sobre el nivel del mar actual.

En el presente, el sector sur comprendido entre M del Plata y P. Médanos, presenta un notable fenómeno erosivo; en tanto en el sector norte entre P. Médanos y P. Rasa, único sector de acreción natural, presenta indicios de erosión por acción antrópica.

Finalmente, se observan también claros indicios de erosión incipiente dentro de la Bahía de Samborombón, representada fundamentalmente, por planicies de marea ascendidas (1,80m-0,25m sobre el nivel del mar) y la planicie de marea actual.

En la figura 8.5 el esquema A muestra el contorno costero en el Pleistoceno alto, aproximadamente 10m sobre el nivel del mar actual, el B la posición del mar durante la transgresión-regresión holocena, 5m sobre el nivel del mar actual y en C) la posición del mar durante la regresión holocena, 2,5m sobre el nivel del mar actual; 3.500 años AP. Finalmente, el D muestra el contorno y la dinámica costera actual.

8.9. Dinámica costera en el presente

Según Boschi (1988) se puede definir a un estuario como "un cuerpo de agua permanente o temporalmente abierto, con intercambio entre el curso fluvial y el mar, favorable para la vida de organismos eurihalinos y anfibióticos".

El Río de la Plata nace en la confluencia del Paraná y el río Uruguay, estando limitado exteriormente por una línea que une Punta Rasa (Argentina) con Cabo Polonio (Uruguay). Presenta una desembocadura tan extensa como su largo, sin ningún tipo de barrera, de manera que la acción de los vientos, olas, mareas y corrientes es muy significativa.

Debido a la reducida profundidad media que presenta no puede generar sus propias mareas, por lo cual los cambios del nivel de sus aguas se deben a la influencia del océano y fundamentalmente al viento que afecta el avance de las aguas marinas. Su mezcla con las aguas dulces resulta en la floculación de las arcillas aportadas en suspensión, la movilización y transporte de materiales gruesos en el área costera, y la formación de depósitos litorales en dicho sector.

La localidad de Atalaya por ejemplo, se halla ubicada en el denominado "Río de la Plata Intermedio"; este último comprende una franja extendida entre Colonia - Punta Brava (Uruguay) y La Plata - Punta Piedras (Argentina).

Es posible reconocer en el área una importante deriva litoral, pudiéndose diferenciar una corriente de materiales en suspensión y otra de materiales gruesos, ambas con igual dirección NO-SE pero de sentido contrario, producidas simultáneamente durante las sudestadas.

La corriente suspensiva es de tipo continua, tiene sentido hacia el mar y se puede observar a 700 u 800 m del litoral. Transporta sedimentos arcillosos en estado coloidal, principalmente provistos por la dinámica fluvial del río Paraná, los cuales floculan al ponerse en contacto con las aguas salobres.

La deriva litoral de los materiales gruesos es una corriente discontinua y tractiva con sentido hacia el NO; se produce en la zona de interfase tierra-agua con materiales provenientes de la erosión de la misma costa. La tracción del material clástico se produce cuando soplan fuertes vientos provenientes del cuadrante sudeste, de tal manera que las olas se acercan con un determinado ángulo a la costa, cuya resultante genera una deriva en sentido contrario al flujo del Río de la Plata.

Los sedimentos acumulados progresivamente en la zona litoral son de esta manera removilizados y arrojados a la playa, dando origen a los cordones litorales en formación, y a los paleocordones litorales presentes en el área. Actualmente los cordones que se hallan en formación tienen pequeñas dimensiones y pueden observarse con baja marea en las zonas de costa en acreción. El sentido de la corriente tractiva hacia el NO se evidencia en los ríos y canales derivados de los sectores en acreción. Los mismos muestran un

alargamiento en el tramo inferior y el desplazamiento de la desembocadura en el sentido de la deriva.

La presencia en esta área del litoral bonaerense de cordones litorales en formación, y de ríos y canales derivados son un claro indicio de una costa progradante.

El efecto de las sudestadas se evidencia en otras zonas de la costa actual; tal es el caso de la Ciudad Universitaria, en la Ciudad de Buenos Aires. En las fotografías aéreas correspondientes a la década del 80 se pueden observar los residuos depositados en la línea de costa para ganar terreno al río. Los mismos fueron desplazados en relativamente corto tiempo hacia el NO, debido a las tormentas (sudestadas). A partir de dichos materiales luego se generó una pequeña espiga en un sector reparado del embate directo de las olas, en la entrada al denominado "Lago de los Biólogos", cercano a la salida del club CUBA y actualmente rellenado. Este fenómeno es genéticamente similar a lo que ocurre y ha ocurrido en Atalaya, en el área de Belén de Escobar y, generalmente, en toda la costa correspondiente a la Ciudad de Buenos Aires.

8.10. Delta del Paraná

El delta del Paraná se ha destacado por su avance dentro del Río de La Plata, discutido por muchos. Por ello en relación con el Cambio Climático y el consecuente ascenso del nivel del mar se investigó a fin de establecer si el avance del delta ha incrementado, disminuido o mantenido su ritmo. Sobre la base de información histórica se elaboró un mapa que muestra la movilidad del frente deltaico en el transcurso del tiempo (Fig. 8.6). Existen evidencias de este avance.

La desembocadura del río Reconquista que estaba prácticamente libre de obstáculos en 1731, entre 1802 y 1829 esta parcialmente obstruida por islotes, para finalmente obstruirse totalmente a partir de 1890, claramente ya no hay una comunicación directa entre el río Reconquista y el río Paraná de las Palmas.

Asimismo en la desembocadura del río Luján ocurrió algo similar ya que está libre de obstáculos en los mapas de los años 1731, 1756 y 1783 pero no en el croquis de 1731 y en el mapa fechado entre los años de 1762 y 1784. Por estos motivos existe cierta confusión en su situación en el siglo XVIII, aunque hemos dado crédito al croquis de 1731 por haber sido elaborado por un residente o conocedor directo de la zona. No obstante se observa claramente cómo la antigua desembocadura hacia el norte del río Luján en el Paraná de las Palmas queda, a medida que se analizan los mapas más recientes, cada vez más lejos del frente del delta.

En el croquis del año 1731 el río Luján y el río Reconquista vierten sus aguas en el río Paraná de las Palmas. En los mapas de principios del siglo XIX existe cierta confusión ya que aparecen islas en dichas desembocaduras. En cambio en mapas posteriores (a fines del siglo XIX), debido al aporte continuo de sedimentos tanto el río Luján como el Reconquista desembocan en el Río de la Plata. Finalmente a comienzos del siglo XX sólo el río Luján desemboca en el Río de la Plata, en cambio el Reconquista lo hace en el río Luján.

El análisis de numerosa información cartográfica totalizó 54 mapas que abarcan el periodo comprendido entre los años 1731 y 2003. También se consultó información bibliográfica referida en Furlong (1936, 1963), en el Ministerio de Obras Públicas (1908) y en Outes (1930). Para ello debió realizarse una importante labor a fin de determinar el valor de la información analizada. Debe tenerse en cuenta que la información cartográfica más antigua tienen imprecisiones muy grandes, que deben compensadas con análisis minuciosos.

De este modo se obtuvo un cuadro del avance del delta durante los últimos 250 años que se puede sintetizar así:

- Entre 1750 y 1800 el frente del delta avanzó 9km, es decir, a un promedio de 180 metros por año.
- Entre 1800 y 1850 el frente del delta avanzó 5km; a razón de un promedio de 100 metros por año.
- Durante el período comprendido entre 1850 y 1900 el delta programó 5km, con un promedio de 100 metros por año.
- Entre 1900 y 1950 el delta avanzó 3km es decir a un promedio de 60m por año.
- Entre 1950 y 2002 el delta avanzó 4,5km; a un promedio de 90 metros por año.
- Finalmente los datos actuales señalan un avance de entre 60 y 70 metros por día**.**

Lo señalado anteriormente puede observarse en la figura 8.6. En la figura 8.7 se aprecia más claramente la disminución del ritmo de crecimiento del delta del río Paraná.

Referencias

Aguirre, M. L. 1996: Cambios ambientales y climáticos en la región costera bonaerense durante el Cuaternario tardío. Evidencias malacológicas. Actas 1, IV Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Junín: 35-45.

CFI 1962: Recursos Hidráulicos Superficiales Volumen I, 1962: Consejo Federal de Inversiones. Serie Evaluación de los Recursos Naturales de la

Argentina Tomo IV.

Codignotto, J .O., R. Kokot and S. C. Marcomini 1992: Neotectonism and Sea-Level Changes in the Coastal Zone of Argentina. *Journal of Coastal Research* 8(1): 125-133.

_____ 1996: Cuaternario y Dinámica Marina. XIII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996). Geología y Recursos Minerales de la Plataforma Continental Argentina. V. A. Ramos y M. A. Turic (Eds.), Relatorio 2: 17-28.

_____ and Aguirre, M.L. 1993: Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, (110): 163-175.

Dangavs, N. V. 1983: Geología del complejo lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 161-174.

Dennis, K. C., E. J. Schnack, F. H. Mouzo and C. R. Orona 1995: Sea-Level Rise and Argentina: Potential Impacts and Consequences. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **14**: 205-223.

DETR 1999: Climate Change and its Impacts: Stabilisations of CO2 in the Amosphere. *United Kindom Department of de Environment, Transport and the Regions. The Met Office*, Bracknell, UK, 28 pp.

Fidalgo, F., F. De Francesco y R. Pascual 1975: Geología superficial de la Llanura Bonaerense. VI Congreso geológico argentino. Relatorio. Bahía Blanca. pag. 103-138.

Furlong, G. 1936: Cartografía jesuítica del Río de la Plata. En: Publicaciones del Instituto de Investigaciones Históricas N° 71 de la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Buenos Aires, *Talleres S.A. Casa Jacobo Peuser,* Buenos Aires.

_____ 1963: Cartografía Histórica Argentina. Mapas, Planos y Diseños que se conservan en el *Archivo General de la Nación*, Tomos I, II y III, Buenos Aires.

Gornitz, V. 1990: Vulnerability of the East Coast, U.S.A. to future sea level rise. *Journal of Coastal Research*, Special Issue N° 9, 201-237.

_____, T. W. Beaty and R. C. Daniels, 1997: A Coastal Hazards Data Base for the U.S. West Coast. *Oak Ridge National Laboratory. Environmental Sciences Division.* Publication No. 4590.

IPCC 2001: Climate Change. Impacts, Adaptation, and Vulnerability. pp 878. *Cambridge University*.

Kokot, R. 1997: Littoral drift, Evolution and Management in Punta Médanos, Argentina. *Journal of Coastal Research*, **13(1):**192-197.

_____ 1999: Cambio Climático y evolución costera en Argentina. Tesis Doctoral, *FCEyN (UBA)* 329 pp, inédita.

Makowiecki, C. L. 1995: Las inundaciones en la cuenca del río Salado y las posibles consecuencias en el área de su desembocadura a causa de un probable cambio del nivel de base. Informe Técnico para el grupo de trabajo

argentino (CONPHI - IANIM - CEA). *Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la provincia de Buenos Aires. Dirección de Aplicación de Imágenes Satelitarias.* 7 pp.

Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Obras Hidráulicas, Bs. As., 1908: Memoria sobre el Río de la Plata, presentada al XI Congreso Internacional de Navegación.

Nicholls, R. J., F. Hossemans, and M. Marchand 1999: Increasing Flood risk and wetland losses due to sea level rise: regional and global analyses. *Global Environmental Change*, **9**, 569-587.

Outes, F. 1930: Cartas y planos inéditos de los siglos XVII y XVIII y del primer decenio del XIX conservadas en el Archivo de la Dirección de Geodesia, Catastro y Mapa de la provincia de Buenos Aires, *Talleres S.A. Casa Jacobo Peuser.*

Parker, G., C. Paterlini, P. Costa, R. Violante, S. Maarcolini y J. Cavalotto 1990: La sísmica de alta resolución en el estudio de la evolución costera del noreste bonaerense durante el Cuaternario. International Syumposium on Quaternary Shorelines: Evolution, Processes and Future Changes. Abstracts: 52. La Plata.

Spaletti, L. A., S. Matthews and D. Poiret 1987: Sedimentology of the Holocene littoral ridges of samborombón Bay (Central Buenos Aires province, Argentina). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **5:**111-132. Rotterdam.

Shaw, J., R. B. Taylor, S. Solomon, H. A. Christian and D. L. Forbes 1998: Potential Impacts of Global Sea-Level Rise on Canadian Coasts. *The Canadian Geographer 42*, no. **4**, 365-379.

Teruggi, M. E. 1949: Contribución a la Psamografía Argentina. Las arenas de la zona de Mar de Ajó. *Notas Museo de la Plata*. Tomo XIV. Geol. N° 61. La Plata.

Tricart, J. 1973: Geomorfología de la Pampa Deprimida. *Colección Científica INTA,* 12. 202pp. Buenos Aires.

Violante, R. A. 1988: Geología de la "planicie costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, provincia de Buenos Aires. Doct. Thesis Geol. N°507. *Fac. Cs. Nat. Mus. (UNLP)* (Inédita).

Warrick, R. A. and Oerlemans, J. 1990: Sea level rise. In: Hughston, J.T.; Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J. (eds), Climate Change, The IPCC Scientific Assessment. *Cambridge University Press*, pp. 257-281.

CAPÍTULO 9

TOPOGRAFÍA

Roberto Kokot y Jorge Codignotto
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales- UBA

Para construir la topografía del área en estudio se utilizaron distintas fuentes: primero se consultaron mapas topográficos publicados por el IGM - Instituto Geográfico Militar; luego se realizaron relevamientos de campo con GPS diferencial; finalmente se obtuvo información radar mediante la técnica de interferometría, en la cual imágenes radar de un mismo sitio son tomadas desde dos posiciones diferentes. Con un procesamiento posterior se generó un modelo digital de elevación del terreno, con una resolución de 90 metros según el tamaño de grilla.

La primera etapa de trabajo consistió en la compilación cartográfica y ejecución de mapas en formato DWG (Autocad), volcados luego a un SIG - Sistema de Información Geográfica construido con el programa Arc Info. Con el objeto de establecer áreas de distinta altura se delimitaron zonas en intervalos de 1,25 o 2,50 m. Esta metodología permite diferenciar rápidamente las áreas bajas de las altas, utilizando escalas de trabajo reales en coordenadas Gauss-Krüger, utilizadas por el IGM. Los mapas así realizados corresponden a las siguientes zonas:

- Área ubicada entre el Delta del Paraná y Punta Piedras, incluyendo las ciudades de Buenos Aires y La Plata (Fig. 9.1).
- Bahía Samborombón, especialmente el pueblo de General Lavalle (Fig. 9.2).
- Área Cabo San Antonio, zona que se ubica dentro del área de influencia del Río de la Plata y su transición con el ambiente marino (Fig. 9.3).

El mapeo se efectuó en el área costera y también se continuó en el interior, tomando en cuenta principalmente los ríos afluentes del Río de la Plata. Esto permitió (en un paso posterior) identificar áreas inundables por ingresiones marinas a través de la red de drenaje.

La Bahía Samborombón, presenta una costa de relieve bajo con localidades a baja altura (General Lavalle y San Clemente del Tuyú). Respecto a la altimetría, pueden diferenciarse dos zonas. La zona norte es más alta mientras que el área sur tiene escaso relieve respecto al nivel medio del mar. Las zonas bajas serán

inundadas de manera directa por un aumento del nivel del mar. En las zonas altas, en cambio, este causará un incremento en las tasas de erosión, provocando el retroceso de la línea de costa (aspecto a considerar en los mapas de vulnerabilidad costera desde el punto de vista geológico).

En el caso de General Lavalle, zona urbana rodeada de un ambiente de planicies de marea inundables periódicamente y afectada seriamente por episodios de crecientes extraordinarias, se efectuó un relevamiento de detalle. La plaza céntrica ubicada frente al edificio del Municipio (cota 1,61m) se inunda durante elevaciones del río por tormentas.

Ante la ausencia de datos completos, la segunda etapa comprendió el relevamiento topográfico de las áreas bajas con el objeto de adecuar el nivel de resolución de los datos topográficos a los datos oceanográficos y así posibilitar la zonificación de vulnerabilidad costera.

Se efectuaron doce campañas de relevamiento planialtimétrico con un sistema de posicionamiento global del tipo GPS diferencial que permite la navegación y la medición de precisión. La mayoría de esos datos se debieron relacionar con mapas geomorfológicos debido a la imposibilidad de acceso a muchas de las áreas involucradas. En este caso se usaron dos receptores Ashtec modelo Pro Mark2 con dos antenas y componentes auxiliares para producir datos de calidad en un mínimo de tiempo. El sistema se coloca sobre trípodes de altura fija sobre un punto de medición. El receptor colecta la transmisión y almacena la información en su memoria interna.

Los datos colectados fueron tratados con un software de post-proceso que calcula los vectores (diferencias de posición) para determinar la posición de todos los puntos observados, con relación a una o más posiciones de puntos fijos Este tipo de relevamiento requiere la instalación de una estación fija, que recién después de una hora, aproximadamente, permite la toma de datos con el otro equipo dentro de un radio de 20 kilómetros. El tipo de medición utilizado se denomina “stop and go” y requiere detenerse 15 segundos en cada punto a medir.

Las mediciones se encararon con recorridos a pie o instalando la antena en el techo de un automóvil. Para realizar esta tarea se requirió la participación de tres personas, una en la estación fija, otra manejando el vehículo y la tercera efectuando las mediciones y llenando las planillas de relevamiento. El método, aparentemente sencillo, presenta dificultades cuando se efectúa en zonas urbanas (las de mayor interés para el proyecto), debido a interferencias producidas por la presencia de árboles, edificios y paso de vehículos que interrumpen la recepción por parte de los satélites. Al producirse una interrupción en la recepción de datos por alguno de esos motivos, el equipo debe inicializarse nuevamente. Ello

implica que en determinadas zonas u ocasiones, la información se pierda y las campañas de relevamiento deban repetirse.

Los datos de relevamiento, una vez procesados con el software de Ashtec, indican la altura del elipsoide según el sistema WGS 84. Para relacionar estos valores con el sistema de nivelación local, que se denomina "cero normal" y establecido como origen para todas las nivelaciones nacionales desde el año 1899 (conocido como "0" IGM) fue necesario determinar una estación de referencia propia. Con este fin se materializó un Punto Fijo en la terraza de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales mediante el sistema de medición diferencial estático. Esta tarea llevó varias horas de recolección de datos debido a la necesidad de precisión, ya que el punto se constituyó en el nuevo nivel de referencia.

La siguiente tarea fue determinar la equivalencia entre el nivel topográfico local "0 IGM" y el nivel de referencia utilizado por el mareógrafo del Río de la Plata, ya que ambos no coinciden. Es importante mostrar esta equivalencia, porque los datos oceanográficos están generalmente referidos al nivel medio del mar en el área de estudio y no a los datos de elevación del territorio. La equivalencia entre ambos niveles se presenta en la figura 9.4, donde aparecen varios términos que se definen a continuación.

"0 Tidal level": Representa el plano de reducción, nivel de referencia de las profundidades indicadas sobre las cartas marinas que en el Río de la Plata corresponde al límite inferior de la media de todas las bajamares y pasa a 0,79 m por debajo del nivel medio del mar.

Depth: profundidad indicada en las cartas náuticas.

Nivel medio del mar: Media aritmética de las alturas de marea observadas en un lugar en forma continua, separadas por el mismo intervalo de tiempo y registradas durante un período adecuado. La medición la realiza el Servicio de Hidrografía Naval y los cálculos se hacen en base a registros continuos de 19 años. En el caso de la ciudad de Buenos Aires el nivel medio del Río de la Plata está a 0,79 m por encima del plano de referencia (0,24 m IGM).

El nivel correspondiente a la línea de ribera (the shoreline) fue definido como la intersección entre el nivel medio (the mean high water-line) y la costa. En la ciudad de Buenos Aires el nivel es de 1,54 (referido al mareógrafo) o 0,99 (IGM). Es interesante tener en cuenta que en la determinación de la línea de ribera se mezclan variados intereses sectoriales: inmobiliarios, urbanos, legales, etc. El problema surge en que la definición aquí presentada como de línea de ribera no coincide con el verdadero ámbito en donde se desarrollan los eventos naturales. La línea de ribera no es una línea fija ya que se desplaza según el

nivel del agua durante las mareas, donde también deberían considerarse los efectos meteorológicos. Ejemplo de ello lo constituye la ciudad de Buenos Aires donde el máximo nivel por Sudestada alcanzó los 4,45 m (3,90 IGM). Tomando esto en consideración, se observa que gran parte del área baja de la ciudad se construyó en zonas inundables sin respetar la verdadera línea de ribera (shoreline).

La figura 9.5 muestra un mapa topográfico de la Ciudad de Buenos Aires con las condiciones de relieve y la red de drenaje primitiva. Buenos Aires, ciudad de relieve ondulado, tiene una altitud máxima de 27,27 m (IGM) en la zona oeste. El área sombreada está limitada por la curva de 5m (que representa la posición de la antigua línea de costa por la presencia de un paleoacantilado) y la línea de ribera. Esta zona representa en gran medida el área vulnerable al ascenso del nivel del mar por lo cual se efectuaron varios relevamientos en distintas zonas: En la Ciudad de Buenos Aires, la Avenida Costanera sobre el Río de la Plata, los Barrios de Belgrano, La Boca, Núñez y Barracas, y la Reserva Ecológica Costera. En la Provincia de Buenos Aires se relevó la zona costera del Partido de Vicente López y el Partido de General Lavalle.

Por último, con un procesamiento aplicado a los datos obtenidos a través de información radar mediante la técnica de interferometría, se generó un modelo digital de elevación del terreno. Los datos originales tienen una resolución de 90 metros en el plano horizontal. Mediante el filtrado de datos se eliminaron ruidos provocados por la presencia de edificios y vegetación y se construyeron celdas de 1000 m de lado. Con los datos de radar incluidos en la celda se determinaron máximo, promedio y mínimo. A cada uno de los cuadrados así obtenidos se le adjudicó un valor altimétrico. Dicho valor resultó de la composición de los tres datos determinados. En áreas relevadas con GPS los valores medidos se validaron con información del IGM y se tomó el valor medido. En las demás zonas se compararon los datos radar con las curvas de nivel del IGM para verificar su exactitud.

Las figuras 9.6, 9.7, 9.6, 9.9 y 9.10 presentan los datos radar en formato mapa, donde se individualizan la línea de costa y el contraste entre zonas altas y zonas bajas.

De la evaluación de las tres fuentes de datos utilizadas, surgen las siguientes dificultades:

1. Los mapas topográficos del IGM tienen una baja resolución altimétrica ya que la equidistancia de las curvas de nivel para la zona de trabajo es de 1,25 m ó 1,50 m.
2. Los relevamientos con GPS son precisos pero requieren demasiados puntos para resolver el problema, sumado a que muchas zonas son inaccesibles.

3. Los datos de radar son muy precisos pero la presencia de zonas edificadas y arboledas enmascaran los datos obtenidos.

En definitiva, la principal dificultad en esta etapa residió en la construcción de los mapas topográficos con datos altimétricos de detalle porque en la información de base existente las curvas de nivel poseen 2,50 m de equidistancia. Estos valores no alcanzan para definir con precisión áreas afectadas por futuras ingresiones que contemplen los ascensos del nivel del mar proyectados par el siglo XXI. Para resolver esta cuestión fue necesario interpretar las características micromorfológicas y su relación con la hidrodinámica de la zona de interfase debido a que la ingresión marina no sólo se producirá por aumento del nivel del mar (con la consecuente inundación y penetración por las múltiples vías de desagüe natural y artificial) sino también por la rápida erosión y consecuente retroceso de la línea de costa, cuya velocidad se determinará en función de las características litológicas y geomorfológicas del área.

El modelo topográfico construido es presentado con resolución de 0,5 m en las figuras 28 y 29 del Anexo 1-

CAPÍTULO 10

VULNERABILIDAD SOCIAL ESTRUCTURAL

Claudia E. Natenzon, Natalia Marlenko, Silvia G. González, Diego Ríos, Julieta Barrenechea, Ana María Murgida, María Cecilia Boudín, Elvira Gentile Sebastián Ludueña
PIRNA. Facultad de Filosofía y Letras, UBA.

10.1. Introducción

En relación a la discusión conceptual sobre vulnerabilidad, podemos identificar cuatro grandes grupos de definiciones (adaptado de Downing y otros 2001):

a) Vulnerabilidad y Cambio Climático. La vulnerabilidad se define en función de la amenaza. En este caso interesa conocer las variaciones que presentará un sistema social como *resultado* de la aparición de una amenaza. Es el concepto más usual en la bibliografía sobre el Cambio Climático y mide generalmente el impacto residual en una sociedad luego de haberse tomado medidas de adaptación a dicho cambio climático. La vulnerabilidad entonces, está vinculada directamente con el conocimiento que a futuro se tendrá del Cambio Climático y sus impactos. En esta definición no se considera la situación previa de la sociedad, es decir no se considera las posibilidades diferenciales de "adaptación" o "línea de base". Downing 2002 señala que "la definición es contingente con el conocimiento sobre un futuro cambio climático y sus impactos por lo que esta aproximación confina la vulnerabilidad a los cambios a largo plazo.
b) Vulnerabilidad social y catástrofes. La vulnerabilidad social estructural se toma como comparación relativa de situaciones de distintos grupos sociales que se *enfrentan* a una determinada amenaza. Este concepto es el que adopta la bibliografía sobre riesgos y desastres, en la cual se analiza la vulnerabilidad de los grupos sociales: sus características sociales, económicas, culturales, institucionales, etc.; las características de la amenaza: magnitud, dinámica, duración, extensión, etc.; y como interactúan éstas en el ciclo del desastre.
c) Vulnerabilidad y planificación del desarrollo. Se la vincula con la capacidad de los grupos sociales para construir procesos de desarrollo. Vulnerabilidades particulares son la conjunción de estructuras sociales, económicas, políticas, culturales. La vulnerabilidad y la capacidad pueden relacionarse con recursos físicos y materiales, sociales, de organización, de motivación y de actitud.
d) La vulnerabilidad social y pobreza. Se la define como un conjunto de características de la sociedad funcionando en la normalidad, independientemente de la existencia de una amenaza o un impacto. En América Latina, esta mirada surge a fines de la década de 1990 en el campo de la sociología, para analizar la

complejidad de la situación de pobreza derivada de los programas de ajuste estructural, utilizando para ello una batería de conceptos y formas de medición. Aquí la vulnerabilidad aparece como una "zona" entre los extremos que representan la exclusión y la inclusión en términos sociales y económicos (Minujin 1999).

En relación a los posibles impactos de un aumento en el nivel medio del mar por cambio climático, partimos de una definición que combina parcialmente las características de los grupos a) b) y d), considerando a la Vulnerabilidad social estructural (VS) como una de las dimensiones que configuran el riesgo ambiental (según Natenzon 1998; Natenzon y otros 2003, las otras dimensiones son peligrosidad, exposición e incertidumbre) y las posibles catástrofes por inundaciones.

La VS es definida por condiciones sociales, económicas, culturales e institucionales de una sociedad, que existen previamente a la ocurrencia de un evento catastrófico, condiciones que ponen a esa sociedad en situación de sufrir o evitar impactos de diferentes tipo: económicos, psicológicos, en la salud, etc. Ella nos aproxima a los niveles de dificultad y las capacidades de cada grupo social para recuperarse por sí mismo después del estrés y de los impactos.

Para caracterizar la vulnerabilidad social estructural del litoral del Río de la Plata hemos estudiado tres aspectos particulares:

a. La situación estructural o "normal" -sin catástrofe- de la vulnerabilidad social estructural y su distribución geográfica a través de un índice de vulnerabilidad social estructural (IVS).
b. Los impactos probables en la población y los bienes públicos del área de estudio, a través de datos censales y relevamientos de campo.
c. Los aspectos institucionales de la vulnerabilidad social estructural a través del estudio de casos.

En este apartado sintetizamos los resultados alcanzados respecto a análisis de la vulnerabilidad estructural.

10.2. Metodología

Una forma de obtener la "radiografía" de la situación estructural de la sociedad bonaerense y de Capital Federal en condiciones previas a cualquier impacto de tipo catastrófico es usando un índice de vulnerabilidad social estructural.

El índice de vulnerabilidad social estructural (IVS) es una evaluación cuantitativa, estadística, que nos permiten identificar de manera preliminar

unidades administrativas la distribución territorial de diferentes grados de vulnerabilidad social estructural, a través de un conjunto dado de indicadores elegidos al efecto. Las unidades administrativas identificadas con un mayor grado de vulnerabilidad social estructural podrán ser objeto de políticas específicas, permitiendo priorizar la asignación de recursos. En el caso de programas de investigación, los resultados obtenidos con esta metodología pueden ser tomados como uno de los criterios para seleccionar estudios de caso en profundidad. Mediante técnicas cualitativas podrán entonces identificarse en qué consiste y cómo se construye dicha vulnerabilidad social estructural.

Los alcances y limitaciones del índice están dados por la propia construcción, que dependerá de criterios de selección de indicadores y de cortes internos en cada uno de ellos, aspectos planteados por el investigador (cada investigador) en cada caso particular según objetivos y criterios diferentes.

La utilidad de un índice de esta naturaleza es brindar una primera aproximación a las heterogeneidades en la distribución geográfica de la vulnerabilidad social estructural, ayudando a priorizar o elegir las muestras o los casos de estudio en los cuales profundizar el análisis.

El IVS que hemos desarrollado en el PIRNA está formado por una serie de indicadores que se agrupan en tres subíndices, correspondientes a grupos temáticos específicos: un subíndice demográfico, uno de calidad de vida y el tercero, de aspectos del consumo y la producción. De esta forma se logra diferenciar el peso que adquieren los diferentes aspectos considerados, identificando aquello de mayor importancia en la conformación de la vulnerabilidad social estructural de las unidades administrativas.

Los indicadores seleccionados han surgido de la relación entre la representatividad de aspectos sociales, demográficos y económicos básicos, y la disponibilidad pública de los datos. En este último sentido, nos encontramos con la dificultad de que no está garantizada la disponibilidad de datos para todas las unidades administrativas bajo análisis, lo cual obliga a disminuir el número de indicadores.

Teniendo en cuenta estas salvedades, se trabajó con los datos de toda la provincia de Buenos Aires para el año 1991, último disponible hasta el momento para la mayoría de los indicadores y unidades administrativas. La situación del área de estudio para cada indicador fue considerada tomado como universo de análisis este contexto provincial (177 partidos).

El área de estudio está conformada por todas aquellas unidades administrativas ribereñas del Río de la Plata y sus tributarios, que tienen la totalidad o parte de su superficie recorrida por la curva de nivel de los 5 metros que es el dato de

topografía disponible, provisto por el IGM. Las áreas de afectación directa (inundación permanente y anegamientos circunstanciales) están ubicadas hasta los 4 metros, pero como la identificación de esta curva en terreno aún no se ha realizado, se ha optado por tomado como límite máximo la de 5 metros.

Aplicando este criterio el área quedó compuesta por la Ciudad Autónoma de Buenos Aires y una serie de partidos de la Provincia de Buenos Aires ubicados en el litoral del Río de la Plata y sus tributarios (en total 27 unidades administrativas). En el Censo de 1991 esos partidos eran: Tigre, San Fernando, San Isidro, Vicente López, San Martín, General Sarmiento, Tres de Febrero, Morón, La Matanza, Esteban Echeverría, Lomas de Zamora, Lanús, Avellaneda, Quilmes, Berazategui, La Plata, Berisso, Ensenada, Magdalena, Gral Lavalle, Maipú, Dolores, Castelli, Tordillo, Chascomús y La Costa. En el Censo de 2001, los partidos eran veintiocho ya que se produjeron los siguientes cambios de jurisdicción: Morón se subdividió, quedando dentro del área de estudio sólo el nuevo partido de Hurlingham. Igual ocurrió con Gral. Sarmiento, quedando en el área el nuevo partido de San Miguel. Finalmente Esteban Echeverría y Magdalena se subdividieron, incorporándose así dos nuevos partidos: Ezeiza y Punta Indio respectivamente (Fig. 10.1 y 10.2).

10.3. Resultados: índice y sub índices de vulnerabilidad social estructural

Los resultados pueden verse en los mapas de las figuras.2, 3, 4 y 5 del Anexo1 y en la tabla 10.1.

Puede verse que para 1991 Capital Federal, General Sarmiento y Vicente López eran las que presentaban mayor vulnerabilidad demográfica, con una distribución dispersa dentro del AMBA; mientras que las mejores situaciones se encontraban en San Fernando, Tigre –ambos con superficie importante de islas- y General Sarmiento (los tres del AMBA), y en Castelli, Tordillo, Gral. Lavalle, Magdalena y La Costa (todos de perfil rural). Por el contrario, General Sarmiento, Castelli, San Fernando y Tigre tienen las peores condiciones de vida que incrementan la vulnerabilidad social estructural. En cambio, las unidades que tienen más bajos niveles de vulnerabilidad en relación a este aspecto son dos urbanas: Capital Federal y Vicente López, y dos rurales: Magdalena y Tordillo
Hay sólo dos partidos que presentan altos niveles de vulnerabilidad por suscondiciones laborales, productivas y de consumo*:* General Sarmiento y La Costa. El primero es parte del AMBA y tiene un carácter residencial. El segundo es una unidad administrativa separada del partido de General Lavalle en la década del 80 que tiene al turismo como actividad económica preponderante.

Tabla 10.1. Subíndices e Índice de Vulnerabilidad social estructural

Departamentos	Subíndice demográfico		Subíndice de condiciones de vida	Subíndice productivo	Indice de vulnerabilidad social estructural
General Sarmiento	**4**		**4**	**4**	**4**
Esteban Echeverría	**3**		**3**	**3**	**4**
Berazategui	**3**		**3**	**3**	**3**
Berisso	**2**		**3**	**3**	**3**
Castelli	**1**		**4**	**2**	**3**
Ensenada	**2**		**3**	**3**	**3**
General San Martín	**3**		**3**	**1**	**3**
La Costa	**1**		**2**	**4**	**3**
La Matanza	**3**		**3**	**3**	**3**
Lanús	**3**		**3**	**2**	**3**
Lomas de Zamora	**4**		**3**	**2**	**3**
Quilmes	**4**		**3**	**3**	**3**
San Fernando	**1**		**4**	**3**	**3**
Tigre	**3**		**4**	**3**	**3**
Avellaneda	**3**		**3**	**1**	**2**
Capital Federal	**4**		**1**	**1**	**2**
Chascomus	**2**		**2**	**2**	**2**
La Plata	**3**		**3**	**1**	**2**
Morón	**3**		**2**	**2**	**2**
San Isidro	**3**		**2**	**1**	**2**
Tres de Febrero	**3**		**3**	**1**	**2**
Dolores	**1**		**3**	**2**	**2**
Maipú	**2**		**3**	**2**	**2**
General Lavalle	**1**		**2**	**1**	**1**
Magdalena	**1**		**1**	**2**	**1**
Vicente López	**4**		**1**	**1**	**1**
Tordillo	**1**		**1**	**2**	**1**
	Valor asignado	Demografía	C. de Vida	Producción	IVS
Muy bajo	1	7-8	6-9	6-10	24 - 29
Bajo	2	9	10-11	11-12	30 - 33
Alto	3	10-11	12-13	13-15	34 - 38
Muy alto	4	12-15	14-17	16-18	39 - 43

Cada subíndice resultó de la sumatoria simple de valores asignados a cuatro indicadores en rangos que van de 1 a 5. El índice resultó de la sumatoria simple de los valores asignados a los12 indicadores utilizados. Los cortes o rangos aquí incluidos surgieron de la aplicación de criterios ad hoc, combinando los cortes naturales ofrecidos por el SIG con aspectos particulares intrínsecos del indicador que hace a su pertinencia para analizar el problema en estudio.

.En el otro extremo, se encuentran Avellaneda, Capital Federal, General Lavalle, General San Martín, La Plata, San Isidro, Tres de Febrero y Vicente López, con bajos niveles en el % de asalariados de 14 y más años sin descuentos

provisionales, y un importante número de propietarios de autos. Todos tienen un perfil urbano, excepto General Lavalle, de tipo rural.

Como síntesis de los indicadores señalados, el IVS muestra que Esteban Echeverría y General Sarmiento -partidos del AMBA- tienen los más altos niveles de vulnerabilidad social estructural. No son partidos litorales en sentido estricto, pero sí entran en el área que podría ser afectada bajo los 5 m. topográficos por influencia de los ríos tributarios del Plata: Reconquista y Matanza-Riachuelo. En cambio, General Lavalle, Magdalena y Tordillo, partidos de perfil rural, presentan los más bajos valores en el IVS. El único partido urbano que se encuentra en este grupo es Vicente López, predominantemente residencial con población de altos ingresos, que pertenece al AMBA y es vecino a la Ciudad de Buenos Aires.

Referencias

Downing T. y otros 2001: Vulnerability indices. Climate change impacts and adaptation. UNEP Policy Series 3.

Downing T. and A. Patwardhan 2002: Characterising current and future vulnerability. AIACC Climate Change Vulnerability and Adaptation Course. Technical Paper 3. Trieste (Italy), June 4-5.

INDEC 1991: Censo Nacional de Población y Vivienda.

IPCC 2001: Climate change 2001. Impacts, adaptations and vulnerability. *Cambridge University Press*

Minujin, A. 1999: ¿La gran exclusión? Vulnerabilidad y exclusión en América Latina. Los noventa. Política, sociedad y cultura en América Latina. Daniel Filmus, compilador. Buenos Aires, *FLACSO/EUDEBA*; 53-77.

Natenzon, C. E. 1998: Riesgo, vulnerabilidad e incertidumbre. Desastres por inundaciones en Argentina. Seminario sobre Problemas ambientales e vulnerabilidade. Abordagens integradoras para o campo da Saude Publica. Dictado el 25 de junio en el FIO CRUZ, Ministerio de la Salud, de Río de Janeiro, Brasil.

_____ y otros 2003: Las dimensiones del riesgo en ámbitos urbanos. Catástrofes en el Area Metropolitana de Buenos Aires. Procesos territoriales en Argentina y Brasil. A. F. Alessandri Carlos y R. Bertoncello, compiladores. (255-276).

Acrónimos

IVS – Indice de Vulnerabilidad social estructural
IGM – Instituto Geográfico Militar
DC – Defensa Civil
PC – Protección Civil
SIFEM – Sistema Federal de Emergencias
JMDC – Junta Municipal de Defensa Civil

CAPÍTULO 11

ESCENARIOS DE INUNDACIÓN

A. N. Menéndez y M. Re
Facultad de Ingeniería, UBA-INA

11.1. Caracterización de las inundaciones

Tal como se explicó en el capítulo 6, las inundaciones de la zona costera del Río de la Plata se producen por la acción de las ondas de tormenta conocidas como sudestadas.

Para caracterizar el riesgo de inundación en un dado lugar se utiliza el tiempo de recurrencia del nivel máximo anual registrado en ese lugar. En la figura 11.1 se muestran los tiempos de recurrencia de niveles pico de inundación anual correspondientes a la ciudad de Buenos Aires, en base a la serie 1905-2002.

Para analizar eventuales cambios de tendencia desde alrededor de principios de la década del 70, en concomitancia con los verificados en muchas variables climáticas e hidrológicas, se repitió el cálculo de las recurrencias en base a la serie reducida 1970-2002. Los resultados también se presentan en la figura 11.1. Se observa que, si bien se detecta una disminución de los tiempos de retorno para los niveles menores a aproximadamente 2,80 m IGM, las diferencias entre la serie total y la presente no son conclusivas para los mayores niveles, de modo que en lo que sigue fue utilizada la serie total.

11.2. Mapas de inundación para el presente

De la figura 11.1 surge el riesgo de inundación por sudestadas para la ciudad de Buenos Aires. Para extender esos resultados a toda la costa del Río de la Plata se desarrolló una metodología basada en el modelo RPP-2D, descrito en el capítulo 5.

Esta metodología consistió en definir una tormenta tipo, en cuanto a distribución espacio-temporal de los vientos, pero de intensidad variable, escalada con un

factor constante. Dada una intensidad, la recurrencia de esa tormenta se determinó en base al nivel máximo producido en Buenos Aires.

Como tormenta tipo se seleccionó la sudestada ocurrida en mayo de 2000, cuya onda de crecida asociada tiene una forma muy marcada, con un sólo pico. El ensayo base es de 15 días de simulación, con la onda de tormenta comenzando en el día 8 y finalizando el día 22, ocurriendo el pico el día 16.

Se definieron 24 estaciones de control a lo largo de toda la costa argentina del Río de la Plata, tal como se muestra en la figura 11.2, en las cuales se determinó el nivel máximo producido durante el pasaje de cada onda ensayada. A título ilustrativo, la figura 11.3 presenta, superpuestas, las ondas de tormenta resultantes en cada estación para la tormenta de 100 años de recurrencia. Se observa que la amplitud de la onda de tormenta se amplifica al propagarse hacia el interior del río, debido tanto a la disminución de la profundidad como al del ancho. Esto queda aún más en evidencia en la figura 11.4, que muestra la envolvente de los máximos para la misma onda.

En la figura 11.5 se muestra cómo varían los niveles de inundación en Buenos Aires asociados a los períodos de retorno analizados, para los dos escenarios de aumento medio del nivel medio del mar, de acuerdo a los resultados del modelo RPP-2D. Se observa que prácticamente se produce un incremento del nivel de agua igual al del correspondiente aumento del nivel medio del mar, lo cual era esperable en función de los ensayos de sensibilidad mostrados en el capítulo 7.

Los mapas de inundación para distintas recurrencias se obtienen cruzando la envolvente de niveles máximos de inundación con el modelo numérico del terreno de la zona costera. En la figura 11.6 se muestra el mapa de inundación combinado para varias recurrencias

11.3. Mapas de inundación para el futuro

Para definir los escenarios de inundación por tormenta para las dos décadas del futuro (2030 y 2070), se consideraron los aumentos medio y extremo del nivel medio del mar (ver capítulo 7) y se supuso que las tormentas (campos de vientos) permanecían invariables respecto del presente.

Las figuras 11.7 y 11. 8 presentan los mapas combinados de inundación para los dos escenarios B2 del año 2030 y 2070 para varias recurrencias. Mayor información se presenta en las figuras 6 a 19 del Anexo 1.

CAPÍTULO 12

IMPACTOS ECONÓMICOS Y SOCIALES POR INUNDACIONES

Claudia E. Natenzon [1], Pablo M. Bronstein[2], Natalia Marlenko[1], Silvia G. González[1], Diego Ríos[1], Julieta Barrenechea[1], Ana María Murgida[1], María Cecilia Boudín[1], Ana Paula Micou[1], Elvira Gentile[1] y Sebastián Ludueña[1]
1 PIRNA. Facultad de Filosofía y Letras, UBA; 2 Universidad Tecnológica Nacional

12.1. Población

Las inundaciones pueden afectar población y bienes. Por eso fue importante determinar qué población (en cantidad) y qué bienes (según usos y localización) estarían expuestos a estos eventos en el caso de producirse un aumento en el nivel medio del mar como consecuencia del Cambio Climático.

Calcular la cantidad de la población expuesta a futuras inundaciones no es una tarea sencilla. Hay que contar con la localización de los habitantes de cada unidad administrativa e identificar cuántos de ellos se encuentran en un área que puede llegar a ser inundada.

Para lograr una cifra aproximada se realizaron dos cálculos utilizando información provista por el INDEC sobre los datos relevados en el Censo Nacional de Población y Vivienda de 1991 y en el Censo Nacional de Población, Hogares y Vivienda de 2001, desagregados en radios censales (la menor unidad en la que el Censo tiene agregados los datos) para las unidades administrativas incluidas en el área de estudio.

En un primer momento se tomó la curva topográfica de 5 metros sobre el nivel del mar, identificada en su oportunidad por el IGM (Instituto Geográfico Militar) y se calculó la población en base a los radios censales incluidos en el área comprendida entre la mencionada curva topográfica y la línea de costa del Río de la Plata. Para realizar este cálculo, se visualizó la superposición de ambos aspectos en un GIS.

En 1991 el 16,5% de la población (aproximadamente 1.700.000 personas) se encontraba ubicada bajo la cota de 5 metros sobre el nivel del mar. Un década después, mientras que el valor de la población total disminuyó, la cantidad de personas localizadas bajo dicha cota aumentó (casi en 200.000 personas) pasando a representar el 19,4% de la población total del área. La disminución de población total no se explica tanto por procesos demográficos sino más bien por una redefinición de las divisiones político administrativas de algunos de los partidos considerados y su consecuente influencia en la sumatoria de valores poblacionales. De esta fragmentación, ocurrida a mediados de los noventa, surgen algunos partidos nuevos que en el Censo 2001 quedan excluidos del área de estudio y, en consecuencia, su población ya no integra el valor total como sucedía en 1991. Esto ocurre en los casos de General Sarmiento, que se dividió en Malvinas Argentinas, José C. Paz y San Miguel, quedando sólo este último dentro del área de afectación en 2001; del mismo modo Morón fue dividido en Morón, Ituzaingó y Hurlingham, siendo este último el que quedó incluido en 2001.

En una *segunda instancia* se realizó un cálculo más preciso del área afectable, en base a la utilización de información de alturas en el terreno proveniente de una imagen radar. De esta manera, se logró, además de la precisión en el cálculo, la actualización de los relevamientos del IGM (que tienen ya varias décadas).

Con esta herramienta, se obtuvo una grilla con una cantidad determinada de celdas, en la que a cada una de las celdas le corresponde una altura en el terreno. Para calcular la población afectable, se superpuso la grilla de radar con la capa de población por radio censal en el SIG. A través de técnicas de geoprocesamiento, se asignó a cada celda la cantidad de población de acuerdo a la relación proporcional entre la superficie de las celdas y la superficie de los radios censales. Para hacer este cálculo, se partió del supuesto de que a igual cantidad de superficie corresponde igual cantidad de población, lo que en la realidad no es estrictamente cierto. De todas formas, se entiende que se trata de un procedimiento que permite un acercamiento mayor a la cantidad de personas potencialmente afectables por el aumento en el nivel del mar.

En este nuevo cálculo los datos obtenidos señalan una población de 866.207 personas que podrían estar expuestas en el conjunto del área estudiada. La mayor concentración de población afectable se encuentra obviamente en el eje formado por el Área Metropolitana de Buenos Aires y el Gran La Plata. En el capítulo 5 se discrimina esta afectación para distintos escenarios y para distintos tiempos de retorno de las inundaciones.

Tabla 12.1 Población afectable: primera aproximación en base a datos suministrados por los Censos Nacionales de Población de los años 1991 y 2001 (INDEC, 1992 y 2003).

UNIDAD ADMINISTRATIVA	*Censo Nacional de Población y Vivienda de 1991*			*CENSO NACIONAL DE POBLACIÓN, HOGARES Y VIVIENDA DE 2001*		
	POBLACIÓN TOTAL (hab.)	*POBLACIÓN AFECTABLE*		*POBLACIÓN TOTAL (hab.)*	*POBLACIÓN AFECTABLE*	
		VALORES ABSOLUTOS (HAB.)	*VALORES RELATIVOS (EN %)*		*VALORES ABSOLUTOS (HAB.)*	*VALORES RELATIVOS (EN %)*
Tigre	257.922	154.448	59,8	301.223	169.435	56,2
Gral. Sarmiento	652.969	11.055	1,7	------	------	------
San Miguel	------	------	------	253.086	10.472	4,1
Morón	643.553	1.134	0,2	------	------	------
Hurlingham	------	------	------	172.245	1.398	0,8
Tres de Febrero	349.376	25.393	7,3	336.467	24.754	7,4
Gral. San Martín	406.809	57.040	14	403.107	63.976	15,9
San Fernando	144.763	110.165	76,1	151.131	112.460	74,4
San Isidro	299.023	45.711	15,3	291.505	46.666	16,0
Vicente López	289.505	10.920	3,7	274.082	9.059	3,3
Capital Federal / Ciudad de Bs. As.	2.965.403	352.148	11,9	2.776.138	376.665	13,6
La Matanza	1.121.298	46.718	4,1	1.255.288	65.332	5,2
E. Echeverría	275.793	23.351	8,5	243.974	19.698	8,1
Ezeiza	------	------	------	118.807	199	0,2
Lomas de Zamora	574.330	175.051	30,5	591.345	202.170	34,2
Lanús	468.561	171.686	36,6	453.082	166.953	36,8
Avellaneda	344.991	248.089	71,9	328.980	237.845	72,3
Quilmes	511.234	99.663	19,5	518.788	123.184	23,7
Berazategui	244.929	24.663	10,1	287.913	29.812	10,3
Ensenada	48.237	48.237	100,0	51.448	51.448	100,0
La Plata	541.905	51.609	9,3	574.369	55.472	9,1
Berisso	74.761	74.761	100,0	80.092	80.092	100,0
Magdalena	22.409	11.441	51	16.603	10.628	64,0
Punta Indio	------	------	------	9.362	1.118	11,9
Chascomús	35.174	246	0,7	38.647	206	0,5
Castelli	7.025	380	5,4	7.852	341	4,3
Tordillo	1.444	1.444	100,0	1.742	1.742	100,0
Dolores	24.306	574	2,4	25.216	377	1,5
Maipú	10.042	142	1,4	10.193	87	0,9
Gral. Lavalle	3.046	3.046	100,0	3.063	3.063	100,0
La Costa	38.603	5.962	15,4	60.483	8.193	13,5
Total	**10.357.411**	**1.705.117**	**16,5**	**9.636.231**	**1.872.845**	**19,4**

12.2. Uso del suelo

Las características particulares del espacio geográfico del área de estudio, con una gran diversidad de condiciones naturales y socio-culturales, fueron relacionadas con las posibilidades que brindan las imágenes satelitales.
En 1991, formaban parte del área afectables 26 partidos y la Capital Federal. En 2001, eran 28 partidos.

Se elaboró una clasificación acorde a los factores enunciados que se realizó a través de la interpretación visual de imágenes satelitales y del uso de sistemas de información geográfica. La figura 29 del Anexo 1 muestra la tabla de los diferentes usos de suelo y las figuras 30 y 31 del mismo anexo la distribución geográfica del uso del suelo en la zona que va de Punta Piedras a Tigre y la de la costa de al Bahía de Samborombón, respectivamente.

En la zona norte del área de estudio (entre los partidos de Tigre y Ensenada) se elaboró una tipología de 18 clases, de las cuales 9 pertenecen a tipos de usos urbanos. Esto es así debido a la importancia que tiene este uso en la zona, representado por el aglomerado urbano del Área Metropolitana de Buenos Aires y el Gran La Plata. En la zona sur, mientras tanto, se utilizó una tipología de 12 clases; en este caso se simplificó la tipología urbana, por ser un área de uso netamente rural. Las clases identificadas se observan en el cuadro siguiente, mientras que la localización de los usos puede verse en las figuras 12.2 y 12.3.

Cuadro 1

Área Norte (Tigre a Ensenada)		Área Sur (Magdalena a Pdo. De la Costa)	
Usos urbanos	Usos rurales y otros	Usos urbanos	Usos rurales y otros
Zona Urbana	Agricultura	Zona urbana y vías de comunicación	Agricultura 1
Zona industrial	Ganadería		Agricultura 2
Zona portuaria	Forestal		Forestal
Zona recreativa	Fruticultura		Ganadería
Espacios verdes:	Horticultura		Vegetación natural y cultivo
Urbano-Quintas	Vegetación Natural		Vegetación natural en zona anegadiza
Quinta-Country	Zonas Húmedas		Áreas inundables sin vegetación
Militar	Vegetación Natural en Zonas Húmedas		Suelo desnudo
Aeródromo – Aeroparque.			Agua con sedimentos
			Agua clara

Mientras que el área norte se caracteriza por la dominancia del uso urbano, el uso del suelo del área sur es predominantemente ganadero, por sus características geomorfológicas y edáficas correspondientes a un área baja de la

Pampa Deprimida. El uso agrícola se encuentra principalmente en el partido de Punta Indio y en forma dispersa en los partidos de Chascomús, Castelli y Tordillo. En el sur el uso urbano es muy poco representativo, siendo Verónica, Pipinas y General Lavalle las únicas ciudades del área.

En el área norte, los usos rurales están en gran parte asociados a la presencia de los aglomerados urbanos. Así, se observan actividades como la horticultura y la fruticultura, propios de los cordones de cultivos suburbanos que suelen actuar como proveedores de las ciudades. También se observa la existencia de zonas de quintas y countries típicamente periurbanas, que se han desarrollado fuertemente en la última década en los ejes norte y sur del Área Metropolitana de Buenos Aires.

12.3. Bienes expuestos

Para calcular los bienes patrimoniales expuestos se realizó un relevamiento de oficinas públicas y de seguridad social, centros de salud, edificios dedicados a la educación, instalaciones de seguridad, áreas de transporte y circulación, industrias y áreas recreativas, para cada una de las unidades administrativas que configuran el área de estudio. La información se obtuvo mediante contactos a distancia y relevamiento de campo. Los contactos a distancia se realizaron por internet, correo postal y teléfono/ fax. Con la información obtenida se construyó una base preliminar que luego fue completada y ajustada con relevamientos in situ en las oficinas de las 28 municipalidades cabecera de partido más la Ciudad Autónoma de Buenos Aires. En la siguiente tabla se observa la cantidad de registros relevada por unidad administrativa y tipo de bien patrimonial considerado.

Al igual que en la determinación del número de habitantes afectables, en este relevamiento se identificaron aquellos bienes ubicados bajo la cota de los 5 metros, lo que dio como resultado el siguiente patrimonio edilicio y constructivo que podría estar expuesto a inundaciones por un aumento en el nivel medio del mar para todo el área en estudio:

Oficinas públicas	125
Seguridad social	17
Centros de salud	205
Educación	928
Seguridad	92
Circulación	41
Industrias	1.046
Áreas recreativas	306

Sobre estos datos es posible realizar algunos comentarios acerca de su distribución absoluta y relativa en diferentes partidos.

Tabla 12.2. Cantidad de establecimientos relevados

Partido	Circula-cion y Transp.[1]	Oficinas Públicas	Seguridad Social	Centros de Salud	Educa ción	Seguridad (Pol. y Bomb)	Indus-trias[2]	Recrea-cion[3]
Tigre	7	29	2	22	138	18	88	15
San Fernando	4	19	2	29	99	8	558	58
San Isidro	4	20	3	33	271	13	377	44
San Miguel	3	2	2	24	228	9	143	29
San Martín	3.	7	2	38	268	12	551	21
Vte López	6	41	2	33	209	7	237	84
Hurlingham	3	20	1	12	122	5	27	30
3 de Febrero	4	10	2	11	219	13	112	66
Cap. Fed	20	39	9	144	1777	107	165	1067
La Matanza	5	14	3	91	746	30	474	1
Ezeiza	2	24	1	22	90	9	3	36
E. Etcheverría	4	8	2	30	154	9	483	100
L. de Zamora	5	40	3	68	389	15	1215	85
Lanús	4	3	2	69	305	13	372	118
Avellaneda	4	47	2	53	280	16	110	65
Quilmes	4	17	2	69	382	19	996	53
Berazategui	4	18	2	47	156	9	152	28
Ensenada	5	6	2	18	42	4	18	25
La Plata	5	220	4	103	555	23	418	48
Berisso	4	8	2	15	56	6	69	21
Magdalena	3	9	0	8	42	8	10	13
Castelli	3	8	1	5	27	4	1	12
Chascomús	4	12	2	8	90	6	21	16
Maipú	3	8	1	7	28	4	1	9
Tordillo	1	1	0	2	13	2	2	1
Gral Lavalle	2	3	1	2	19	4	0	5
Dolores	4	11	2	8	39	3	6	17
LA Costa	5	35	9	17	57	17	0	48
Punta Indio	4	6	1	6	24	4	6	8
Total de Registros	**85**	**686**	**66**	**996**	**6828**	**366**	**7489**	**2128**

Notas a la tabla 12.2:

1. Se ha tomado como registro individual a cada ruta de acceso principal al partido, cada línea de ferrocarril, aeropuertos y puertos.
2. Cada unidad de registro obtenido corresponde a una industria en particular salvo para el caso del Partido de Ezeiza donde el número consignado (3) corresponde a tres zonas industriales (superficie con uso del suelo destinados a esta actividad), desconociéndose en su interior el número de establecimiento que cada una de ellas posee.
3. Cada unidad de registro obtenida se remite a un establecimiento recreativo con la salvedad de los espacios verdes donde hay una gran variedad de superficies de acuerdo al partido que se trate. En este último caso, relevamos desde la plaza de un barrio hasta importantes pulmones verdes.

Las *oficinas públicas* corresponden a todas las dependencias municipales y provinciales dentro de cada partido. En los resultados encontrados cabe destacar que los partidos de Berisso y Ensenada tienen el total de las oficinas públicas ubicadas por debajo de la cota de 5 metros. Les siguen los partidos de Tigre y San Fernando con más del 50% de sus oficinas localizadas en la zona de afectación (72,5% y 52,7% respectivamente).

Luego sigue el partido de Avellaneda, que llega al 46,8% (mientras que si se consideran valores absolutos es el partido que tiene mayor cantidad de oficinas públicas expuestas, con 22 edificios). En el resto de los casos las oficinas públicas se ubican en un 75% y más por sobre los 5 metros.

Dentro del rasgo *centros de salud* se han considerado todas las unidades sanitarias tanto públicas como privadas. En este caso, los partidos con más exposición son: nuevamente Ensenada y Berisso con un porcentaje de 88,9% y 93,7% respectivamente. Le sigue San Fernando, con un 65% de infraestructura hospitalaria debajo de los 5 metros y Avellaneda con el 51%. Los partidos restantes tienen más del 50% de sus centros de salud por encima de la cota señalada.

Con respecto a las *edificaciones dedicadas a la educación* en todos sus niveles, se observa que también son los partidos de Ensenada y de Berisso los que poseen valores mayores: el 95,5% y 82,1% respectivamente de sus instituciones por debajo de la cota de 5 metros; siguiéndole Avellaneda con el 56,5%. Para el resto de los casos, la infraestructura afectada es menor al 67%.

Si pensamos en términos de cantidades absolutas de escuelas situadas por debajo de los 5 metros, es interesante notar que el valor máximo corresponde a la Capital Federal con un total de 182. Sin embargo en porcentaje, solo representa el 10% de los bienes.

En el rasgo *industrias* se han relevado todos los establecimientos industriales que estaban registrados como en funcionamiento dentro de cada uno de los partidos en el momento del relevamiento (2004). Con respecto a su distribución, nuevamente los partidos de Ensenada y Berisso son los que presentan el porcentaje mayor de bienes expuestos; en este caso, la totalidad de ellos se encuentran por debajo de los 5 metros. Luego presentan un elevado porcentaje de exposición los partidos de Avellaneda con el 82%, San Fernando con el 61% y Lanús con el 51%.

En términos de cantidades absolutas, San Fernando es el que presenta mayor número de industrias expuestas, luego el partido de Lanús y continua Quilmes que porcentualmente presenta solo el 15%.

Con respecto a las *instalaciones de seguridad*, se tomaron todos los establecimientos policiales, de bomberos y algunos militares. Para localizar los registros que constituyen este rasgo, tuvimos el inconveniente de que muchos de ellos poseían direcciones erróneas, por lo cual no pudieron ser registrados individualmente y sólo se consideraron en el total. Ensenada presenta el 100% de sus bienes debajo de los 5 metros aunque solamente estamos hablando de 5 registros. Para Avellaneda tenemos el 82%, que en cantidades representa 13 instalaciones y en Berisso el 66%, que corresponde solamente a 4 establecimientos. Tanto el partido de Tigre como el de San Fernando, presentan el 50% de sus establecimientos de seguridad por debajo de la cota de los 5 metros. La mayor cantidad de registros absolutos de oficinas de bomberos y de policías se encuentra en la Capital Federal con un total de 13 pero que llevados a porcentaje solo representan el 17%.

El rasgo *Seguridad Social* corresponde a todas las oficinas de Cajas de jubilaciones del ANSES, y a una Obra Social: IOMA (ya que resultaba imposible registrar la multiplicidad de situaciones existentes). Aquí obtuvimos muy pocos registros. Los partidos de Berisso, Ensenada y Tigre tienen el 100 de sus oficinas por debajo de los 5 metros, debiendo tomarse en cuenta que no hemos identificado más de dos registros por partido.

En relación a las *áreas recreativas*, podemos decir que presentan una gran heterogeneidad de tipos de registros en su interior. Consideramos a todos los clubes y polideportivo, centros culturales y museos así como también los espacios verdes donde relevamos: plazas, parques, zonas verdes del ferrocarril y reservas. Los partidos de Ensenada, Berisso y San Fernando son los que presentan 100%, 81 % y 58,7% respectivamente de sus áreas recreativas debajo de los 5 metros. La mayoría de las mismas corresponden a grandes espacios verdes. Luego sigue Avellaneda con un 56%. En los restantes casos, tenemos el 60% de los bienes por encima de la cota tomada.

En **síntesis**, los partidos con mayor porcentaje de bienes expuestos corresponden a Ensenada con el 88,3% y Berisso con el 93,4%. Sin embargo, en número de bienes no son relevantes. Si tomamos las cantidades absolutas de bienes registrados por debajo de los 5 metros para el área las unidades administrativas con la mayor cantidad son: Capital Federal, San Fernando y Lanús, representando porcentualmente un valor inferior al 57% de bienes distribuidos por debajo de 5 metros.

Esta tarea de relevamiento de la información nos permitió constatar la baja cantidad de informatización y sistematización de los datos que presentan muchos de los partidos incluidos en este estudio. Por otra parte en algunos casos

en los que se cuenta con página web, ella no está aprovechada como medio de difusión pública de los datos concernientes a los bienes y servicios disponibles. La situación de precariedad para la elaboración y sistematización de los datos en algunos de los partidos, nos enfrentó a la dificultad de acceder a la información necesaria.

Por otro lado, en Páginas Oficiales del Gobierno de la Provincia de Buenos Aires gran parte de los números telefónicos/fax de los municipios que allí aparecían eran inexistentes o estaban desactualizados. Finalmente la gran extensión del área de estudio dificultó el relevamiento directo y en consecuencia, la obtención de información común y actualizada para todas las unidades de análisis.

12.4. Afectación inmobiliaria y de infraestructura

La metodología para la valoración de esta afectación fue presentada en el capítulo 5. Una aproximación a la valorización económica fue realizada para algunos elementos de infraestructura de servicios (plantas potabilizadoras, estaciones de líquidos cloacales, centrales termoeléctricas, líneas de transmisión, red ferroviaria, red vial interurbana y red vial urbana) y edilicia (edificios públicos, viviendas, mobiliario). Los parámetros definidos fueron: costo básico de obra nueva, altura de inundación, porcentaje de afectación, costo probable de afectación, diferencia de afectación entre situación actual y futura, y costo incremental por aumento de afectación. No se han considerado costos indirectos tales como limitaciones al trasporte de personas y bienes, gastos por evacuación o afectaciones al comercio.

Dado que el escenario de aumento del nivel medio del Río de la Plata estimado para el presente siglo no habrá de afectar como inundación permanente a las infraestructuras analizadas, el costo asociado a ese incremento de nivel medio va a estar primariamente ligado a los gastos adicionales por bombeo. El impacto económico mayor provendrá del aumento de la frecuencia de inundaciones temporarias (ligado, en parte, a ese aumento de nivel medio), y será dominante el daño a la infraestructura edilicia.

Como resultado de la evaluación realizada se han obtenido además montos de daños anuales a la infraestructura pública y privada en el área metropolitana de Buenos Aires, para condiciones actuales y para condiciones futuras con incremento del nivel medio del mar y el consiguiente del Río de la Plata, que a su vez se traducirá en mayores frecuencias de eventos intensos puntuales (sudestadas).

El daño inmobiliario actual se estimó en aproximadamente 30 M U$S/ año y si se asume que no habrá ningún cambio socio-económico, este valor podría crecer cerca de 100 y 300 M U$S/ año en los escenarios A2 de 2030/2040 y 2070/2080

respectivamente (Fig. 12.1) Sin embargo, debe tomarse en cuenta que estas cifras no incluyen los barrios cerrados, la tendencia creciente de construcción de ciudades caras en las áreas costeras o las pérdidas de horas de actividades que pueden inferirse como muy importante a partir de las cifras indicadas en el párrafo anterior. Tampoco se consideró la expansión de la infraestructura, la que obviamente tendrá lugar en respuesta al incremento de la demanda por aumento vegetativo de la población. Así, estos valores deben ser considerados como el límite o piso más bajo de una estimación con alto grado de incertidumbre.

CAPÍTULO 13

INSTITUCIONES, CULTURA Y ADAPTACIÓN

Claudia E. Natenzon, Natalia Marlenko, Silvia G. González, Diego Ríos,. Julieta Barrenechea, Ana María Murgida, María Cecilia Boudín, Elvira Gentile y Sebastián Ludueña
PIRNA. Facultad de Filosofía y Letras, UBA.

13.1. Introducción

El análisis de los casos de estudio del barrio de La Boca y el municipio de Avellaneda permitió conocer algunos aspectos institucionales y culturales de la sociedad frente a las inundaciones agravadas por un eventual aumento del nivel medio del mar que pueden ser considerados como procesos de adaptación a los cambios y desafíos que presenta el ambiente. La selección de estos casos se realizó teniendo en cuenta la magnitud de la superficie y la cantidad de población afectables en comparación al resto del área de estudio. En el caso del barrio de la Boca (Ciudad Autónoma de Buenos Aires) la totalidad de su superficie y población serían directa o indirectamente afectables, ya que se encuentra enteramente bajo los 5 m. En el caso del partido bonaerense de Avellaneda el 60% de su superficie y el 75% de su población serían afectables, siendo uno de los más perjudicados dentro del AMBA. Cantidad de personas y/o superficie y bienes afectables son los criterios que tradicionalmente se toman para evaluar la importancia de una posible catástrofe (Fig. 13.1).

13.2. Casos de estudio: El barrio de La Boca y el partido de Avellaneda

El *barrio de La Boca* es uno de los más antiguos de la ciudad de Buenos Aires que nació como puerto en un área anegadiza. En el imaginario urbano, La Boca siempre ha sido considerada como un área marginal de la ciudad, a pesar de los proyectos de renovación urbana que se están impulsando desde el Gobierno de la Ciudad de Buenos Aires (GCBA) en los últimos años. Entre otros aspectos que juegan en la construcción negativa de este imaginario, las inundaciones (y el alto grado de contaminación asociado a estas) ocupan un rol significativo. Precisamente, la peligrosidad más importante de La Boca es la inundación originada en “sudestadas” y lluvias intensas.

En el año 2001 el barrio tenía 39.396 habitantes en una superficie de 3,3 km^2 (1,29% de la Ciudad Autónoma de Buenos Aires) con una densidad de 11.938 hab./km^2 (1,65% de la Ciudad).

Las instituciones del GCBA que tienen a cargo el manejo de las inundaciones en las distintas instancias son:

- Prevención: Dirección de Emergencias Sociales y Defensa Civil (DESyDC) y Cuerpo de Emergencias en la Vía Pública (CEVIP) de la Subsecretaría de Logística y Emergencias; Dirección de Hidráulica de la Secretaría de Infraestructura y Planificación.
- Respuesta: Dirección de Emergencias Sociales y Defensa Civil (DESyDC) y Cuerpo de Emergencias en la Vía Pública (CEVIP) de la Subsecretaría de Logística y Emergencias; Sistema de Atención Médica de Emergencia (SAME).
- Rehabilitación: Dirección de Emergencias Sociales y Defensa Civil (DESyDC) de la Subsecretaría de Logística y Emergencias; Secretaría de Salud; Secretaría de Infraestructura y Planificación.

El análisis de documentos públicos y las entrevistas realizadas han permitido establecer que estas instituciones actúan de forma desarticulada y muchas veces sus intervenciones se superponen. Se han detectado, además, actitudes de desconfianza entre las oficinas públicas (más ligadas a la toma de decisión) y las instituciones técnicas que participan en la preparación y respuesta frente a catástrofes, como lo son el Servicio Meteorológico Nacional (que emite las alertas meteorológicas por tormentas severas) y el Servicio de Hidrología Naval (que emite las alertas hidrológicas ante sudestadas). El desajuste institucional se completa con carencia de canales de comunicación entre las instituciones y la población.

El tipo de respuesta desarrollado por estas instituciones de gobierno siempre estuvo asociado a la construcción de obras de ingeniería como medida de mitigación sin haberse prácticamente contemplado medidas no estructurales, incluyendo instrumentos de planificación urbana para áreas peligrosas. Puede decirse que el manejo de la inundación estuvo siempre separado de la planificación urbana, como dos instancias sin relación entre sí.

La intervención estructural más importante de la última década fue la construcción de una defensa costera frente a sudestadas, que incluye, además, sectores de muelles operativos y turísticos, pero que sin embargo se ha realizado sin haber contemplado la hipótesis de aumento en el nivel del mar. De esta forma los fines de esta obra pública no solo están asociados a la mitigación de inundaciones sino también a la valorización del barrio promovida desde el GCBA. Sin embargo, desde el punto de vista de la construcción del riesgo, estos

procesos instalan un falso sentimiento de seguridad que debilita las pautas culturales de los habitantes (redes informales de alerta entre vecinos, por ejemplo), ocultando el riesgo por inundaciones.

Todos los problemas señalados tienen una compensación en ciertos aspectos positivos que podrían considerase como potencialidades de cambio. Se trata de los cambios recientes en el organigrama del GCBA que han colocado dentro de la misma oficina el área de planificación urbana y el de obras públicas. Por otro lado, y también a nivel de decisión política, se han incorporado recientemente algunas medidas no estructurales en los últimos planes para prevención de inundaciones. Finalmente, y en otro nivel, la fuerte tradición participativa y el conocimiento que los vecinos del barrio tienen respecto de las inundaciones (cómo prepararse, como responder, como ayudarse) son ejemplos importantes de cómo procesos de adaptación pueden tender a la reducción de su propia vulnerabilidad.

El municipio de Avellaneda, localizado frente al barrio de La Boca con el Riachuelo como límite entre ambos, es uno de los centros de población más antiguos cercanos a la ciudad de Buenos Aires. Situado sobre un área inundable, ha tenido un perfil industrial desde sus orígenes como ciudad. Desde la década de 1940 el municipio tiene niveles altos de urbanización (mayores al 90%). Los principales peligros en Avellaneda están asociados a las inundaciones y la contaminación.

Su población total en 2001 era de 328.980 habitantes, en un área de 55 km2. De acuerdo con estos datos, la densidad de población era de 5.993 habitantes/km^2.

Como lo señala la Ley de Defensa Civil para todos los municipios argentinos, la principal institución municipal encargada del manejo de los desastres en Avellaneda es la Junta Municipal de Defensa Civil (JMDC), integrada por:

✓El Intendente (Presidente);
✓El Director de Defensa Civil (Secretario);
✓Los Secretarios Municipales –de Salud, de Acción Social, etc.- (Vocales);
✓La Brigada de Bomberos Voluntarios (Vocal);
✓Prefectura Naval de Dock Sud (Vocal);
✓Cruz Roja –la oficina de Villa Domínico- (Vocal); y
✓Líderes de Entidades Sociales tales como los Boy Scouts (Vocales no permanentes).

Algunas limitaciones encontradas en el manejo de los desastres han sido la falta de continuidad en las políticas de Defensa Civil. En relación a ello, la designación del Director de Defensa Civil, coordinador de la JMDC es una decisión política y se renueva como mínimo cada cuatro años con cada cambio

de gobierno municipal, influyendo negativamente en la continuidad de las políticas de esta institución. Por otro lado, los vocales y otros representantes de la sociedad civil no son partícipes efectivos de la JMDC, por lo que sus puntos de vista no son tenidos en cuenta. En consecuencia, las decisiones en esta materia están solo en las manos del Director de Defensa Civil.

Estas deficiencias encuentran su compensación en una intensa coordinación entre algunas de las instituciones encargadas de la emergencia: los Bomberos Voluntarios, la Cruz Roja y la Prefectura Naval, a través de la realización periódica de simulacros de emergencia. Otro aspecto positivo, aunque circunstancial, es la designación en el 2003 de un nuevo Director de Defensa Civil, que tiene un conocimiento profundo del manejo de desastres adquirido en su rol de Jefe de la Federación de Bomberos Voluntarios de la Provincia de Buenos Aires. Finalmente, en las instituciones de Avellaneda encontramos un número importante de personas altamente entrenadas y con experiencia en la materia que pueden ser una base importante para poner en práctica y mejorar las políticas de manejo de desastres.

Además de sus propias instituciones, los municipios cuentan con *instituciones nacionales* con incumbencias directas que trabajan con los gobiernos locales en el desarrollo e implementación de políticas de manejo de desastres: la Dirección Nacional de Políticas de Seguridad y Protección Civil (DNPSyPC) y el Sistema Federal de Emergencias (SIFEM). En la última década, estas instituciones han sufrido varios cambios de jurisdicción. La DNPSyPC, creada a fines de la década de 1930 con el nombre de Comando de Defensa Antiaérea del Ejército Argentino, fue transferida del Ministerio de Defensa al Ministerio del Interior por la segunda reforma del Estado producida en 1996. El SIFEM, creado en 1999 dentro de la Jefatura de Gabinete, fue trasladado junto con la DNPSyPC en febrero de 2002 a la Presidencia de la República. Cinco meses después ambas instituciones fueron nuevamente transferidas al Ministerio de Justicia y Derechos Humanos. Finalmente, el 21 de agosto de 2004 fue anunciado el paso de la Secretaría del Interior (dentro de la cual están ubicados la DNPSyPC y el SIFEM) al Ministerio del Interior. La asiduidad de estos cambios no responde, como podría suponerse, a procesos rápidos de adaptación a nuevas circunstancias. Por el contrario, responden a otras necesidades externas a la problemática de las catástrofes y de esta forma incrementan y amplían la vulnerabilidad social, tanto a nivel local como nacional, poniendo en evidencia la escasa relevancia del tema en la agenda pública (Fig.13.2).

Como conclusión, es posible señalar varias características salientes del manejo del desastre y las instituciones involucradas:

1) Las medidas públicas para el manejo de las inundaciones están desvinculadas de las políticas urbanas globales, siendo que la

planificación urbana podría tender a la reducción del riesgo a través de diversas decisiones y acciones (las llamadas "medidas no estructurales").

2) Existen obstáculos formales entre instituciones, tales como: desconfianzas y rivalidades, falta de comunicación (por ejemplo, falta de conocimiento de lo que posee el otro), falta de coordinación y articulación, entre otros.
3) Algunos programas y proyectos exitosos se han descontinuado con cada cambio de gobierno, e incluso con cada cambio de funcionario a cargo, lo cual revela la escasa importancia asignada a la prevención de las catástrofes.
4) La política de estas instituciones de gobierno está desde sus inicios sesgada hacia el momento de la emergencia, con énfasis en la solución de tipo "estructural" (obras de ingeniería).
5) No existe una comunicación suficiente sobre riesgos y desastres por parte de las instituciones hacia la población afectable.

Esta fragmentación de políticas y acciones incrementa la vulnerabilidad social y genera altos grados de incertidumbre que amplifica los daños de cada catástrofe. Las instituciones y sus políticas no pueden ser sostenibles en el tiempo a causa del estilo de manejo institucional, típico de nuestra cultura, que no es adecuado para afrontar procesos de larga duración (construcción social del riesgo de catástrofes). Esto puede explicar el hecho de que los planes de mitigación ejecutados, en ejecución y proyectados, y los procesos de comunicación al público no han considerado aún los cambios que implicaría un aumento en el nivel medio del mar por Cambio Climático.

Aún cuando existen todas estas dificultades a nivel institucional, los aspectos culturales de la vulnerabilidad social pueden actuar como dispositivos de adaptación que juegan un rol positivo en la reducción del riesgo de inundación. La elección de sistemas constructivos oportunos, el montaje de redes de solidaridad y autoayuda (como pueden ser las relaciones de vecinazgo), el alto sentido de pertenencia e identidad con el lugar, las experiencias en torno a las inundaciones (tanto las vividas como las narradas de generación en generación), etc., son algunas de las estrategias establecidas por sectores de la población para minimizar el efecto de las inundaciones y, que a su vez, expresan el reconocimiento de su propia vulnerabilidad social.

El análisis de las potencialidades vinculadas con los aspectos culturales de la sociedad pone de relieve el conocimiento práctico en torno a las catástrofes que ha construido la población a lo largo históricamente, lo que representa un elemento de juicio más para acreditarla a participar (con sus propuestas, percepciones, ideologías, lógicas, etc.) en forma activa en la toma de decisiones en el momento de planificar o dar soluciones a esta compleja problemática.

13.3. Riesgo, incertidumbre y adaptaciones

Es necesario remarcar que, considerando un nivel de localización particular (por ejemplo, en relación a la localización de una vivienda, de una industria o de un comercio) no es posible saber con precisión si al estar bajo la cota de 5 metros sobre el nivel del mar se inundará o no, y cuándo. La localización precisa de cada inmueble inundado periódica o definitivamente resultará de múltiples acciones actuales y futuras (el valor inmobiliario, la obras publicas, las protestas vecinales para lograr estas obras, la disponibilidad de fondos, etc. etc.) que están en manos de una gran cantidad de decisores públicos y privados, todos con intereses legítimos pero parciales.

Lo que sí es posible anticipar para determinadas áreas son las probabilidades de que ello suceda, configurando distintos escenarios con distintas recurrencias. En consecuencia, las decisiones de cómo prevenir las inundaciones y disminuir los impactos no son únicas sino múltiples, y la elección debería resultar de una discusión amplia entre todos los actores involucrados, en la cual se expliciten qué riesgos (información precisa) y qué incertidumbres (datos nuevos a construir) existen, qué estrategias pueden llevarse a cabo, a quiénes perjudican o benefician, y con qué costos para los particulares y/o para el Estado.

¿Es posible hablar aquí de adaptación? Hay que tomar la noción de "adaptación" con ciertas prevenciones. En ciencias naturales la adaptación es sinónimo de vida, aún en condiciones extremas. En el análisis de los procesos sociales, en cambio, adaptación puede ser utilizado como mantenimiento del status quo, o para fundamentar planteos en los cuales el modelo a seguir es el de los pobres. Seguramente que las distintas prácticas de los diferentes sectores sociales en situaciones críticas brindan lecciones a ser aprovechadas, pero ellas deberán encuadrarse en un modelo de desarrollo donde las oportunidades sean más igualitarias para todos, y en el cual se pueda ejercer el derecho a saber el riesgo que se corre en el lugar donde se vive.

Estos casos estudiados brindan lecciones para futuras inundaciones originadas en un Cambio Climático. Las enseñanzas del AIACC LA26 dan cuenta de situaciones reales de vulnerabilidad social, impactos en catástrofes por inundaciones y procesos que pueden ser considerados de adaptación positiva. Ellas podrán ser extrapoladas en casos similares de asentamientos humanos urbanos y rurales en el litoral de ríos y estuarios mayores.

CAPÍTULO 14

TENDENCIAS CLIMÁTICAS, HIDROLÓGICAS Y OCEANOGRÁFICAS EN EL RIO DE LA PLATA Y COSTA URUGUAYA

Bidegain M.[1], F. R.M. Caffera[1,2],Blixen[1,3], V. Pshennikov[1,3],
J.J Lagomarsino[3], E.A Forbes[3,4], G.J Nagy[3]
1 Unidad de Procesos y Cambio Climático, Sección Meteorología, Instituto de Física, Facultad de Ciencias, Universidad de la República,
2 Unidad de Cambio Climático, MVOTMA; 3 Sección Oceanología, Grupo de Cambio Global, Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias
4 Servicio de Oceanografía , Hidrografía y Meteorología de la Armada (SOHMA)

14.1. Introducción y Métodos

14.1.1. Objetivo

El propósito de este capítulo es mostrar la variabilidad ambiental observada hasta el presente (2000-2003) en el Río de la Plata y la costa uruguaya desde el inicio de las observaciones geofísicas de la atmósfera y las aguas. La cuantificación de esta variabilidad permite detectar aparentes cambios de las variables estudiadas para la región, así como compararlas y relacionarlas. Así, la variabilidad observada se relaciona con fluctuaciones en la circulación atmosférica y oceánica, teleconexiones, con posibles alteraciones en la cobertura vegetal y también con la dinámica del régimen de humedad en los suelos de la región.

14.1.2. Métodos

Se utilizan valores de precipitación acumulados anualmente para la Estación Meteorológica Montevideo (Prado, Dir. Nac. Meteorología-DNM), con los cuales se estima la tendencia de las precipitaciones sobre el extremo sur del Uruguay desde 1883 y se la compara con los análisis anuales del conjunto de la precipitación sobre el Uruguay, extraídos de los análisis de la Universidad de East Anglia. De la misma manera se procede con las series históricas de temperatura (serie paralela de datos de la DNM). Por otro lado, se muestran las series de nivel medio del mar (NMM) relativo según los registros mareográficos de Montevideo desde 1902 (datos del SOHMA), así como los caudales de los ríos Paraná (desde 1904 en Corrientes, datos de la Secretaría. de RR Hídricos e INA, Argentina) y Uruguay (desde 1921 en Salto, datos del SOHMA e INA,

Argentina), de la salinidad en Montevideo, serie discontinua desde 1906 a 2000 (datos del Observatorio Nacional - 1906 a 1928- y el SOHMA desde 1936). La mayor parte de esta información ya había sido presentada hasta el año 1996 en el Estudio País de la CNCG (1997) o hasta el 2000 en diversos reportes y publicaciones de AIACC LA-32.

Finalmente se presenta la información de la velocidad media de los vientos (sin discriminar direcciones) para las estaciones Montevideo y Colonia (1961-2002, datos de la DNM) así como el índice de circulación zonal meridional (E-W) a los 57º de longitud entre latitudes 33 y 37ª, lo que permite determinar el gradiente de presión al medio del Río de la Plata (Pshennikov y otros 2003).

14.2. Análisis

14.2.1 Tendencias de precipitación

El ciclo anual de las precipitaciones es poco definido, con marcada variabilidad interanual para cada mes. Por lo general ocurre un mínimo invernal y otro mínimo en verano, habiéndose observado décadas con poca diferencia estacional a lo largo del año (décadas de los 50, 60 y 70).

Es de destacar que la fenomenología causante de la precipitación en la región cambia a lo largo del año, siendo predominantemente de origen convectivo durante el verano (diciembre-enero-febrero) y mayormente de carácter frontal durante el invierno (junio-julio-agosto). Las estaciones intermedias poseen componentes prácticamente iguales de lluvias convectivas y frontales, no existiendo componente orográfica en la precipitación, debido a la ausencia de relieve significativo.

En la evolución de las precipitaciones acumuladas anuales en el periodo 1901 al 1995 (Fig.14.1.), es claramente observable una tendencia creciente sobre el periodo completo. Esto configura un crecimiento de la precipitación acumulada media anual algo mayor al 20%, desde algo menos de 1000 mm a comienzos del siglo XX hasta unos 1200 mm hacia finales del mismo. La variabilidad disminuye fuertemente en extensos períodos, como por ejemplo entre la década de los años 20 y mediados de los 50. Por otra parte, también se observa un incremento de la misma desde finales de los años 50 hasta el presente. La tendencia positiva es más acentuada a partir de fines de los años 70.

En las últimas dos décadas el ciclo está caracterizado por la ocurrencia de dos mínimos, uno situado hacia fines de diciembre – comienzos de enero, y el otro en el invierno, hacia comienzos del mes de julio.

Las causas que llevaron a un incremento de las precipitaciones en el sur del

Uruguay en las últimas décadas precisan ser elucidadas por estudios más específicos, aunque ya hay antecedentes de cambios en la circulación hemisférica y en la región (Van Loon 1995; Minetti y Vargas 1985), que corren en el mismo sentido que la variación encontrada en la precipitación. Un mayor esfuerzo debería hacerse con respecto a la variabilidad intraestacional y también para determinar las posibles causas del incremento de las lluvias en la primavera (eventos ENSO, etc.). Este incremento, en la región de estudio, es parte de un patrón común, con variantes locales, que incluye la variabilidad observada en otras regiones del país y el Río de la Plata, en particular en el noroeste, donde la incidencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación es aún mayor (Caffera y Bidegain 1989; Bidegain y Caffera 1989) y también en Punta del Este (no mostrado aquí).

El ciclo anual de las precipitaciones no esta bien definido (14.2) y se han observado décadas con igualdad de precipitaciones a lo largo del año (décadas 50, 60 y 70). Las dos últimas décadas muestran un incremento de las lluvias en las estaciones intermedias y en especial un incremento mayor en la primavera, con un corrimiento de la fecha del máximo hacia finales de noviembre (Blixen y otros 2004).

14.2.2 Tendencias de temperatura

La evolución de la temperatura anual en el periodo 1901 al 1995 muestra también una tendencia creciente sobre el período completo (Fig. 14.3), configurando un crecimiento de las temperaturas medias anuales de aproximadamente 0,8° C durante el último siglo. Se observa que este incremento es sostenido desde finales de los años 70, acelerándose hasta el presente, habiéndose registrado los dos máximos históricos durante los últimos 5 años (Fig.14..4).

14.2.3 Tendencias del Nivel Medio del Mar

La evolución del nivel medio del mar (NMM) en el período 1902 – 2003 (Fig. 14.5) muestra un aumento de alrededor de 11 cm, mayor a las estimaciones anteriores de 6 cm (Forbes y Chao 1996) y 9 cm (Forbes 2002; Pshennikov y otros 2003). Es notable el fuerte incremento de las últimas tres décadas y, dentro de ellas, la asociación de los mínimos y máximos con los eventos La Niña y El Niño (p.ej. 1989-2000 y 1998-2002; ver también figura 14.3), principalmente debido a los caudales fluviales extremos (también cuentan los vientos y la presión).

Los años 2002 y 2003, caracterizados por altos niveles medios coincidentes con muy altas descargas del río Uruguay, no siempre acompañadas por el Paraná en este período, aportan evidencia complementaria de la importancia de la descarga

del Uruguay en los procesos oceanográficos (NMM, ubicación del sistema frontal y salinidad) en el corredor fluvial de la costa norte del Río de la Plata. Esto reafirma anteriores estimaciones de Nagy y otros (1997, 2002a) acerca de que la variabilidad del caudal del río Uruguay asociada a la variabilidad ENOS era responsable de fluctuaciones de ±10 cm en el NM de Montevideo, algo mayor a lo reportado por Barros y otros (2003) entorno a los 6 cm sobre la base de escenarios de descarga total.

Se aprecia desde 1921 que muchos valores netamente por encima o por debajo de la tendencia coinciden con altos y bajos caudales del río Uruguay, respectivamente; altos: 1927-28; 1959; 1998; 2002; bajos: 1933; 1944-1953; 1964; 1968; 1989. En varios casos los caudales del Paraná complementan o refuerzan a los del Uruguay. Por ejemplo, altos: 1941. 1959,1983, 1998, bajos: 1917, 1944-45, 1949, 1951.

Aproximadamente 1 cm del aumento se puede asociar con la disminución de la presión a nivel del mar cercana a – 1,3 hPa (Fig. 14.6 ; Forbes 2003; Pshennikov y otros 2003).
Algunas fluctuaciones de la presión atmosférica (PNM) se asocian débilmente con variaciones del NMM, por ejemplo, presiones altas y bajos NM en 1916-1917, 1931, 1999, o bajas PNM y altos NM en 1914, 1927 y 1959.

Los 11 cm de aumento están dentro del rango mundial, de 10-20 cm (IPCC 2001), pero sólo parcialmente se deben al aumento eustático asociado al calentamiento global, siendo el efecto combinado de caudales, vientos (menos crecidas extremas) y presión posiblemente mayor. En definitiva, esto obedece a variabilidad y cambios climáticos expresados a escala regional.

14.2.4. Tendencias Hidroclimáticas y Oceanográficas.

Las figuras 14.7 y 14.8 muestran la evolución histórica de los caudales de los ríos Uruguay y Paraná. El primero sigue mostrando su tendencia creciente sostenida, con un aumento de alrededor de 45% entre 1921 y 2003 (4100 - 5900 m^3/s), gran variabilidad interanual, clara asociación con eventos ENOS fuertes (especialmente en primavera) y medias extremas durante los últimos años (1998 y 2002) que influyen profundamente en la ubicación del sistema frontal, la salinidad y el NMM (Nagy y otros 2003; Pshennikov y otros; Severov y otros 2003, 2004). La serie del Paraná es similar, aunque muestra un aumento algo menor, además de menor variabilidad y máximos relativamente menos elevados durante los últimos años (p.ej. 2002).

La figura 14.9 muestra la serie discontinua de salinidad para Montevideo. Se agregó a lo presentado en anteriores reportes (Nagy y otros 2002a) información parcial del Observatorio Nacional del período 1906-1928 (antepuerto de

Montevideo). El período 1906 - 1910 se presenta como medias anuales, mientras que el período 1911-1928 lo hace como media total centrada en 1919, pues no se dispone de medias anuales discriminadas. Se estima una disminución histórica mayor o igual a 3 de la salinidad en Montevideo (mayor a lo reportado por Nagy y otros 2002a), así como la asociación con la tendencia y variabilidad de caudales. La salinidad tipo a principios de siglo era de 11.0 para caudales del Uruguay de alrededor de 4.000 m3/s, de 15,0 en los 1940s con caudales del Uruguay en torno a 3000 m^3/s, y de 8,0 en los 1990s, con caudales mayores a 5.500 m^3/s.

14.2.5. Tendencias recientes de la velocidad media del viento y ondas de tormenta

La 14.10 muestra la evolución reciente de la velocidad del viento en Montevideo y Colonia desde 1961 (Pshennikov y otros 2003). Se observa una moderada disminución de la media coincidente con el cambio del gradiente de presión zonal (Fig.14.11). Esto sugiere importantes cambios en los patrones, especialmente en la última década (desde 1994), ya que los vientos del Este han aumentado mientras se produjo el desplazamiento hacia el Sur del anticiclón del Atlántico Sur (Escobar 2002). Hay consistencia con la tendencia a la disminución de la ocurrencia de elevaciones extremas del nivel del mar en Montevideo "ondas de tormenta" durante el período (mayor a 3,0 m; Nagy y otros 1997; Pshennikov y otros 2003), asociadas a vientos del S y SW. De hecho, durante los últimos 30 años sólo se registró un evento mayor a 3,0 m, en febrero 1993 (Pshennikov y otros 2003; ver también contribución 3.5).

14.3. Síntesis y Conclusión

Las series geofísicas presentadas muestran tendencias incrementales, salvo la presión a nivel del mar, la salinidad y la velocidad media de los vientos, cambios en la variabilidad, aceleración del cambio en las últimas 2-3 décadas y fuerte interrelación.

La temperatura ha aumentado desde 1883 en algo más de 0,8º C, mientras que sólo en las últimas tres décadas el aumento ha sido similar, acelerándose en los 80s y registrándose en los últimos 5 años dos máximos históricos en Montevideo (17,8º C).

Lo mismo sucede con las precipitaciones, que han aumentado más del 20%, especialmente desde los 70s.

La presión atmosférica al nivel del mar ha disminuido 1,3 hPa, lo que se asocia a los cambios de circulación atmosférica mundial y regional (incluidos eventos ENSO y desplazamiento hacia el Sur del anticiclón del Atlántico Sur).

Los caudales fluviales de los ríos Paraná y Uruguay siguen subiendo, aunque en los últimos años se habría frenado algo el aumento del Paraná. No obstante, el río Uruguay tuvo una respuesta muy fuerte al evento El Niño 2002 desde octubre de 2002 a marzo de 2003.

El nivel medio del mar ya aumentó casi 11 cm hasta el 2003, de los cuales una fracción importante se dio en las últimas tres décadas; gran parte del aumento se explicaría por fenómenos locales (caudales, presión, cambios de vientos) y no sólo por calentamiento global (aumento eustático).

La superposición de varias series temporales geofísicas a partir de inicios del siglo XX permite apreciar períodos de alta coincidencia entre las variables; por ejemplo, en la década de 1940 hubo una fuerte disminución de caudales acompañada por un aumento de la salinidad. Asimismo se especula que la disminución de la velocidad de los vientos observada en los últimos 40 años estaría asociada al desplazamiento del anticiclón del Atlántico Sur.

Referencias

Barros V. 2003: Observed La Plata River level and Wind Fields Change. http://www.aiaccproject.org/meetings/SanJose_03/Session3/Session3_VBarros.ppt

Bidegain M., y R. M. Caffera 1989: Anomalías de la precipitación en la Región Sureste de América del Sur (Uruguay), asociadas con el fenómeno El Niño-Oscilación Sur. III International Conference on Meteorology of Southern Hemisphere, Buenos Aires.

_____ y M. Caffera 1991: Comportamiento de la precipitación en la región sureste de América del Sur (Uruguay), asociado con los Indices de Oscilación Sur (IOS) y El Niño (TSM). Congreso Argentino de Meteorología, Buenos Aires.

_____ y G. Podestá 2000: ENSO-related Climate Variability on Precipitation and Temperature in Southeastern South America. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Santiago, Chile.

_____ y C. Deshayes 1992: Aspectos de la Variabilidad Climática secular de la Precipitación en Uruguay (Sud América). I Congreso Iberoamericano de Meteorología y V Congreso Interamericano de Meteorología. Salamanca. España.

Blixen F., M. Bidegain and G. J. Nagy 2004: Decadal Variability of Rainfall in Southern Uruguay: 1881-2001. *Submitted to AIACC Notes Newsletter*.

Caffera R. M. and M. Bidegain 1989: La variación en los días con precipitación sobre Uruguay en relación con el fenómeno de El Niño-Oscilación Austral. III International Conference on Meteorology of Southern Hemisphere,

Buenos Aires.

Escobar G. 2002: Tendencies in the subtropical Atlantic anticyclone. Proceedings of AIACC Rio de la Plata regional Workshop, Montevideo.

Forbes E. A. y R. Chao 1996: Variaciones del Nivel Medio del Mar y Evolución de la Elevación del Nivel Medio por Tormenta en la Zona Costera de Uruguay. Taller Sobre Vulnerabilidad y Adaptación al Cambio Climático en América Latina. *Comisión Nacional sobre el Cambio Global/IAI/US CSP*. Montevideo.

_____ 2002: Variabilidad del Nivel Medio del Mar en Montevideo (1902-2000). Proceedings of AIACC Rio de la Plata regional Workshop, Montevideo, Sept. 2002.

IPCC (International Panel of Climate Change) 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and vulnerability. Third Assessment Report (TAR) of Working Group II. *Cambridge University Pres.*

IPCC Data Distribution Center – University of East Anglia. Regional Time Series. http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/java/time_series.html

Liebmann B., C. S. Vera, L. Carvalho, I. Camilloni, M. P. Hoerling, D. Allured, M. Bidegain, J. Báez and V. Barros 2004: An Observed Trend in Central South American Precipitation Accepted for publication in *Journal of Climate.* 2004.

Pshennikov V., M. Bidegain, F. Blixen, E. A. Forbes, J. J. Lagomarsino and G. J. Nagy 2003: Climate extremes and changes in precipitation and wind-patterns in the vicinities of Montevideo, Uruguay, http://www.aiaccproject.org/meetings/San Jose_03/Session 6/

Nagy G. J., C. M. Martínez, R. M. Caffera, E. A. Forbes, A.C. Perdomo and J López Laborde 1997: The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In The Río de la Plata. An environmental overview. **Chapter 2**, pp 17-68. *Publ. Dalhousie University*, Canada.

_____, M. Gómez Erache and A. C. Perdomo 2001:Río de la Plata In The Encyclopedia of Global Environmental Change, (Munn T, Chief Ed.), **Vol. 3***: Water Resources* (Douglas I, Ed), *John Wiley & Sons*, New York-London.

_____, V. Pshennikov and P. Robatto 2003: Monthly variability of salinity at Montevideo, Rio de la Plata´s frontal zone, in response to consecutive ENSO fluctuations and to the River Uruguay Flow (1998-2000). In The Rio de la Plata: Research for the Management of the Environment and Fisheries in the salinity front: 21-31. Vizziano D, P Puig, C Mesones and GJ Nagy (Eds), *EcoPlata, Programme*, Montevideo, Uruguay.

Severov D. N., G. J. Nagy, V. Pshennikov and E. Morozov 2003: SeaWifs Fronts of the Rio de la Plata Estuarine System. *Geophysical Research Abstracts*, **Vol 5**, 01914, European Geophysical Society 2003.

_____, G. J. Nagy, V. Pshennikov, M. Santos and E. Morozov 2004: Rio de la Plata Estuarine System: Relationship between River Flow and Frontal Variability. 35th COSPAR Scient. Assembly, Paris, France, July 2004.

CAPÍTULO 15

VULNERABILIDAD DE LAS AGUAS DEL RÍO DE LA PLATA: CAMBIO DE ESTADO TRÓFICO Y FACTORES FÍSICOS

Gustavo J. Nagy
Sección Oceanología, Grupo de Cambio Global, Departamento de Ecología, Facultad de Ciencias, UdelaR

15.1. Introducción

15.1.1. Evaluación de la Vulnerabilidad Trófica

La evaluación del la vulnerabilidad del estado trófico de sistemas estuariales está en desarrollo (De Jonge y otros 2002). En estos sistemas el grado de expresión de los síntomas de eutrofización no depende sólo de la carga de nutrientes (Q_N) sino también de factores físicos, siendo muy sensibles a las escalas espaciales y temporales involucradas. Por lo tanto, es útil desarrollar una clasificación basada en los procesos físicos de transporte, mezcla y estratificación así como comparaciones entre sistemas (NCR 2000; EPA, 2001). Se revén conceptos básicos sobre el estado trófico y se describen los indicadores para el Río de la Plata (RP), comparándolo con otros sistemas y enfatizando en los factores bio-físicos que determinan la susceptibilidad, un factor clave en la evaluación de la vulnerabilidad presente y futura al Cambio Climático.

15.1.2. La sobrecarga de nutrientes: Un cambio ambiental a escala global

La actividad humana ha duplicado la cantidad de nitrógeno (N) reciclado en la biosfera y aumentado más de dos veces la taza de transferencia de fósforo (P) al océano mundial (Schlessinger 1997; De Jonge y otros 2002; Rabalais y otros 2002). Los forzantes del exceso de N y P son el aumento de la población y de las actividades económicas tales como el uso de fertilizantes sintéticos y el depósito de N atmosférico utilizado en la producción de alimentos y energía (Seitzinger y otros 2002).

Muchos de estos cambios han ocurrido durante los últimos 30 años y muchos estuarios, que son el hábitat de grandes pesquerías y prestan diversos servicios ecosistémicos, reciben más nutrientes de los que pueden asimilar. Por ello, la cuantificación de las relaciones entre la carga de nutrientes y los procesos ecológicos costeros es un desafío científico (Rabalais y otros 2002).

Hay diferencias en la escala regional y latitudinal. Por ejemplo, las zonas subtropical y templada del Hemisferio Sur (20-45º S) tienen un porcentaje

relativamente menor del área mundial de las cuencas hidrográficas (~9 x 10^6 km^2), de la contribución de fertilizantes, de las fuentes y la exportación de Nitrógeno Inorgánico Disuelto-NID (Seitzinger y otros 2002), siendo el Río de la Plata la principal fuente de NID. El escenario de exportación de Sudamérica para el año 2050 es aproximadamente tres veces mayor que en 1990, un incremento sólo superado por el de Asia (Seitzinger y otros 2002). Por otra parte, la exportación de Fósforo Inorgánico Disuelto (PID) podría disminuir por el efecto de retención de partículas en los reservorios de las represas. Genéricamente, las regiones templadas exportan menos de la mitad de NID en relación a sus aportes antropogénicos, de lo que lo hacen las regiones tropicales. Esto es explicado no sólo por la distribución de las fuentes de N y el área de la cuenca hidrográfica, sino también en parte por la menor precipitación (Seitzinger y otros 2002). Finalmente, Smith y otros (2003) muestran, a partir de un estudio comparado de 165 estuarios del mundo (incluyendo el RP), que la densidad de población, la descarga fluvial y el área de la cuenca explican muy satisfactoriamente la exportación de nutrientes al océano.

15.1.3. Eutrofización y metabolismo orgánico

Eutrofización es el proceso por el cual un cuerpo de agua es enriquecido con materia orgánica cuando esto causa cambios en ese sistema (Nixon 1995). El exceso de N y P proveniente de orígenes puntuales (emisarios) o difusos (ríos y atmósfera) estimula a niveles nocivos la producción *in situ* de materia orgánica (*p*) y el balance autotrofía – heterotrofía (*p–r*) o estado trófico (Gordon y otros 1996). Este metabolismo orgánico sigue aproximadamente la razón estequiométrica de Redfield (ec. 1):

$$\text{ec (1): } -/+C_{106}:-/+N_{16}:-/+P_1: \Leftrightarrow +/-O_{138}$$

15.1.4. Indicadores de Estado Trófico

Los indicadores de estado trófico sirven para evaluar el impacto del exceso de N y P en las aguas costeras. Las concentraciones (c) de N y P son consideradas como variables causales (de estado), mientras que la biomasa algal (B), la concentración de oxígeno disuelto (OD), la turbiedad del agua (C) y las floraciones algales nocivas (FAN) son variables de respuesta o síntomas (Fig. 15.1; Bricker y otros 1999; NCR 2000; EPA 2001).

Durante las últimas décadas ha aumentado el interés trófico en los silicatos disueltos (SiD) porque su carga ha disminuido a escala mundial por la intensificación de las floraciones de diatomeas debido al exceso de N y P y al aumento de los embalses de represas. Por ello, la razón Si/N podría disminuir en los estuarios y causar limitaciones de corto lapso post floraciones de diatomeas (ricas en sílice), pudiendo favorecer el desarrollo de FAN de organismos no-

silíceos (Officer and Ryther 1980; Bricker y otros 1999; Turner 2002). El represamiento es también responsable de la retención global de aproximadamente el 25% del PID, por lo que también afecta la razón N/P (Seitzinger y otros 2002).

15.1.5. Ocurrencia de la eutrofización y factores físicos

La ocurrencia de los efectos de la eutrofización indica cuando un sistema no puede hacer frente a la cantidad interna disponible de nutrientes o la Q_N. Los estuarios son naturalmente enriquecidos en materia orgánica, por lo que se requiere poca adición para eutrofizarlos. Los factores que indican la sensibilidad a expresar síntomas de eutrofización son (NCR 2000; De Jonge y otros 2002):

(i) el tiempo de flujo ($f\tau$),
(ii) el gradiente de turbiedad (k_z),
(iii) la carga (externa así como el flujo de reciclaje interno),
(iv) la concentración (gradiente) de los nutrientes N, P y Si,
(v) la profundidad media (Z_M),
(vi) el estado de mezcla del sistema (estratificado o no).

15.2. El Río de la Plata: presiones y estado trófico.

15.2.1. El Sistema estuarial del Río de la Plata

El Río de la Plata es un gran sistema estuarial de planicie costera (3.1×10^6 km^2; 3.6×10^9 m^3), micromareal (amplitud A < 2.0 m), naturalmente rico en nutrientes y dominado tróficamente por el plancton (López Laborde y Nagy 1999; Nagy 2000; Gómez-Erache y otros 2002; Nagy y otros 2002 a, b). Debido a su gran extensión y diversidad morfológica y ambiental, puede ser dividido en las regiones fluvio-mareal (o interior) y estuarial, la cual a su vez es subdivisible en varios subsistemas (Nagy y otros 1997; López Laborde y Nagy 1999; Nagy y otros 2002b; Fig. 15.2), con diferentes profundidades, patrones de circulación y estratificación, intercambio de agua, influjo de nutrientes, gradiente de turbiedad, estado de mezcla y estado trófico.

15.2.2. Forzantes y presiones

El Río de la Plata sufre un aumento continuo de las presiones humanas y climáticas: nutrificación, cambio de uso y erosión de los suelos, aportes de emisarios urbanos (EcoPlata 2000; Nagy y otros 2002a,b), aumento de la temperatura atmosférica (~0.8º C; Bidegain y Renom 1998; Nagy y otros 2002c), de las precipitaciones (~23%), los caudales fluviales (25-40%) y de la variabilidad El Niño-Oscilación Sur (García y Vargas 1998; Nagy y otros 2002a,b; Menéndez 2002). También ha ocurrido un desplazamiento hacia el sur

del cinturón de altas presiones del Atlántico Sur-SAHP (Escobar 2002). Todos estos cambios globales han sido mucho más marcados en las últimas dos décadas (ver capítulo previo).

15.2.3. Estado Trófico

La región fluvio-mareal se caracteriza por una moderada heterotrofía manifestada en: (i) exceso de NID, en especial de amonio (NH_4^{1+}) originado en Buenos Aires (Pizarro y Orlando 1985; CARP 1990; Bazán y otros 1996; EcoPlata 2000; Gómez-Erache y otros 2000; Nagy y otros 2002b), cuyo porcentaje relativo (~20-30%) es mayor a la concentración promedio mundial, cercana a 16% (Meybeck y otros 1982); (ii) ligero déficit de oxígeno (< 90% de saturación, CARP 1990; Nagy y otros 2002b), y (iii) floraciones de cianobacterias. Sin embargo, la expresión de los síntomas de eutrofización es físicamente limitada por la alta turbiedad del agua (Nagy y otros 2002b).

La región estuarial es globalmente autrotrófica y su nutrificación es típica de sistemas subtropicales no impactados (Nagy 2000; Gómez-Erache y otros 2002); sin embargo, presenta tres síntomas de eutrofización: i) déficit de oxígeno en la capa profunda "subclinal" (≤ 60%) en condiciones de estratificación prolongada, ii) frecuentes floraciones algales nocivas (FAN) en verano, iii) a veces, alta biomasa algal. La razón N/P disminuye de >20 cerca de las fuentes (difusas y puntuales) a <3 en la desembocadura (Nagy y otros 2002a, b) debido a la dilución, pérdidas de NH_4^+ por asimilación, nitrificación y adsorción y de $N0_3^{1-}$ por asimilación y denitrificación (CARP 1990; Bazán y otros 1996; Nagy y otros 1997; Nagy 2000; Nagy y otros 2002b).

15.3. Susceptibilidad en sistemas micromareales

15.3.1. Clasificación de sistemas costeros

En la tabla 15.1 se muestran los procesos que dominan la mezcla y transporte en estuarios de planicie costera y en el Río de la Plata: la marea (A), el caudal fluvial (Q_F) y los vientos (W). El balance entre estas fuerzas y la morfología condiciona el gradiente espacial de salinidad y turbiedad, así como la salinidad de fondo, determinando los factores del metabolismo orgánico (*p* - *r*) y el grado de expresión de los síntomas de eutrofización a la carga de nutrientes. Los sistemas micromareales (A < 2.0 m) tienen una baja capacidad de mezcla, las cual depende del viento y, en ellos, Q_F es la "variable maestra" que controla la flotabilidad (dS/dZ, donde S es salinidad; Fig. 15.3), nutrificación, tiempo de residencia, estratificación y circulación gravitacional, salinidad y déficit subclinal (capa de fondo) de oxígeno. A similares Q_N estos sistemas presentan valores de B, *p* y *r* mayores que los sistemas macromareales (Monismith y otros 1996; NCR 2000; EPA 2001).

Tabla 15.1. Características de la clasificación de estuarios de planicie costera (EPA 2001) y del Río de la Plata (López Laborde y Nagy, 1999; Nagy 2000; Nagy y otros 2002b): Fluvio-mareal-FM, Zona Frontal-ZF, Canal Oriental-CO, Zona Marina-ZM

Tipo *	Fuerzas de Mezcla	Energía de Mezcla **	Ancho / Z **	Gradiente Salino ***	Turbiedad **	Estabilidad **	Ejemplo
A	Q_F	B	B	L / V	MA	B	Mississippi
B	Q_F , A	M	M	L / V	M	A	Chesapeake
C	A,W	A	A	L / Lt	A	M	Delaware
D	A,W	MA	MA	Lt	A	B	---
A	Q_F ,W,A	A	A	---	A	B	FM
B,A	Q_F ,W,A	MA	MA	L / V / Lt	M	M	ZF
A	Q_F ,W,	M	M	L / V	M	A	CO
B	W, Q_F	MA	MA	L / V / Lt	B	M	ZM

* Según el esquema de clasificación de advección-difusión de Pritchard
** B= baja; M= media; A= alta.
*** L= longitudinal; V= vertical; Lt= lateral

15.3.2. Factores determinantes de la susceptibilidad a expresar síntomas de eutrofización

El estudio comparado de sistemas estuariales micromareales indica que hay tres factores principales que determinan la suceptibilidad (NCR 2000; EPA 2001; De Jonge y otros 2002), todos los cuales son muy dependientes del caudal fluvial (Q_F):

1- Dilución (Q/V_F), tiempo de flujo ($f\tau$) y de residencia (TR) del agua estuarial (Q/V_E).
2- Razón de la carga de nutrientes Q_N por el área (S) y el volumen (V).
3- Ciclo de estratificación-desestratificación (estado de mezcla).

15.3.3. El Río de la Plata

La dilución (Q/V_F), los tiempo de flujo ($f\tau$) y de residencia (TR) y las razones Q_N /S y Q_N /V son indicadores de la capacidad del sistema de recibir y asimilar nutrientes. Ellos son muy útiles en sistemas de poco volumen (V) y verticalmente mezclados, por lo que serían aplicables en la región fluvio-mareal (Tabla 15.2). En sistemas estratificados es mejor usar el volumen supraclinal o de la capa superior (V_E) (EPA 2001).

El ciclo de estratificación-desestratificación es controlado por el caudal (Q_F), el viento (W) y la marea (A). Cuanto mayor es Q/V, mayor es el predominio fluvial, p.ej., en la región fluvio-mareal del Río de la Plata. Los sistemas

estratificados son susceptibles al estrés óxico subclinal (Rabalais y otros 1999) debido a que el transporte vertical de oxígeno, nutrientes y plancton está limitado (*>r)*, determinando un mayor TR en la zona eufótica, mayor desarrollo algal, productividad y asimilación de nutrientes (*>p*) (Rabalais y otros 1999; EPA 2001; Cloern 2001).

Tabla 15.2. Indicadores de presión, estado y síntomas del estado trófico en las regiones Fluvio-mareal (FM), Frontal (ZF) y Marina (ZM) del Río de la Plata. El grado de expresión de la concentración de nutrientes (C) y los síntomas es bajo= 1, medio= 2 y alto = 3

	Q_{DIN} mM a^{-1} x 10^{13}	DIN µM	Q_{DIP} mM a^{-1} x 10^{12}	N/P	Si/N	Area mM m^2 X 10^9	1-V_F 2-V_I mM m^3 y^{-} x 10^{10}	Q_N /S	Q_N /V	C	B	O	FAN
FR	2,3	20-45	1	>20	5-7	15	1-7	1500	330	2	1	1	3
ZF	2,0	5-20		3-10	6-9	6	2-3	3300	470	1	2	2	2
ZM	1,2	<5		<5	3-8	16	2-1	750	120	1	1	2	3

El déficit de oxígeno (hipoxia = < 50% de saturación de 0_2; Breitburg 2002) no se debe sólo al aumento de Q_N sino también a la estratificación vertical de densidad, una baja capacidad de mezcla y a una alta razón entre área de la cuenca hidrográfica y el volumen del estuario (Cloern 2001). Si la estratificación persiste durante varios ciclos de marea (Simpson 1990) el balance *p – r* disminuye (Nagy y otros 2002a), regulado por la mezcla turbulenta introducida por el viento, la flotabilidad y la profundidad. Las regiones profundas (>15m) son más susceptibles que las someras (<10m) ya que la capa subclinal permanece semanas sin mezclarse (Nagy y otros 2002b). Esta condición es típica del final del otoño y principios del invierno (Abril-Agosto), cuando el viento es menos intenso (Guerrero y otros 1997), Q_F es generalmente mayor y la zona frontal se ubica río abajo a mayor profundidad (Framiñán y otros 1997; Nagy 2000).

En la primavera y verano (Octubre- Marzo) la susceptibilidad trófica es controlada por el aumento de la temperatura y de la radiación solar y, consecuentemente, de B y *p – r*, un menor Q_F a partir de Diciembre y mayor $F\tau$, excepto durante años El Niño, (Nagy y otros 1997; Nagy y otros 2002b) y el predominio de vientos marinos (E-S) (Guerrero y otros, 1997), factor que sería dominante en este período (Simionatto y otros 2001). Todo esto favorece el movimiento río arriba del sistema frontal a una zona de menor profundidad y menor diferencia vertical de densidad, facilitando el flujo ascendente de nutrientes.

A la escala interanual tanto la flotabilidad como la mezcla han variado debido al aumento ya mencionado de Q_F y temperatura, así como de la frecuencia de vientos marinos (E-SE) durante las últimas tres décadas (Escobar 2002). Este

balance controlaría la fuente de "nutrientes nuevos", la autotrofía (*p*) y, probablemente, las razones entre los nutrientes, lo que podría incidir en el aumento de la frecuencia de FAN en el Canal Oriental.

15.3.4. Indicadores Tróficos en el Río de la Plata

Los indicadores tróficos dependen de las escalas espacial y temporal, por ejemplo, el fitoplancton responde a cambios en la concentración de nutrientes en horas y días, mientras que el reciclaje de la biomasa algal (B) a nutrientes toma semanas. Además, la nutrificación asociada con un mayor Q_F podría no desarrollar la expresión de síntomas de eutrofización en el sistema debido a un menor TR y mayor exportación (E) de nutrientes (EPA 2001). Dos indicadores que combinan estos conceptos para los sistemas limitados por el N son:
i) la tasa de exportación (E_N), o porcentaje de N que deja el sistema sin pérdidas *in situ*
ii) la carga normalizada de N (Qn_N). (EPA 2001).

La tasa de exportación de N (en %) es estimada a partir de los valores de carga (Q_N) y salida. A aumentar el TR disminuye E (> pérdida *in situ*). La E_N en el Río de la Plata varía entre 5 y 20 % para un TR de cerca de 0.8-1.8 meses (modificado de Nagy 2000). La carga total normalizada de N es un indicador del potencial de eutrofización que se reporta como una concentración (en µM) y es estimada a partir de Q_N, S, Z y TR ($Qn_N = Q_N \times S \times Z/RT$); en sistemas estratificados se utiliza la Z supraclinal. La tabla 15.3 muestra la Qn_N e indicadores asociados para los subsistemas del Río de la Plata y algunos otros sistemas estratificados.

Tabla 3.3.3. Carga total normalizada de N, tasa de exportación (E%) e indicadores asociados (área-S, profundidad-Z, tiempo de residencia-TR, estados de mezcla y óxico subclinal (OK= > 90% Sat. 0_2, Hipoxia, Anoxia), estratificación (E), concentración de N de los subsistemas del RP y otros sistemas estratificados (basado en EPA 2001; Nagy 2000; Nagy y otros 2002b)

(sub)sistema	S 10^3 km^2	Z m	Q_{DIN} mM m^{-2}	TR Meses	Estado óxico	Estado de Mezcla	E (%)	QNn µM	DIN µM
Báltico	374	55	217	250	H/A	E	-	81	
Chesapeake	11	6	938	8	A	E	-	98	
Golfo de Méjico	20	30	6500	6	H/A	E	-	107	
FM-RP	15	5	1500	0.9	OK	Fluvial	>80	22	30-45
ZF-RP	6	8	3300	0.3	OK/H	E	<60	25	5-20
ZM-RP	16	15	750	1.1	OK/H	E	>70	13	<5

Estas estimaciones sugieren, en acuerdo con el modelo conceptual de Cloern (2001) y las conclusiones de Nagy y otros (2002b), que el Río de la Plata es globalmente mesoeutrófico y que la zona marina, generalmente empobrecida en nitrógeno, es muy vulnerable a un aumento del influjo de nitrógeno. En los subsistemas estratificados la fuente interna de "nitratos nuevos" (y de fosfatos) debe provenir del reservorio subclinal (Nagy y otros 2002a), estimado como siendo del mismo orden de magnitud que el supraclinal. Smith y otros (2003) sugieren que la relación inversa entre la temperatura y la denitrificación es un factor importante de la disponibilidad de nutrientes, por lo que el calentamiento global puede aumentar tanto *p* como *r*. Los feedbacks asociados son clave en la evolución trófica del RP (Nagy y otros 2002a).

Comparando con un modelo empírico de las fracciones exportadas en función del TR en estuarios de Norteamérica y Europa (EPA 2001), se aprecia un comportamiento similar para la región fluvio-mareal (TR <1 mes y E >0.80), algo menor en la zona frontal (TR ~0.3 mes y E ≤0.6) y similar en la zona marina (TR ~1.1 mes y E ≥ 0.7), respecto a lo que podría ser esperable según el modelo (> 0.8). El menor E de la zona frontal podría ser atribuible a las pérdidas por el proceso de denitrificación y la acumulación temporal en el reservorio subclinal (Nagy 2000; Nagy y otros 2002a, b). Si la tasa de exportación de la zona fluvio–mareal fuera ~1 (Menéndez y otros 2002), E debería ser aún menor (<0.5) para la zona frontal.

15.4. Síntesis y conclusión

Durante las últimas dos a tres décadas el balance de los factores físicos que gobiernan la flotabilidad, tiempo de flujo y los gradientes de las propiedades del Río de la Plata han cambiado en forma marcada.

Asumiendo que el tiempo de residencia del agua estuarial (0.8-1.8 meses) permite alta productividad biológica dentro del estuario, los caudales extremos asociados a eventos El Niño y La Niña podrían favorecer diferentes condiciones de nutrificación, hipoxia, productividad primaria y floraciones FAN propias de sistemas eutróficos (por ejemplo aumento de Q_N durante El Niño y de TR durante La Niña). Como los gradientes de las propiedades se mueven hacia el mar con el aumento de Q_F, el pico de la actividad biológica se desplaza hacia una columna de agua más estable (estratificadas) y profunda.

El aumento de la mezcla por viento esperable por el aumento de los vientos del sector marino podría profundizar la capa de mezcla (sin mezcla completa de la columna de agua), favoreciendo el flujo ascendente de nutrientes nuevos reciclados en el reservorio subclinal. Esto puede estimular tanto la productividad como las floraciones nocivas.

Para poder evaluar la vulnerabilidad futura al aumento esperable de la carga de nutrientes en el Río de la Plata es muy importante cuantificar el balance entre el aumento de los factores físicos del metabolismo orgánico *p-r* (temperatura, caudal) y de los factores físicos que gobiernan la flotabilidad (temperatura, caudal, vientos) bajo diferentes escenarios climáticos de aumento de temperatura, precipitaciones, caudales, salinidad y vientos marinos, así como las tasas de exportación (no retención). Esto es de particular importancia en la región estuarial y marina.

Referencias

Bazán J. M., E. Arraga y A. M. Orlando 1996: Calidad de las Aguas – Río de la Plata Medio. Indicadores de Contaminación Orgánica.

Bidegain M. y M. Renom 1998: Anomalías de temperatura en el Sudeste de Sud América (Uruguay) asociado con ENSO. VIII Cong. Latinoam. Iber. Meteorol. Brasilia, Brasil.

Breitburg D. 2002: Effects of Hypoxia, and the Balance between Hypoxia and Enrichment, on Coastal Fishes and Fisheries. *Estuaries,* **25**: **4b**: 767-781.

Bricker S. B., G. C. Clement, D. E. Pirhalla, S. P. Orlando and D. G. Farrow 1999: National Estuarine Eutorphication Assessment: effects of Nutrient Enrichment in the Nation´s Estuaries. *Special Projects Office and the National Centers for Coastal Ocean Science, National Ocean Service, National Oceanic and Atmospheric Administration*. Silver Spirng, Maryland.

CARP (Comisión Administradora del Río de la Plata) 1990: Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata. Informe de Avance 1989. ISBN 950-99583-0-1. 2 volúmenes, text: 422 ppp.

Cloern J. E. 2001: Our evolving conceptual model of the coastal eutrophication problem. *Marine Ecology Progress Series* **210**: 223-253.

De Jonge V., E. Orive and M. Elliott 2002: Causes, historical development, effects and future challenges of a common environmental problem: eutrophication, 1-19, E. Orive, M. Elliott, V. N. de Jorge (eds), Nutrients and Eutrophication in Estuaries and Coastal Waters. *Hydrobiologia* **475/476.**

EcoPlata 2000: Diagnóstico Ambiental y Socio-Demográfico de la Zona Costera Uruguaya del Río de la Plata. J. López Laborde, A. C. Perdomo y M. Gómez-Erache (Eds). *CIID-PNUD-MVOTMA-UNESCO-EcoPlata*.

EPA 2001: Nutrient criteria Technical Guidance Manual: Estuarine and Coastal Marine Waters. *Environmental Protection Agency.*

Escobar G. 2002: Trends in the subtropical Atlantic anticyclone. Proceedings of the AIACC regional workshop on Global Change in the Rio de la Plata Basin and River Estuary (Ed) Gustavo J Nagy.

García N. O. and W. M. Vargas 1998: The temporal climatic variability in the Río de la Plata basin displayed by the river discharges, *Clim. Change,* **38**: **3**-359-379.

Gómez-Erache M., D. Vizziano, P. Muniz and G. J. Nagy 2000: The Health of the Río de la Plata system: Northern Coast, Uruguay. Coastal Zone Canada 2000. Case Study/Workshop: Nutrification of Coastal Waters. *BoFEP Programme*, New Brunswick, Saint John, Canada, September, 2000.

Gordon D. C., P. R. Boudreau, K. H. Mann and T. Yanagi 1996: LOICZ Biogeochemical Modelling Guidelines. *LOICZ Reports and Studies 5*, Texel, The Netherlands, 96 pp.

Guerrero R. A., E. M. Acha, M. B. Framiñan and C. A. Lasta 1997: Physical ocenography of the Río de la Plata estuary, Argentina. *Continental Shelf Research, **17***: 727-742.

López Laborde J and G. J. Nagy 1999: Hydrography and Sediment transport characteristics in the Río de la Plata. In: GME Perillo, MC Piccolo, and M Pino-Quivira (Eds.). Estuaries of South America: Their Geomorphology and Dynamics. *Springer*, Berlin Heidelberg, **7**:133-159.

Menéndez A. N., P. Jaime y O. Natale 2001: Balance de nutrientes en el Río de la Plata usando modelación matemática. XX Cong. Latinoam. Hidraúlica, La Habana.

_____ 2002: Analysis of the Forcings of the Hydrodynamicregime of the Río de la Plata. In Proceedings of the AIACC regional workshop on Global Change in the Rio de la Plata Basin and River Estuary, (Ed) Gustavo J Nagy.

Meybeck M. 1982: Carbon, Nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science, **282***: 824-834.

Monismith S., J. R. Burau and M. Stacey 1996: Stratification dynamics and gravitational circulation in Northern San Francisco Bay. San Francisco bay: The Ecosystem. In., J.T. Hollibaugh (ed), *Am. Assoc. for the Adv. of Science*: 123-153.

Nagy G. J., C. Martínez, M. Caffera, G. Pedrosa, E. Forbes, A. Perdomo and J. López Laborde 1997: The Hydrological and Climatic setting of the Río de la Plata. Chapter **2** In Wells, P.G. & G.R. Daborn (Eds), The Río de la Plata. An Environmental Overview. An EcoPlata Project Background Report. *Dalhousie Univ*, Halifax, Nova Scotia, 248 pp.

_____ 2000: Dissolved Inorganic NP Budget for the Frontal Zone of the Río de la Plata system. Estuarine Systems of the South American Region: C, N, P Fluxes 2000. LOICZ UNEP workshop reports. Dupra, V., S.V. Smith, J.I. Marshall Crossland & C.J. Crossland (Eds), *Loicz Reports and Studies* **15**, Texel, The Netherlands.

_____ M. Gómez-Erache and A. C. Perdomo, 2002a: Water Resources: Río de la Plata. In Munn T. (ed.), Encyclopedia of Global Environm. Change, vol **3**: 723-726. *John Wiley & Sons*, London.

_____, _____, López C. H. and A. C. Perdomo 2002b: Nutrient distribution and symptoms of eutrophication in the Río de la Plata estuary system. E Orive, M Elliott, VN de Jorge (eds), Nutrients and Eutrophication in Estuaries and Coastal Waters. *Hydrobiologia,* 475/476: 125-139.

_____, M. Bidegain, M. Caffera, C. López, A. Ponce y G. Sención 2002c: Evaluación de la vulnerabilidad ambiental al cambio global. Perfil Ambiental del Uruguay / 2002: 15-25. A Domínguez, RG Prieto (eds), *Ed. Nordan Comunidad*, Montevideo.

NCR 2000: Clean Coastal Waters: Understanding and Reducing the Effects of Nutrient Pollution. *National Research Council, National Academy Press*, Washington DC, 405 pp.

Nixon S. W. 1995: Coastal marine eutrophication: a definition, social causes and future concerns. *Ophelia* 41: 199-219.

Officer C. B., J. H. Ryther 1980: The possible importance of silicon in marine eutrophication. *Mar. Ecol. Prog. Ser*. **3**: 83-91.

Pizarro M. J. y A. M. Orlando 1985: Distribución de Fósforo, Nitrógeno y Silicio disuelto en el Río de la Plata. *Serv. Hidr. Naval. Secr. Marina.* Publ. **H-625**: 1-57.

Rabalais N. N., R. E. Turner, D. Justic, Q. Dortch and W. J. Wiseman 1999: Characterization of hypoxia. Topic 1 report for the integrated assessment of Hypoxia in the Gulf of Mexico. *NOAA Coastal Ocean Program Analysis Series N° **15**. NOAA Coastal Ocean Program*, Silver Spring, MD.

_____and S. W. Nixon 2002: Preface: Nutrient Over-Enrichment of the Coastal Zone. *Estuaries, **2***: 4b 639.

Schlessinger W. 1997: Biogeochemistry: An Analysis of Global Change 2nd Edition. *Academic Press*.

Seitzinger S., C. Kroeze, A. F. Bouwman, N. Caraco, F. Dentner and R. V. Styles, 2002: Global Patterns of Dissolved Inorganic and Particulate Nitrogen Inputs to Coastal Systems: Recent Conditions and Future Projections. *Estuaries,* **25**: **4b**: 640-655.

Simionatto C. G., M. Núñez and M. Engel, 2001: The salinity front of the Rio de la Plata – a numerical case study for winter and summer conditions. *Geophysic*. *Res. Let*., **28:13**: 2641-2644.

Simpson J. H., J. Brown J., Matthews, and G. Allen 1990: Tidal stirring, Density Currents, and Stirring in the Control of Estuarine Stratification. *Estuaries,* **13:2**: 125-132.

Smith S. V., D. P. Swaney, L. Talaue-McManus, J. D. Bartley, P. T. Sandhei, C. J. Mc Laughlin, V. C. Dupra, C. J. Crossland, R. W. Buddemeier. B. A. Maxwell and F. Wulff 2003: Humans, Hydrology, and the Distribution of Inorganic Nutrient Loading to the Ocean. *BioScience*, **53**:3: 235-245.

Turner R. E. 2002: Element ratios and Aquatic Food Webs. *Estuaries,* **25**:**4b**: 694-703.

CAPÍTULO 16

CAMBIO GLOBAL, EVOLUCIÓN DEL ESTADO TRÓFICO Y FLORACIONES DE CIANOBACTERIAS EN EL RÍO DE LA PLATA

C. H. López y G. J. Nagy
Sección Oceanología, Dep. de Ecología, Fac. de Ciencias, UdelaR

16.1. Introducción

Los sistemas costeros son naturalmente vulnerables a la eutrofización y casi todos los estuarios del mundo muestran algunos síntomas, aunque el nivel de nutrientes requerido (sensibilidad) para producirlos es variable. Los principales síntomas son: cambios en la composición de especies del fitoplancton y de las razones N/P y Si/N, aumento de la biomasa y producción primarias, desarrollo de floraciones algales nocivas (FAN). En los sistemas fluviales predominan las diatomeas céntricas y otros grupos menores, entre los cuales las cianófitas son de particular importancia durante el período estival, pues pueden producir floraciones nocivas de cianobacterias (FAN-C) (NCR Schindler 1978; 2000; EPA 2001).

La suma de evidencias indica que las FAN-C aumentaron durante los últimos 25-30 años a nivel mundial, especialmente en verano, debido a tres causas principales: aumentos de 1- nutrientes, 2- temperatura y 3- tiempo de residencia (y disminución de la turbulencia), por represamientos (WHO 1998).

El objetivo de este trabajo es sintetizar la evolución de algunos forzantes socioeconómicos y climáticos, del cambio de estado trófico, los indicadores fitoplanctónicos y eventos FAN-C de la cuenca inferior y costa norte del Río de la Plata (RP) durante las últimas cinco a seis décadas, mediante la recopilación de datos climáticos, ambientales y biológicos a diferentes escalas espacio - temporales.

16.2. Datos

Se recopiló información climática, ambiental, económica y biológica de diversas fuentes: Proyectos OEA-CARP 1989; EcoPlata 1996 y 2002; MOCIAN; PRENADER, AIACC LA-32 y de la literatura (Thienmann 1930,

Guarrera 1950, GACA 1978; Sierra y otros 1977; CTM Sto. Grande 1986; EcoPlata 1996; Ferrari y Méndez 2002; Sar y otros 2002).

16.3. Forzantes del estado trófico

16.3.1. Actividades humanas

El aumento de la densidad de población (DP) y el uso de fertilizantes sintéticos son causas primarias de la eutrofización a nivel mundial. A nivel regional la población es un buen predictor de la exportación de Nitrógeno Inorgánico Disuelto-NID ($r^2 = 0.91$; 4 kg DIN persona^{-1}). Durante las últimas cinco décadas la DP aumentó a tasas de 1-2 % a^{-1}, alcanzando en 1990 ~6 personas Km^{-2} en la cuenca del RP, ~12 en la del Río Uruguay (RU), ~17 en Uruguay y más de 100 sobre la zona costera. Aunque estas densidades son aún moderadas, implican un aumento regional desde 3-5 en 1945 a ~20 en 2050 (> 20 en la cuenca del Uruguay) imponiendo presiones ambientales mucho mayores que en 1945 (Fig. 16.1).

El uso de fertilizantes sintéticos aumentó desde valores muy bajos en 1960 a 10-50 kg Km^{-2} a^{-1} en 1990 y llegaría a 50-1000 en el 2050 según las subcuencas consideradas. Por ejemplo, la mejora de los cultivos en Uruguay sobre las últimas cuatro décadas se alcanzó incrementando el área (Tabla 16.1) y la fertilización (por ejemplo, entre 1984 y 1988 aumento 43 y 78% el uso de Nitrógeno y Fósforo respectivamente; Achkar y otros, 1999). El depósito de NO_x atmosférico regional fue estimado en el orden de 100 kg Km^{-2} a^{-1} en 1990 (mayor que la entrada por fertilizantes) y llegaría 250-350 kg Km^{-2} a^{-1} en 2050. La exportación de NID podría multiplicarse por dos a tres veces en 2050 (Seitzinger y otros 2002). El depósito directo sobre el Río de la Plata fue estimada del orden del 1% del ingreso total (Nagy 2000) usando la razón área estuarial / área de cuenca (Gordon y otros 1996) como referencia.

La figura 16.2 muestra la región de las represas construidas sobre los ríos Uruguay (RU) y Negro (RN): Gabriel Terra en 1945, Baygorria en 1962, Palmar en 1982 (RN) y Salto Grande en 1979 (RU) (Chalar y Conde 2000). La tabla 16.1 esquematiza las áreas de impacto de dichas represas. Las primeras son de retención, especialmente Baygorria, mientras que Salto Grande puede ser considerada como de paso, pero aún provocaría cierta alteración en el régimen hidrológico (por ejemplo, tiempo de residencia) y retención de material en suspensión y nutrientes (por ejemplo, P y Si), lo que puede impactar a las comunidades de agua dulce y estuariales, favoreciendo el desarrollo de FAN-C (Tabla 16.2).

Tabla 16.1. Impactos (6= alto a 1= bajo) de las represas desde la fuente hasta las aguas marinas

Área Fuente de Biomasa Algal	Impacto Tipo 6 (Alta Frecuencia y Alta Intensidad)	Embalses Salto Grande, R. Bonete, Baygorria, Palmar.
Área Adyacente	Impacto Tipo 5 (Alta Frecuencia e Intensidad Media a Alta)	Salto, Paysandú, Río Negro, Soriano.
Área de Conjunción de diferentes Fuentes (R. Negro, R. Uruguay)	Impacto Tipo 4 (Media Frecuencia e Intensidad Media-Alta	Soriano, Colonia
Entrada al Río de la Plata (Zona Limnetica)	Impacto Tipo 3 (Media Frecuencia e Intensidad Baja)	Colonia, San José
Área Intermedia (Región Estuarial / Zona Frontal)	Impacto Tipo 2 (Baja frecuencia e intensidad media-alta)	San José, Montevideo, Canelones
Área Marina	Impacto Tipo 1 (baja frecuencia e intensidad)	Canelones, Maldonado

Tabla 16.2. Desarrollo del represamiento y registros de cianobacterias y FAN-C en el Uruguay

Lugar / Periodo	1925-33	1944-45	1946-1980	1980 -90	1990-2004
Cuenca Inferior	Primeros Registros de cianobacterias en Uruguay Herter 1933)	Sin Datos Construcció n Embalse Rincón del Bonete (1945)	Construcción Embalse de Baygorria (1962)	Construcción Embalse S Grande (R. Uruguay, 1979), Palmar (R. Negro, 1982). FAN-C en Embalse de Salto Grande	FAN-C en los Embalses del Ríos Negro y Uruguay (M. aeruginosa).
Río de la Plata	Ausencia de géneros productores de floraciones: Microcystis, Anabaena, Aphanizomenon	Floración de Microcystis en el periodo estival.	Floraciones de Diatomeas en R.Uruguay y resto del país: indicadoras de ambientes eutróficos pre-1979.	Floraciones de M.aeruginosa en el RP. Presentes durante todo el año, con FAN-C en verano-otoño.	FAN-C recurrentes durante todos los años, especialment e durante el verano y otoño.

16.3.2. Temperatura

La temperatura atmosférica aumentó ≥ 0.8º C (1883 – 2003; Fig. 14.4), con dos inflexiones en las décadas de los 40s y 70s y un empuje considerable en los últimos pocos años. Asumiendo que el agua fluvial es 2-3º C más cálida que la marina y que durante las crecidas de años El Niño aumenta 0.1-0.3º C en el estuario por el aumento de la fracción de agua dulce (Nagy y otros 2002b, c), se estima un aumento de ~1º C. Además los reservorios coadyuvan a que el agua se caliente.

16.3.3. Cargas fluviales

La descarga total de agua (Q_F) ha aumentado a lo largo del siglo, especialmente en las últimas tres a cinco décadas (ver figuras 14.8 y 14.9). En los últimos quince años se observó una gran variabilidad de caudales, NMM y salinidad asociada a eventos La Niña (1989, 1996, 1999) y El Niño (1992-93, 1997, 2002; ver figura 18.5). La descarga del río Uruguay fluye a lo largo de la costa uruguaya (López Laborde y Nagy 1999; Menéndez y otros 2002), advectando agua y biomasa del sistema fluvial Uruguay-Negro. Por ejemplo a fines de 2002 e inicios de 2003 la gran crecida del Río Uruguay ayudó a generar un evento FAN-C masivo en la costa uruguaya (López y otros 2003; Nagy y otros 2003).

La carga difusa de nitratos aumenta con Q_F. Esto fue observado durante el evento extremo El Niño-1983, cuando los nitratos alcanzaron valores de 40-70 μM y la razón N/P aumentó ~75% en la región fluvio-mareal aún lejos de los aportes puntuales de Buenos Aires, todo lo que sugiere un aumento de la entrada difusa (Nagy y otros 2002b).

16.4. Evolución histórica de forzantes tróficos y desarrollo de FAN-C

16.4.1. Períodos tróficos

La evolución de los forzantes tróficos se puede dividir en varios períodos (Tabla 16.3):
1. Nivel de base /pre-1945
2. Nivel de transición / 1946-80 (cambios climáticos, de uso del suelo, inicio de la fertilización)
3. Cambio trófico acelerado (uso expandido de fertilizantes, aumento de temperatura y precipitaciones, represamientos) / 1981-91
4. Consolidación /1992-1999 y 5: Eutrofización (post-2000: (eventos FAN-C masivos).

Tabla 3.3.3. Períodos de desarrollo de forzantes tróficos y ocurrencia de cianobacterias y eventos FAN-C (modificado de López 2004)

1925 – 1944	1945 – 1980	1981 – 1991	1992 – 1999	2000 - 2004
Desarrollo Incipiente a Moderado	Desarrollo acelerado de forzantes	Desarrollo acelerado y Degradación Ambiental	Degradación Ambiental Acelerada	Degradación Ambiental Consolidada.
Sin presencia significativa de cianobacterias	Pulsos estivales de Cianobacterias	Presencia en el periodo cálido y pico estival	Se mantiene el Patrón.	Intensificación de la frecuencia e intensidad de las FAN-C

16.4.2. Eventos FAN-C

En diciembre de 1925, durante el primer crucero oceanográfico en el RP no se registró la presencia de cianobacterias (Thienmann 1930). En 1944 – 1945 se registró una floración frente a Buenos Aires (Fig. 16.3) con pulsos durante el verano (Guarrera 1950), durante el período de menor Q_F de la historia registrada (ver figuras 14.7 y 14.8). Posteriomente, se observaron en el río Uruguay, a través de la presencia de especies eutróficas previo a la construcción del embalse de Salto Grande (GACA, 1978; Quirós y Lucchini 1982). Durante 1983 su presencia fue detectada durante casi todo el año, con abundancias relativas variables y distribución asociada a una fuerte descarga fluvial (Arrillaga y López 1983). Entre 1980 y 1986 se detectó la presencia de *Microcystis* en forma persistente en el Río Uruguay (CTM 1986; López 1987) y costas de Colonia en el RP (Kurucz y López 1989). De León y Nunes (2001) registraron toxicidad en muestras colectadas en los embalses del Río Negro y costas del Río de la Plata. Desde 2002 se observó la ocurrencia de eventos fuertes mediante observación satelital e in situ en los embalses del Río Negro y Costa Norte del RP asociados a altas descargas estivales (López 2004).

16.4.2. Síntesis de las observaciones

En Uruguay, el desarrollo económico con impacto trófico se acentúa a partir de 1945, manifestándose síntomas de degradación ambiental (Fig. 16.4) amplificados por cambios climáticos (ver capítulo 1). Las cianobacterias son biotrazadores de la descarga del sistema Uruguay - Negro advectada a lo largo de la costa Norte del RP. Los eventos FAN-C son indicadores de cambio

ambiental y del estado trófico. Primero, una persistencia de cianobacterias con pulsos durante el verano (1945 – 1979) y luego una ocurrencia sostenida en todo el período cálido anual (primavera – verano – otoño) a partir de los 80s, interrumpido solamente durante inviernos típicos (temperaturas bajas, sin períodos cálidos pronunciados).

Hasta los 80s, la degradación ambiental acumulada y el cambio climático no produce síntomas visibles sino hasta la construcción de los embalses en los ríos Negro (Palmar-1982) y Uruguay (Salto Grande-1979). El cambio hidroclimático se hace más pronunciado a partir de los 70s, con aumento de la frecuencia e intensidad de los eventos ENSO, introduciendo condiciones de inestabilidad y estrés para las comunidades de fitoplancton dominadas por diatomeas céntricas (*Aulacoseira granulata* y especies afines).

El aumento de las concentraciones y desbalance de los nutrientes, mayor frecuencia e intensidad de las temperaturas medias elevadas y períodos favorables durante el período frío anual, alternancia de períodos severos de anomalías positivas o negativas de precipitaciones producen las condiciones favorables para la predominancia de las cianobacterias. Dentro de esto último, los períodos secos (La Niña) podrían favorecer el desarrollo de eventos FAN-C de mayor intensidad. A su vez, durante veranos El Niño de alta descarga (2002-03) se favorece su advección al RP (Nagy y otros 2003). En la tabla 16.4 se esquematiza la evolución histórica de los ensambles típicos de especies y clases de fitoplancton definidos para los ambientes fluvial, estuarial y marino.

16.5. Síntesis y conclusión.

La eutrofización puede ser vista como un síndrome (serie de síntomas) que cambia con las estaciones, años y décadas, mostrando una tendencia al aumento de los indicadores de presión y de estado desde mediados de los 40s y un cambio durante los 70s y 80s, acentuado al presente (post-2000). Los procesos naturales debieron acelerarse por el aumento de las medias y extremos hidroclimáticos que condujeron a un aumento de las fuentes difusas de nutrientes. A esto se suma el aumento de la población y temperatura, degradación de suelos, emisión de nutrientes y el represamiento, que habría contribuido a cambiar el estado trófico al alterar el ambiente físico (por ejemplo, tiempo de residencia, calentamiento local, menor turbulencia). Todo esto habría determinado que el incremento de la carga y desbalance de nutrientes durante las últimas cinco décadas, aún si fue mucho menor que en los países desarrollados, alterara el estado trófico de base y estimulara la consolidación e intensificación de los síntomas de eutrofización, por ejemplo los eventos FAN-C masivos de 2001 y 2003. Esto constituye un alerta ya que

es esperable que la temperatura, población, NID, etc., continuarán aumentando durante las próximas décadas

Tabla 16.4. Síntesis de ensambles microfitoplanctónicos e indicadores para los períodos de eutrofización progresiva (1945-1980; 1980-1990; post-1990) en: Río Paraná Medio (P), sistema Uruguay – Negro (U), regiones fluvio-mareal (FM) y estuarial (E) del Río de la Plata. Se discriminan datos para períodos anual, estival (EF) y cálido (NM). Grupos fitoplancónicos: Diatomeas (D); Clorofíceas (Ch); Cianobacteria (Cy) e Indicadores fitoplanctónicos: Diatomeas marinas céntricas (Mcd), diatomeas céntricas de agua dulce (Fcd); Cianobacteria, Clorococales (Cyc). Construcción de represas (*). ? = estimado

Period o	**Ensambles fitoplanctónicos (Clase)**			**Especies fitoplanctónicas (individual o grupo)**			
	P + U	TR	E	P	U	TR	E
	D > Ch ?	D > Ch	D > Df	Fcd ?	Fcd ?	Fcd	Mcd
<u>Transición</u> 1945-1980 Anual Verano	**Predominanacias**						
	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D> Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd
a. 1945 - 55*	D > Ch > Cy	D> Ch > Cy	D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd ?
b. 1955 - 70*	D > Ch ?			Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd
c. 1970 - 80*	D > Ch > Cy Cy > D > Ch		D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd

Eutrofización							
> 1980 Anual Periodo NM	D > Ch > Cy Cy > D> Ch	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd
a. 1980 - 90*	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd
b. > 1990	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Ch > Cy Cy > D > Ch	D > Df	Fcd	Fcd	Fcd Cyc	Mcd

Referencias

Achkar M., R. Cayssials y A. Domínguez 1999: Desafíos para Uruguay *Nordan – Comunidad*. 124 p.

Arrillaga B. y C. Lopez 1983: Fitoplancton del Río de la Plata: Caracterización de los Diversos Ambientes - Estudio Taxonómico Vinculado a las Condiciones Ecológicas. Resúmenes VIII Simposio Latinoamer. de Ocean. Biológica, Montevideo - Uruguay.

CARP 1989: Fitoplancton del Río de la Plata: Biomasa y Composición" C. López Sec. 4:, 372 - 400 p., en Estudio para la Evaluación de la Contaminación en el Río de la Plata *SHN - SOHMA*, 422 p.

CTM Sto. Grande 1986: Caracterización Limnológica del Embalse de Sto. Grande -Período Mayo 1982 - Mayo 1985. *Programa Vigilancia Ambiental Permanente*, 67 p.

Chalar G. y D. Conde 2000: Antecedentes y Estado Actual del Conocimiento Científico de los Embalses de Uruguay" p. 145 – 147, en El Agua en IberoAmérica – Acuíferos, Lagos y Embalses. A. Fernández Cirelli, *Programa CYTED, Subprog. XVII (Aprovecham. y Gestión Rec.Hídricos)*. 147 p.

De Leon L. and J. S. Yunes 2001: First Report of a Microcystin -Containing Bloom of the Cyanobacterium Microcystis aeruginosa in the De La Plata River, South America. *Environm. Tox.*, 16 (1): 110 - 112 p.

ECOPLATA 1996: El Río de la Plata. Una Visión sobre su Ambiente. Un Informe de Antecedentes del Proyecto EcoPlata. November 1996. *Dalhausie University*, Halifax, Nova Scotia.

Ferrari G. and S. Mendez 2000: Report of Phytoplankton Species Producing Coastal Water Discoloration in Uruguay. *Iheringia, Ser. Bot. Porto Alegre,* **54**: 3-18.

GACA 1978: Estudios Hidrobiológicos del Río Uruguay y Afluentes en el Área del Proyecto. V Reunión sobre Desarrollo Ambiental. 27 p.

Guarrera 1950: Estudios Hidrobiológicos en el Río de la Plata. *Rev. Inst. Nac. Invest. Cs. Naturales, Serie Cs. Botanicas*, tomo 2, No. **1**: 62 p.

López C. 1987: Distribución de la Clorofila 'a' y Parámetros Hidroquímicos durante un Bloom de Microcystis aeruginosa Kutz en el Río de la Plata. VII Jorn. Cs. del Mar, Concepción - Chile.

_____, M. C. Presentado y G. Nagy 2003: Las floraciones masivas de cianobacterias: Un síntoma del Cambio Ambiental Global. VI Cong. Nac. de Microbiología, Montevideo.

_____ 2004: Una Interacción Territorio-Ambiente y Patrimonio Natural: Eutrofización en la cuenca inferior y costa norte del Río de la Plata

MTOP 1988: Desarrollo Masivo de Microalgas en el Río de la Plata. C. López, *Div. Saneamiento Ambiental (Direc. Hidrografía)*. 39 p.

Menéndez A. 2002: Analysis of the Forcings of the Hydrodynamic regime of the Río de la Plata. In Proceedings of the AIACC regional workshop on Global Change in the Rio de la Plata Basin and River Estuary, (Ed) Gustavo J Nagy.

Nagy G., M. Gomez-Erache, C. H. Lopez and A. C. Perdomo 2002: Distribution Patterns of Nutrient and Symptoms of Eutrophication in the Río de la Plata River-Estuary System. *Hidrobiología,* **475**: 125 - 139.

_____, M. Bidegain, M. Caffera, C. López, A. Ponce y G. Sencion 2002: Evaluación de la Vulnerabilidad Ambiental al Cambio Global. Perfil Ambiental del Uruguay – 2002. A. Domonguez y R. G. Prieto Eds. *Edit. Nordan – Comunidad*.

_____, C. H. López, F. Blixen, G. Ferrari, M. Presentado, A. Ponce, J. Lagomarsino, K. Sans y M. Bidegain 2003: Escenarios, Vulnerabilidad e Indicadores de Cambio de Estado Trófico del Ecosistema Estuarial del Río de la Plata y costa Uruguaya. **V** Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Mar del Plata, Argentina, 8 - 12 de diciembre 2003. Simposio AIACC El Río de la Plata y el Cambio Climático.

Quiros R. y L. Luchini 1982: Características Limnológicas del Embalse de Salto Grande, III: Fitoplancton y su Relación con Parámetros Ambientales. *Rev. Asoc. Cienc. Nat. Litoral* **13**: 49 - 66 p.

Sar E., M. Ferrario y B. Reguera 2002: Floraciones Algales Nocivas en el Cono Sur Americano. *Inst. Español de Oceanografía*, 311 p.

Méndez S. y G. Ferrari 2002: Floraciones Algales Nocivas en Uruguay: Antecedentes, Proyectos en Curso y Revisión de Resultados 269 – 288 p, en Floraciones Algales Nocivas en el Cono Sur Americano Sar, E., M. Ferrario y B. Reguera (Eds.) *Inst. Español de Oceanografía*, 311 p.

López C. H., M. C. Presentado y G. J. Nagy 2003: Las floraciones masivas de cianobacterias: Un síntoma del Cambio Ambiental Global en el Río de la Plata. **VI** Jorn. de Microbiología, Montevideo, Uruguay, Set. 2003.

Schindler D. W. 1978: Factors Regulating Phytoplankton Production and Standing Crop in the World's Freshwaters. *Limnol. Oceanogr*., **23** (3): 478 - 486 p.

Sierra B. 1977: *Seminario sobre Medio Ambiente y Represas. OEA - Univ. de la Republica (Fac. Human. y Ciencias)* Tomo **I**, 368 p.

WHO 1998: Cyanobacterial Toxins: Microcystin – LR. Guidelines for Drinking-Water Quality Addendum to Vol. **2**. Health Criteria and other Supporting Information, 9-110 p.

CAPITULO 17

VULNERABILIDAD PRESENTE DE LOS RECURSOS HIDRICOS Y ESTADO TRÓFICO DEL RIO SANTA LUCIA A LA VARIABILIDAD CLIMATICA

Caffera R.M [1,2], M. Bidegain[1,3], F. Blixen[1,3], J.J. Lagomarsino[1]
G.J. Nagy[1], K Sans[1], G Dupuy[4] y R Torres[4]

1 Unidad de Cambio Climático-DINAMa, 2 Sección Oceanología, Dep. de Ecología,3Unidad de Procesos y Cambio Climático, Inst. Física, Fac. Ciencias, UdelaR, 4 División Recursos Hídricos-MTOP.

17.1. Introducción

La presente contribución describe los resultados recientes sobre vulnerabilidad de los recursos hídricos en las cuencas media e inferior y en la región estuarial del río Santa Lucía (Sur de Uruguay), Fig. 17.1), en relación con la variabilidad y los cambios en el devenir del clima.

La desembocadura del río Santa Lucía conforma un sub-sistema estuarial propio, en donde es notoria la intrusión de aguas del Río de la Plata. Su boca está situada dentro de los límites de oscilación del sistema frontal estuarial del Río de la Plata. Dependiendo de la ubicación de este sistema frontal, esa intrusión suministrará agua dulce o salobre a la región estuarial del río Santa Lucía.

Dada la falta de conocimiento sobre algunos procesos relevantes, el enfoque escogido ha sido propender a crear capacidades científicas para comprender hechos y procesos básicos, poniendo énfasis en la variabilidad relacionada con el ENSO.

17.2. Régimen pluviométrico

En la mayor parte de la cuenca media y superior se observa un régimen de lluvias de tipo bimodal, con mínimos en invierno y verano, pero con precipitaciones todo el año. La figura 17.2 ejemplifica dicho régimen, con datos de la estación Florida (34°18'S, 56°14' W), en plena cuenca media. No obstante, es de notar que la variabilidad interanual es importante (Tabla 17.1), por lo que el mínimo puede variar de un mes al otro de la estación. Asimismo, en la región donde se ubica la cuenca, existe una tendencia positiva, a largo plazo, de la precipitación, tal como se muestra en la figura 17.3.

Tabla 17.1. Coeficientes de variación decenales, de la precipitación mensual, Estación Florida, ubicada en la cuenca media del Río Santa Lucía

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
'30s	0,781	0,582	0,731	0,769	0,858	0,771	0,586	0,846	0,708	0,512	0,760	1,166
'40s	1,378	0,707	0,481	0,816	0,700	0,823	0,758	0,772	0,704	0,581	0,534	0,768
'50s	0,953	0,519	0,891	1,469	0,723	0,502	0,841	0,712	0,731	0,786	0,975	0,508
'60s	0,769	0,890	0,834	0,516	0,718	0,581	0,785	0,764	0,426	0,657	0,622	0,783
'70s	0,657	0,962	0,722	0,820	0,732	0,708	0,436	0,824	0,730	0,577	0,867	0,907
'80s	0,674	0,886	0,701	0,526	0,684	0,754	0,596	0,929	0,585	0,603	0,564	0,790
'90s	0,714	0,554	0,727	0,429	0,780	0,441	0,501	0,562	0,607	0,496	0,376	0,847

17.3. Régimen hidrométrico

En la 17.4 se pueden apreciar los caudales medios anuales. Los menores, correspondieron a 1979, 1987, 1988, 1989, 1997, 1998 y 1999, mientras que los valores máximos medios ocurrieron en 1984, 1986, 1993 y 2002. En la figura también se puede apreciar la tendencia creciente de esos caudales medios, en concordancia con el citado aumento en la precipitación. La falta de concordancia de máximos y mínimos medios diarios por año, con respecto a ENSO (salvo 1988-1989 y 1999), pone en evidencia que el régimen hidrológico anual no comienza en enero, y que muy posiblemente se deba dividir en dos semestres: abril-octubre y noviembre-marzo.

17.3.1. ENSO y los niveles hidrométricos

a. Cuenca media

Se anñizó para el punto de aforo de la cuenca media ("puente sobre Ruta 11"), cómo varía la frecuencia de los niveles "grandes" (mayores al tercer cuartil), "altos" (mayores a la mediana), y "bajos" (inferiores al primer cuartil), respecto a las fases de ENSO, en primavera (Fig. 17.5) y verano (Fig.17.6). En Octubre y Noviembre, las diferencias son significativas al 5% en el test de Chi-cuadrado, para las tres clases de niveles. En Diciembre, sólo los niveles "grandes" y "altos" tienen significación. En Enero, pese a que la gráfica (Fig. 17.6a) muestra una discriminación importante en la frecuencia de niveles "grandes", ello no es significativo estadísticamente. Febrero, por su parte, muestra una discriminación significativa al 5%, de los niveles bajos, siendo éstos más frecuentes durante La Niña. La discriminación de mayor frecuencia de los niveles "grandes" que muestra también la figura 17.6b, es significativa al 10%.

b. Zona estuarial

En la zona estuarial, los resultados para el mismo test anterior y para las mismas épocas del año se muestran en las figuras 17.7 y 17.8. Es notoria la merma en las

diferencias con respecto a la cuenca media, debido a que en esta zona el régimen de vientos juega un papel definitorio en el nivel de las aguas, siendo el comportamiento más cercano al del Río de la Plata. Así, aunque en Octubre se tenga aquí una discriminación en el mismo sentido que en la cuenca media, la significación estadística es muy baja. Lo mismo acontece en Noviembre, en donde además no existe discriminación para las frecuencias de niveles bajos. En diciembre (Fig. 17.7c) y en Enero (Fig. 17.8b) no existe discriminación alguna entre las fases ENSO, mientras que en Febrero vuelve a aparecer la señal ENSO en los niveles grandes y altos, pero con baja significación estadística según el test de Chi-cuadrado.

17.3.2. Tendencias.

En cuanto a las tendencias observadas en los niveles hidrométricos, la figura 17.9 muestra las cotas "muy bajas" (por debajo del percentil 95, el cual corresponde a una nivel de medida de 1,30 m en la escala), y las "bajas" ($h \langle$ 1,15 m) para la cuenca media (puente Ruta 11). Es de destacar que existe una tendencia general decreciente de la frecuencia de bajantes tomando la cota 1,15 m, mientras que para las cotas muy bajas la presencia del gran estiaje de 1999 (concordante con "La Niña") fuerza una pendiente ligeramente positiva.

Para la cuenca inferior (aforo en "Las Brujas"), se puede apreciar en la 171a 17.10 una tendencia creciente en la persistencia de las crecidas, también para dos umbrales de cotas.

De la conjunción de ambos hechos, se desprende una mayor inestabilidad de las riberas del río. Por tratarse de una cuenca con diversos usos humanos, desde el recreativo hasta el abastecimiento de agua potable para más de la mitad de la población del país, pasando por ser la mayor "cuenca lechera" nacional y con un alto grado de productividad agrícola, en especial la horticultura, este incremento en la inestabilidad de las riberas ofrece una vulnerabilidad que no puede ser pasada por alto. El hecho se agrava porque además la cuenca prácticamente rodea, y en algunas porciones forma parte, de la conurbación de la capital de un país megacéfalo. Esto hace que la mayor parte de las rutas que comunican Montevideo con el resto del País atraviesen tanto el curso principal como sus numerosos afluentes con un número muy importante de puentes, cuyas cabeceras están siendo "trabajadas" por las aguas del río a un ritmo creciente.

17.4. Los flujos de humedad atmosférica y las crecidas

Una observación de utilidad, en el caso del advenimiento de crecidas, es definir el flujo de humedad en la atmósfera, lo que determina la fuente de agua de la precipitación causante de las crecidas, y eventualmente de las inundaciones.

En el caso del río Santa Lucía se determinaron las quince mayores cotas en el puente de Ruta 11, durante el período 1979-2003. Para cada evento se obtuvo el flujo de humedad (en [kg de agua/kg de aire]*[m/s]), en el nivel bárico de 925 hPa, a escala de la región Sureste de Sudamérica, desde 6 días antes de ese máximo de cota hasta 2 días después. La figura 17.11 muestra la composición del flujo para los 15 eventos, 5 días antes y 3 días antes del pico de crecida. Se observa un importante flujo del Norte, lo cual indica claramente un origen no-atlántico del agua de precipitación durante las inundaciones mayores. La "fuente" secundaria parece estar al norte del Chaco Paraguayo, mientras que las características del flujo indicado en la figura 17.11 sugieren que el mismo puede estar inducido por una corriente en chorro en capas bajas, al igual que en otras cuencas mayores y más septentrionales (Caffera 2003).

17.5. El estado trófico

El estado trófico del Río Santa Lucía en su tramo inferior, desde el inicio de la mezcla entre el agua dulce y las aguas estuariales (confluencia de los ríos San José y Santa Lucía aproximadamente) y la desembocadura en el Río de la Plata, fue investigada durante dos años entre la primavera de 2002 y el otoño de 2004. La variable de estado trófico seleccionada fue la concentración de clorofila-a (clo-a). El sistema oscila normalmente entre mesoeutrófico (> 5ug clo-a/L) a mayoritariamente eutrófico (> 20ug clo-a/L) y a veces hipertrófico (> 50ug clo-a/L) (Lagomarsino y otros 2004).

En la figura 17.12 se muestra el evolución de clo-a, el mejor indicador de respuesta del estado trófico sistémico, en dos estaciones: río abajo en Santiago Vázquez y río medio durante el período 0ctubre 2002 y abril 2004, que cubre el pico de la influencia del evento El Niño fuerte 2002, cuando las aguas del Santa Lucía fueron dulces durante todo el período debido a la suma de la alta descarga del río SL (Fig. 17.3) y el Río Uruguay, determinando muy baja salinidad (Fig. 17.6). Durante ese período los valores de clo-a fueron ≤ 6 u 8 μg clo-a/l según la estación, o sea valores mesoeutróficos. Mientras que una vez terminado el efecto de El Niño, disminuyó la descarga fluvial en ambos sistemas, aumentó la salinidad (a 10) y se desarrollaron floraciones estuariales típicas (diatomeas) en la primavera de 2003, con valores que llegaron a niveles eutróficos entre 18 y 28 μg/l.

Al analizar las variables que se relacionan con clo-a (nutrientes, salinidad, temperatura), se encontró que la salinidad actúa como presencia o ausencia: cuando hay, aumenta la clorofila; los nutrientes mostraron una relación levemente inversa y la temperatura moderadamente positiva. Por ello parece interesante tener en cuenta el fuerte aumento de temperatura (~0.9º C) de las últimas tres décadas (Fig. 17.13) al proyectar escenarios futuros.

Lo anterior sugiere que, asumiendo una condición de exceso de nutrientes (N y P), tanto la variabilidad de caudales, asociados a los eventos ENSO que controlan los ingresos fluviales y marinos (Q_{SL} y $Q_{Río\ de\ la\ Plata}$) como la temperatura, tienen un rol primordial en el desarrollo de síntomas de eutrofización y en la productividad primaria en general, en el tramo inferior y estuario del Río Santa Lucía. Esto indica que cuando los caudales son altos (p.ej., > 200 m^3/s) se exportan nutrientes al Río de la Plata, y cuando son bajos/moderados y aumenta la temperatura, se eutrofiza. En este caso el subsistema debe ser sensible al aumento de Q_N (Lagomarsino y otros 2004).

17.5. Conclusiones

Se ha detectado una señal significativa de ENSO en la región más austral de la Cuenca del Plata, tanto en fase cálida como en fase fría.

Hay indicios de un incremento en la amplitud de los niveles, lo que puede conducir a un incremento en la frecuencia y magnitud en estrés ecológico del subsistema de agua dulce. El incremento en frecuencia de los días con crecida está aumentando la vulnerabilidad de la zona costera, al menos desde la desembocadura hasta la cuenca media inclusive.

Los resultados afirman la aseveración de que el flujo, en las cuencas media y baja, controla el estado trófico. Ello llega a ocurrir, aunque más parcialmente y en los casos de ausencia de vientos entablados del sector W al SSW, también en la región estuarial.

Pese a la importancia social, económica y ambiental de la cuenca del río Santa Lucía, persisten considerables lagunas de información y conocimiento. El tramo inferior y sub-estuario del Río Santa Lucía es muy vulnerable a la eutrofización debido al exceso de nutrientes, siendo controlado en su expresión de síntomas por las variables caudal fluvial (del SL y del Río de la Plata) y la temperatura.

Referencias

Caffera R. M. 2003: Primeros avances sobre eventos de inundación en Uruguay y la circulación atmosférica en capas bajas. *Meteorológica*, **28**, Nros 1 y 2, 97-108.

Lagomarsino J. J, C. H. López, G. J Nagy y K. Sans 2004: Comportamiento de los Nutrientes y Clorofila-a en la Desembocadura del Río Santa Lucía durante el Evento El Niño 2002-2003. Reporte técnico AIACC LA-32.

CAPITULO 18

DESARROLLO DE LA CAPACIDAD DE EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD COSTERA AL CAMBIO CLIMATICO: ZONA OESTE DE MONTEVIDEO COMO CASO DE ESTUDIO

Nagy GJ[1], A Ponce[1], V Pshennikov[1, 2] R Silva[3], EA Forbes[4], R Kokot[5]
1 Sección Oceanología, Dep.de Ecología,2 Unidad de Procesos y Cambio Climático, Inst. de Física. 3 Dep. Geografía, Fac. de Ciencias, UdelaR, 4 SOHMA, 5 Fac. de Ciencias Exactas y Naturales, UBA

18.1. Introducción

Esta contribución integra estudios realizados en la zona costera Oeste del Montevideo Metropolitano entre Punta Lobos y Playa Pascual (Fig. 18.1). Esta sección abarca ~80 Km. lineales de los ~450 Km. de la costa uruguaya del RP (EcoPlata 2000) y es de naturaleza muy particular por la combinación de influencias fluviales a escala regional (ríos Paraná y Uruguay) y local (río Santa Lucía) y los procesos costeros marinos asociados con los efectos de los vientos y la ubicación de la zonal frontal (Fig. 18.2).

El área de estudio fue considerada por estudios previos como una de las más vulnerables al cambio global, especialmente en cuanto al sistema natural, siendo de gran interés en gestión integral costera (Uruguay Country Study Program-CNG 1997; EcoPlata 2000; Comunicaciones Nacionales al UNFCC 2001, 2004, Tabla 18.1).

El objetivo de esta contribución es desarrollar la capacidad de evaluar la vulnerabilidad de los sistemas costeros naturales al aumento del nivel medio del mar (ANMM), variabilidad hidroclimática y Ondas de Tormenta, todo lo cual influye en el nivel local del agua.

18.2. Área de estudio y Vulnerabilidad

La costa Oeste de Montevideo está situada sobre el Río de la Plata-RP (~35º S - 56º 40' W) y presenta gran diversidad de ambientes y geoformas. Aunque la infraestructura y la población no están seriamente amenazadas por la erosión costera y el ANM, muchos caminos vecinales, casas, granjas y población están en proximidades de zonas vulnerables en las proximidades de la desembocadura del río Santa Lucía (SL), debido a la combinación del ANM, ondas de tormenta y crecida del río. Por ejemplo, la comunidad de pescadores de Pajas Blancas y su base de operaciones en la playa son muy vulnerables al ANM y ondas de tormenta, aunque están asentados en una zona protegida de mínima erosión.

Cerca del 50% de las especies de aves del Uruguay son encontradas en Playa Penino, uno de los lugares más amenazado de la zona costera del Uruguay (CNCG 1997; EcoPlata 2000), por lo que ha sido incorporado como sitio protegido por las autoridades competentes.

La vulnerabilidad es baja ante el aumento previsto del NMM de +0.20 m para 2030 (IPCC 2001) en términos de población y pérdida de tierra y media para los humedales, mientras que para un escenario de +0.65m para el 2100 es alta en términos de biodiversidad y humedales (Nicholls y Mimura 1995; Saizar 1997; Lorenzo y Teixeira 1997), turismo (EcoPlata 2001) y sustentabilidad de las pesquerías (Norbis y otros 2004), pudiendo ser alta en términos de población y capital (Tabla 18.1).

Tabla 18.1. Sectores vulnerables al aumento del nivel del mar (eustático, ondas de tormenta, fluvial) de la costa uruguaya del Río de la Plata (modificado de Volonté & Nicholls, 1995; CNCG, 1997; Saizar, 1997; EcoPlata, 2000; 2ª Comunicación Nacional, UCC 2004; este estudio

Sectores /Vulnerabilidad	Baja	Moderada	Alta
Gente afectada		X	
Gente en Riesgo	X		
Biodiversidad (humedales, playas, hábitat de aves)			X
Capital en riesgo / Infraestructura			X
Pesquerías Costeras		X	
Turismo			X

18.3. Métodos

18.3.1. Índice de Vulnerabilidad Costera (IVA)

La vulnerabilidad costera fue evaluada objetivamente por medio de un índice cuantitativo desarrollado por Gornitz (1990, Tabla 18.2). El mismo es formulado a través del uso de siete variables y ya fue aplicado en EEUU, Canadá y Argentina (Gornitz y otros 1997; Shaw y otros 1998a-b; Kokot 2003).

18.3.2. Datos

a. Elevación media

Se utilizaron cartas topográficas (escala 1:50,000) del Servicio Geográfico Militar.

b. Geología

La litología (tipo de roca o sedimento) fue obtenida a partir de la carta geológica metropolitana de la Facultad de Ciencias (escala 1/100.000) y observación en terreno, priorizándose la resistencia a la erosión según el contenido mineral, cementación, tamaño de grano y presencia de elementos planos. La subsidencia local es considerada cercana a cero.

c. Geomorfología

La geomorfología del área fue interpretada a partir de fotos aéreas (escala 1:20,000), estudios previos (EcoPlata 2000) y trabajo de campo en Mayo de 2004.

d. Desplazamiento medio de la línea de costa

El retroceso costero fue estimado a partir de estudios previos (CNCG 1997) y fotografías aéreas.

e. Media del rango de mareas y Aumento del Nivel Medio del Mar (ANMM)

Los valores de la amplitud de marea y las tendencias históricas del ANMM se tomaron a partir de la información de los mareógrafos de Montevideo (1902-2000) en el límite Este de la zona estudiada (Forbes 2003; Fig. 18.3).

f. Altura máxima de ola (anual)

Se usaron estudios previos (MTOP 1979) y juicio experto de los autores.

El índice que se obtiene a partir de estos indicadores se utiliza para identificar áreas en riesgo de erosión, inundación permanente o temporal, que son las áreas de bajo relieve, formas erosionables, con historia de subsidencia y/o retroceso, sometidas a alta energía del oleaje, mareas y/o ondas de tormenta. Hay varios algoritmos para interpretar las variables costeras de maneras diferentes. El índice es calculado a partir de la fórmula:

$$V = \sqrt{\frac{(a1.a2.a3.a4.a5.a6.a7}{7}}$$

Los indicadores fueron ranqueados de 1 a 5 (desde muy baja a alta vulnerabilidad) para 24 compartimientos de la línea de costa para las cuales el índice es calculado (Tabla 3.5.2). El objetivo es obtener un índice que refleje la

vulnerabilidad, sin exagerarla por un balance inadecuado de las variables. Para ello se eligieron tres escenarios, de mínima, de máxima y medio basados en un balance de valores mínimos y máximos medidos y/o estimados de los indicadores. De esta manera, la vulnerabilidad calculada para cada compartimiento es clasificada como baja, media o alta para cada uno de los tres escenarios.

Tabla 3.5.2. Matriz de vulnerabilidad costera. Modificado de Gornitz (1990, 1997) y Shaw y otros (1998a-b)

	VULNERABILIDAD COSTERA				
	Muy baja	Baja	Moderada	Alta	Muy alta
VARIABLES	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**
1. Altitud (m)	>30	21-30	11-20	6-10	0-5
2. Tipo de roca (geología)	Rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas de alto grado	Rocas Metamórficas	Mayoría de las rocas sedimentarias	Rocas Sedimentos poco consolidadas	sedimentos no consolidados
3. Geoforma (Geomorfología)	Fiordos, acantilados altos	Acantilados intermedios y bajos	Playa, y playa sobre plateau litoral	Barreras, deltas, tómbolos	Planicies de marea, marismas.
4. Nivel del mar (cm/100a)	> -50	-50 - 20	-19 +20	21- 40	>40
5. Desplazamiento de la línea de costa (m/a)	>+0,1 acreción	0 estable	-0,1 –0,5 erosión	-0,6 – 1,0 erosión	>1,0 erosión
6. Rango de marea (m)	<0,50	0,5 – 1,9	2,0 – 4,0	4 - 16,0	>6,0
7. Máxima altura de ola / año (m)	0-2,9	3,0-4,9	5,0-5,9	6,0-6,9	>6,9

Los valores así obtenidos se muestran usando colores en un mapa de vulnerabilidad para la línea de costa estudiada; Verde 0-4,9, 5-14,9 moderada, mayor o igual a 15 rojo

18.4. Análisis de los indicadores

18.4.1. Altura

La costa estudiada se encuentra mayoritariamente entre –0,5 y 1m.

18.4.2. Litología, geomorfología, erosión y retroceso costeros

Los ambientes sedimentarios modernos son dominados por sedimentos blandos, arenosos y aluvionales. Las geoformas incluyen costa rocosa, bahías, estuarios, pequeñas islas, dunas arenosas, barrancas, playas arenosas, humedales y bañados salinos. En el paisaje sobresalen la desembocadura del río Santa Lucía y las playas arenosas.

La tasa de erosión presente es estimada como baja (< 0,5 m/a) para las playas y muy baja para las costas rocosas, aunque se estima como de consideración para acantilados. El retroceso sólo se aprecia en acantilados y en algunos arcos de playa extendidos (Playa Pascual y Penino).

18.4.3. Régimen de Marea, NMM, Vientos y Olas

La amplitud astronómica de marea es micromareal (≤ 0,5 m), aunque la amplitud observada real es ~1,0 m debido al efecto residual de los vientos. La onda de tormenta de recurrencia anual es 2,00 – 2,20 m y la de 3,0 m cada 10-15 años, habiendo una decena de registros mayores a 3.5 m, la mayoría de ellos previos a la década de 1950 (Nagy y otros 1997). Las olas usualmente no exceden los 2,0 m/a (MTOP 1979). Sin embargo, debido a la débil pendiente de varios sectores de la costa estudiada, el efecto combinado de la marea alta, onda de tormenta y un caudal fluvial elevado tanto del río Uruguay como del Santa Lucía, puede tener considerable impacto sobre la costa en sus tramos más bajos (< 0 m) de playas y humedales de la desembocadura del Santa Lucía (Saizar 1997). Las perturbaciones naturales bajo forma de ondas de tormenta (a la escala de horas a días) que provocan grandes crecidas, deben ser consideradas como el mayor riesgo en la zona estudiada bajo escenarios de ascenso del nivel del mar.

El aumento del nivel relativo del mar durante el período 1902 – 2000 en Punta Lobos, al Oeste de Montevideo, fue ≤ 10 cm (0, 93 mm/a, Fig. 18.3; Forbes 2002), por debajo de los 15 - 20 cm esperables del ANMM eustático global (IPCC 2001). Las fluctuaciones anuales del NMM muestran moderada correlación tanto con la disminución de la presión a nivel del mar (PNM), estimada del orden de -1,3 hPa para Montevideo y las fluctuaciones del río Uruguay (Fig. 18.6, Forbes 2002; Pshennikov y otros 2003).
El sistema muestra un alto grado de respuesta a los vientos del Sudeste en la costa argentina y a los vientos del Sudoeste y en menor grado del Sudeste en la costa uruguaya. El aumento de los vientos del E durante los últimos 50 años debido al desplazamiento hacia el sur del cinturón de altas presiones del Atántico Sur (SAH) podría explicar hasta 6 -10 y 2 - 6 cm del ANMM observado en Buenos Aires y Montevideo respectivamente (Barros y otros 2003).

18.4.4. Eventos extremos

Se analizó el evento extremo del período climático 1971 – 2000: la gran perturbación atmosférica de inicios de febrero de 1993 cuando el NM alcanzó 3,0 m debido a un persistente viento del SE, acoplado con intensas precipitaciones que constituyen el evento extremo de 5 días (245 mm) (Pshennikov y otros 2003) y una alta descarga del río Santa Lucía, todo lo que impactó negativamente las costas bajas del Río de la Plata y las márgenes del río Santa Lucía, incluyendo a la población (ver más arriba).

Un sistema frontal pasó sobre el RP generando un aumento del NMM proporcional al tiempo de transferencia de energía desde el campo atmosférico al agua (Fig. 18.4). Otros ejemplos severos, no mostrados aquí, indican que esto no es siempre así, ya que hay una relación proporcional del NM con el lapso entre la PNM, la dirección del viento y el NM, lo que sugiere que el tiempo de persistencia del fuertes gradientes de presión atmosférico son muy importantes (Pshennikov y otros 2002).

18.4.5. Caudal Fluvial

El río Uruguay presenta fluctuaciones de caudales anuales altamente correlacionados con el índice ENSO SST 3,4, lo que a su vez induce variaciones apreciables en la salinidad mensual y anual del orden de ± 2-4 PSU en Montevideo (Nagy y otros 2002a, c; Fig. 18.3). La figura 18.5 muestra la evolución del nivel medio del mar para el período 1971-2003, donde se observa una tasa incremental fuerte (2,5 mm/a) y que durante eventos ENOS extremos NM fluctúa ≥ 10 cm entorno a la media (99 ± 5-10 cm): 89 cm (La Niña 1989) y 109, 111 y 110 cm (El Niño 1998 y 2002). La descarga del río Santa Lucía también parece afectar a la salinidad y el NM de la zona costera adyacente durante eventos severos (1-3 x 10^3 m^3/s) y extremos (> 3 x $10^3 m^3/s$), a menudo asociados con eventos EL Niño (ver más arriba).

La descarga extrema de corto período de los últimos 30 años se registró a fines de marzo de 2002, cuando la pluma de descarga se extendió decenas de kilómetros al Este sobre la costa de Montevideo. En la figura 18.6 se muestra condiciones de muy alta descarga (Abril 2) y alta descarga (Abril 27).

18.5. Evaluación de la Vulnerabilidad Costera

La figura 18.7 muestra la vulnerabilidad de los 24 compartimientos en que fue dividida la línea de costa Oeste del Montevideo Metropolitano para los tres escenarios. El porcentaje de compartimientos muy vulnerables aumenta de 0 a 33 y 42% para los escenarios de mínima, media y máxima respectivamente.

Estos escenarios pueden aproximarse groseramente a las situaciones imperantes antes de la aceleración del ANM (entorno 1970-1990), a la situación presente (entorno 1990-2010) y el escenario de máxima al futuro cercano (entorno 2010-2030). Finalmente, en la figura 18.8 se discriminan el cuartil (25%) superior e inferior y el 50% intermedio según su vulnerabilidad relativa, con independencia de los escenarios.

18.6. Síntesis y Conclusión

Se aplicó una metodología cuantitativa de evaluación de vulnerabilidad costera al Cambio Climático (Índice de Gornitz, aplicado en EEUU, Canadá y Argentina) a una sección relevante de la costa Oeste del Montevideo Metropolitano (Punta Lobos a Playa Pascual).

En el caso de la desembocadura del río Santa lucía y sus ambientes asociados, la doble naturaleza de costa abierta y tramo inferior de un sistema fluvial requiere enfoques de evaluación integrales, ya que esta zona parece ser muy sensible a las crecidas del río Santa Lucía (acopladas a vientos del Sur y eventuales crecidas del RP), factor no específicamente ponderado por la metodología costera empleada ni por otras.

El continuo ecológico Playa Pascual - Playa Penino – Humedales del Santa Lucía, muestra, en acuerdo con anteriores evaluaciones, ser una zona crítica - salvo para el escenario de mínima - que podría ser severamente impactada en el correr de las próximas décadas. La zona Oeste de Montevideo de playas protegidas por arcos rocosos presenta generalmente baja vulnerabilidad, aún en el escenario de máxima.

Se debe enfatizar en el desarrollo de escenarios combinados, por ejemplo la ocurrencia de eventos extremos (tipo febrero 1993) bajo escenarios de NMM + 10 a + 65 cm durante un evento El Niño fuerte (tipo 1998 o 2002) que podrían impactar toda el área baja.

Esta experiencia, esencialmente de desarrollo de capacidades aplicada a un caso de estudio, debe ser completada con otras metodologías, así como con análisis de vulnerabilidad socioeconómica y valoraciones económicas, pero puede servir como una referencia para futuras evaluaciones de vulnerabilidad y adaptación de la zona costera uruguaya.

Referencias

Barros V. 2003: Observed La Plata River level and Wind Fields Change. http://www.aiaccproject.org/meetings/SanJose-3/Session3/Session3_VBarros.ppt.

EcoPlata 2000: Diagnóstico Ambiental y Socio-Demográfico de la Zona Costera Uruguaya del Río de la Plata. López Laborde J, Perdomo A, Gómez-Erache M (Eds). CIID-PNUD-MVOTMA-UNESCO-EcoPlata.

Forbes E. A. 2002: Variabilidad del Nivel Medio del Mar en Montevideo (1902-2000). AIACC LA 26 and 32 Río de la Plata Regional Workshop, Montevideo, Setiembre, 2002.

Gornitz V. 1990: Vulnerability of the East Coast, U.S.A. to future sea level rise. *Journal of Coastal Research*, Special Issue N° **9**, 201-237.

_____, TW Beaty and RC Daniels 1997: A Coastal Hazards Data Base for the U.S. West Coast. Oak Ridge National Laboratory. *Environmental Sciences Division Publications.* N° 4590.http://rapidfire.sci.gsfc.nasa-gov.

IPCC, 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and vulnerability. Third Assessment Report (TAR) of Work Grouping II. *Cambridge University Pres.*

Kokot R. 1997: Littoral drift, Evolution and Management in Punta Médanos, Argentina. *Journal of Coastal Research*, **13(1**):192-197.

Lorenzo and Teixeira 1997: Sensitivity of storm waves in Montevideo (Uruguay) to a hypothetical climate change. *Clim. Res*., **9(1-2):** 81-85.

Nagy G. J., C. M. Martínez, R. M. Caffera, E. A. Forbes, A. C Perdomo and J. López Laborde 1999: The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: The Río de la Plata. An environmental overview. Chapter 2, pp 17-68. *Publ. Dalhousie University*, Canada.

_____, M. Gómez-Erache and A.C. Perdomo 2002: Río de la Plata. *In The Encyclopedia of Global Environmental Change, (*Munn T., Chief Ed.), Vol. 3: Water Resources (Douglas I., Ed), *John Wiley & Sons*, New York-London.

Nicholls R. J. and N. Mimura, 1998: Regional issues raised by seal level rise and their policy implications. *Clim. Res,* **11(1):** 5-18.

Pshennikov V., M. Bidegain, F. Blixen, E. A. Forbes, J. J. Lagomarsino and G. J. Nagy 2003: Climate extremes and changes in precipitation and wind-patterns in the vicinities of Monteivdeo, Uruguay www.aiaccproject.org/meetings/San Jose_03/Session 6/.

_____, E. A. Forbes, G. J. Nagy 2002: Ondas de tormenta y nivel del mar en la costa de Montevideo. Workshop Regional AIACC LA 26 y 32, Montevideo, Setiembre, 2002.

Saizar A. 1997: Assessment of impacts of a potential sea-level rise on the coast of Montevideo, Uruguay. *Clim. Res*. **9(1-2):** 73-79.

Shaw, J., R. B. Taylor, S. Solomon, H. A. Christian and D.L. Forbes. 1998: Potential Impacts of Global Sea-Level Rise on Canadian Coasts. *The Canadian Geographer 42*, **4**, 365-379.

CAPITULO 19

VULNERABILIDAD Y CAPACIDAD DE ADAPTACION DE LA PESCA ARTESANAL DEL RIO DE LA PLATA A LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA

Norbis W[1], A. Ponce[1], D.N. Severov[1], G. Saona[1], J. Verocai[1],
V. Pshennikov[1, 2], R. Silva[3], G. Sención[4] and G.J. Nagy[1]
1 Sección Oceanología, Dep. Ecología; 2 Unidad de Procesos y Cambio Climático, Inst. de Fïsica; 3 Dep. Geografía, Facultad de Ciencias, Dep. Economía, FCS UdelaR

19.1. Introducción

19.1.1. El problema y los objetivos

El objetivo de este trabajo es sintetizar la vulnerabilidad presente, así como también la capacidad y las estrategias de adaptación (en ausencia de cambio climático) de la pesquería artesanal de la costa uruguaya (SPC) a la variabilidad climática asociada a la variabilidad ENOS y eventos extremos (vientos fuertes). La flota pesquera artesanal opera dentro de las 7 millas de jurisdicción exclusiva uruguaya en el sistema frontal del (FE) del Río de la Plata (Fig. 19.1). La localización del FE, y por lo tanto la accesibilidad al recurso explotado, depende primariamente del caudal fluvial a escala estacional y anual (Nagy y otros 2003), la cual está asociada a su vez a la variabilidad El Niño Oscilación Sur (ENOS) y a la situación sinóptica (clima de vientos a la escala 1-10 días). Los estímulos climáticos desplazan el FE río arriba / abajo / hacia fuera de la zona de captura, dificultando la accesibilidad del recurso para los medios (barcas), por restricciones legales (distancia desde la costa) o costo operativo (razón beneficio de la captura / costo de la captura). El principal recurso explotado es la corvina blanca (*Micropogonias furnieri*) (Norbis y otros 2002a). El proyecto AIACC LA-32 continuó estudios efectuados durante las últimas dos décadas (Norbis 1995; Nagy y otros 1996; Norbis y otros 2002b; Nagy y otros 2002a).

El proyecto analiza:
1) las relaciones entre la zona frontal del Río de la Plata, la variabilidad ENOS, los recursos pesqueros y la pesca artesanal (Fig. 19.2).
2) la vulnerabilidad presente y capacidad de adaptación del sistema pesquero costero.

19.1.2. Área de estudio

El área de estudio es la costa Oeste del departamento de Montevideo y Este del departamento de San José, aproximadamente entre Santa Catalina y Playa Pascual, centrada en el asentamiento de pescadores artesanales de Pajas Blancas, el más importante del sistema. Esta zona es caracterizada por una muy alta variabilidad hidrológica lo que se traduce en cambios de la ubicación del sistema frontal (Guerrero y otros 1999; Nagy y otros 2002b; Severov y otros 2003a, b), de salinidad (Nagy y otros 2002a) y del límite de intrusión salina.

19.2. Datos y Métodos

Se utilizó información del Proyecto EcoPlata y adquirida por AIACC LA-32 durante el período 2002-2003. Se hizo un seguimiento semanal de las capturas en Pajas Blancas, del índice SST 3,4, de la ubicación del sistema frontal mediante imágenes SeaWifs (Severov y otros 2003, 2004), de la salinidad en Pajas Blancas y del viento (datos del SOHMA). La vulnerabilidad se evalúa a través de la construcción de matrices (datos y juicio experto) de las condiciones social, económica, ambiental/ climática e institucional. A cada una de las variables se le adjudica un factor de vulnerabilidad bajo (1), medio (2) o alto (3), se promedia para cada una de las cuatro condiciones y finalmente para el total.

19.3. Evaluación de la Vulnerabilidad, Capacidad y Estrategias de Adaptación

19.3.1. ¿Que es la vulnerabilidad?

Vulnerabilidad es el grado en que un sistema es susceptible a experimentar daño debido a la exposición a perturbaciones o estrés. El acceso a recursos y redes sociales la reduce aunque todos pueden ser afectados por los impactos de eventos meteorológicos extremos. La capacidad para atenuar estrés múltiple o enfrentar sus consecuencias a través de varias estrategias es un determinante clave de la respuesta del sistema y de un eventual impacto al mismo (Adger and Kelly 1999; IPCC 2001).

19.3.2. ¿Qué es la adaptación?

Es el proceso por el cual la población humana o un sistema reducen los efectos adversos del clima sobre sus medios de sustento. Esto incluye cualquier ajuste de comportamiento pasivo, reactivo o anticipatorio, así como también en la estructura económica, de manera de reducir la vulnerabilidad a la variabilidad, cambio climático y eventos extremos. La bondad de una adaptación se puede evaluar a través del análisis costo-beneficio (Smith 1996; Smith y otros 1999; Burton 2000; IPCC 2001)

19.4. Resultados y Discusión

Tabla 19.1. Análisis de la vulnerabilidad socioeconómica, ambiental, e institucional de la pesca artesanal de Pajas Blancas (Hernández y Rossi 2002; Nagy y otros 2003; Norbis y otros; 2004)

VARIABLE PROXY	VULNERABILIDAD		
	ALTA (3)	MEDIA (2)	BAJA (1)
SOCIALES (2.4)			
NIVEL EDUCATIVO		X	
NÚCLEO HABITACIONAL		X	
EMPLEO	X		
SALUD		X	
ORGANIZACIÓN SOCIAL	X		
ECONÓMICAS (1.9)			
BARCAS		X	
MOTORES		X	
ARTES PESCA			X
COMUNICACIONES			X
CÁMARAS DE FRÍO	X		
CAPTURA		X	
PRECIOS		X	
INGRESOS NETOS		X	
AMBIENTALES (2.2)			
EVENTOS ENOS	X		
VIENTOS	X		
RIESGO INUNDACIÓN		X	
EUTROFIZACIÓN		X	
PÉRDIDA HÁBITATS			X
LEGALES (2.8)			
LEYES / REGLAMENTOS		X	
PLAN ORD. TERRITOR IAL		X	
CONTROLES	X		
CONFLICTOS C/ PESCA INDUSTRIAL	X		
CONFLICTOS C/ VECINOS	X		
ORGANIZACIÓN LEGAL	X		
COMUNICACIÓN INTERINSTITUCIONAL	X		
SISTEMA LEGAL DE VIVIENDAS	X		
INDICE ACUMULADO (2,3)			

19.4.1. Evaluación de la Vulnerabilidad

Para los pescadores, y como consecuencia de que las salidas de pesca dependen de las condiciones del estado del tiempo, la variabilidad de las condiciones

ambientales futuras es una de las principales causas de incertidumbre (Norbis y otros 2002). Estas tienen un importante impacto sobre la distribución espacio – temporal de los recursos pesqueros. Así, la vulnerabilidad de la pesca artesanal se traduce en: 1) un cambio en las características de los vientos podría limitar las salidas de pesca, 2) los cambios de caudal como consecuencia del incremento de las precipitaciones en la cuenca del Río de la Plata, afecta la disponibilidad de especies en el área de pesca y 3) los eventos extremos estarían afectando las características de los sedimentos del fondo en las zonas de pesca (Norbis 2003).

En la tabla 3.6.1 se muestran las condiciones sociales, económicas, ambientales/ climáticas y legales/ institucionales de la vulnerabilidad presente del SPC (Silva 2003; Nagy y otros 2003; Norbis y otros 2004). Aunque globalmente el sistema presenta un índice relativamente alto de vulnerabilidad (2.3 sobre un máximo de 3) se han desarrollado estrategias de adaptación exitosas basadas en la migración hacia el Este, desde Pajas Blancas (PB) a San Luis (SL), para escapar de la gran variabilidad del sistema frontal y así reducir su vulnerabilidad. La migración de los pescadores artesanales hacia la costa Este comenzó a principios de la década de 1990 como consecuencia de los eventos extremos La Niña 1989 (Nagy y otros 1996) y El Niño 1992-93. Esta estrategia ocurre en general durante el período de bajas capturas en el sistema frontal (abril-setiembre) y determinó un asentamiento definitivo en San Luis (SL) (Hernández y Rossi 2002). Esta adaptación es considerada exitosa hasta el 2002 (Nagy y otros 2003; Norbis y otros 2004).

19.4.2. Condiciones ambientales

En la 19.3 se muestra la evolución de los eventos ENOS (índice SST 3,4) y los caudales de los ríos Paraná y Uruguay entre 2000 y 2002. En la figura 19.4 se muestra la localización Oeste del FE durante un evento La Niña extremo (verano 1999-2000); en la figura 19.5 se muestra la localización Este del FE durante el evento El Niño severo de 2002, cuando la salinidad fue cercana a cero durante toda la zafra 2002-2003 (Fig. 19.6).

19.4.3. Escenario económico

La figura 19.7 muestra el ingreso neto mensual promedio a largo plazo de la pesquería de Pajas Blancas, donde se identifica claramente el período de zafra (octubre-febrero). La figura 19.8 muestra el escenario de salidas de pesca diarias sobre la base de las capturas e ingresos de la zafra 1998-1999, considerada tipo o referencia, donde se discrimina el comportamiento observado de las barcas en número y eficiencia (captura). Según esta información de referencia se construyó escenarios de actividad pesquera de la flota expresada en términos económicos, siendo las cajas de pesca la unidad (Fig. 19.9). La figura 19.10 compara un modelo empírico de actividad de la flota contra las capturas de la

zafra 1998-99, que sugiere que un aumento moderado de ~13% de la captura (25 cajas en vez de 23) durante una zafra normal de 4 meses (dentro del máximo octubre-febrero), asegura ingresos sensiblemente superiores a la referencia. Finalmente, la figura 19.11 muestra la relación entre el número de salidas y cajas de pesca para tres situaciones: la zafra 98-99 comparada a dos escenarios plausibles, según el análisis histórico, de 31 cajas y 15 barcas y 40 cajas y 31 barcas respectivamente. Este último es el escenario considerado de máxima.

19.5. Síntesis y Conclusión

La experiencia de los últimos 15 años indica que los eventos El Niño y La Niña que causan un severo desplazamiento del sistema frontal y perjuicio a la pesca artesanal son aquellos fuertes y persistentes durante varios meses (1989, 1992, 1997, 1999, 2002) y que afectan el sistema frontal durante la temporada alta de pesca (octubre-febrero).

La alerta temprana es entonces posible ya que todos ellos fueron precedidos por anomalías SST 3,4 persistentes superiores a +/- 1,0 C varios meses antes del inicio de la zafra. En estos casos, algunas medidas de adaptación pueden ser incorporadas.

Para facilitar la implementación de medidas anticipadas de adaptación es necesario desarrollar un proceso participativo que involucre científicos, administradores de recursos y pescadores, lo que requiere incrementar el diálogo y comunicación entre estos actores.

El análisis de escenarios de base de salidas, capturas y del ingreso neto sugiere que la actividad es rentable siempre y cuando la zafra dure los 4 meses tipo con 15-16 días de salida (mínimo), lo que es usual con una ocurrencia de vientos fuertes (mayores a 8 m/s) según la climatología normal (no bajo un escenario 2002).

Hasta el año 2002 las medidas autónomas de adaptación de las comunidades pesqueras han sido exitosas salvo para enfrentar eventos extremos asociados a eventos ENSO fuertes.

El aumento ya ocurrido y esperable para el futuro de la frecuencia de vientos marinos (E y SE) y del caudal fluvial puede impactar negativamente la pesquería artesanal bajo el esquema actual de explotación y considerando la disponibilidad del recurso accesible en el área de pesca.

Referencias

Adger N. and M. Kelly 1999: Social vulnerability to climate change and the architecture of entitlements. *Mitigation and adaptation strategies*, **4**,253-266.

Burton I. 1998: Adapting to climate change in the context os national economic planning and development. Africa's valuable assets: A reader in natural reosurce managments (*Ed. Peter Veit*).

Burton I. 2000: Adaptation to Climate Change and Variability in the context of Sustainable Development, pp 153-173, in Luis Gómez Echeverri (Ed), Climate Change and Development. *UNDP and Yale School of Forestry and Environmental Studies.* New Haven, Connecticut.

Guerrero R. A, Acha E. M., Framiñan M. B, Lasta C. A. 1997: Physical ocenography of the Río de la Plata estuary, Argentina. *Continental Shelf Research,* 17:727-742.

Hernández J. M, Rossi P. 2001: Caracterización de los asentamientos de pescadores artesanales en la zona frontal del Río de la Plata. Inv. Gestión Frente Salino Río de la Plata, Uruguay, Vizziano D, Puig P, Messones C, Nagy GJ (Eds). *DINARA-FC, EcoPlata*, 14.

IPCC (International Panel of Climate Change) 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and vulnerability. Third Assessment Report (TAR) of Working Group II. *Cambridge University Press*.

Nagy G. J. y Martínez C. M. 1996: Series Temporales Geofísicas en la Costa Uruguaya. Country Study Uruguay Project Report. *Com. Nac. Cambio Global*, Montevideo.

Nagy G. J, M. Gómez, A. Acuña, C. M. Martínez, V. Severova, J. López J. Laborde y A. C Perdomo 1996: Vulnerabilidad de la Costa Norte del Río de la Plata a la Variabilidad a corto y largo plazo de los caudales fluviales. Country Study-Uruguay*,* 11 pp.

_____, C. M. Martínez, R. M. Caffera, E. A. Forbes, A. C. Perdomo and J López Laborde 1997: The hydrological and climatic setting of the Río de la Plata. In: The Río de la Plata. An environmental overview. Chapter 2, pp 17-68. *Publ. Dalhousie University*, Canada.

_____, M. Gómez-Erache and A. C. Perdomo 2002: Río de la Plata in The Encyclopedia of Global Environmental Change, (Munn T, Chief Ed.), Vol. 3: Water Resources (Douglas I, Ed), *John Wiley & Sons*, New York-London.

_____, _____, López C. H and A. C. Perdomo 2002: Nutrient distribution and symptoms of eutrophication in the Río de la Plata estuary system. *E Orive,* M Elliott, VN de Jorge (eds), Nutrients and Eutrophication in Estuaries and Coastal Waters. *Hydrobiologia,* **475/476**: 125-139.

_____, V. Pshennikov and P. Robatto 2003: Monthly variability of salinity at Montevideo, Rio de la Plata´s frontal zone, in response to consecutive ENSO fluctuations and to the River Uruguay Flow (1998-2000). In The Rio de la Plata: Research for the Management of the Environment and Fisheries in the salinity front: 21-31. Vizziano D, P Puig, C Mesones and GJ Nagy (Eds),

EcoPlata Programme, Montevideo.

_____, G. Sención, W. Norbis, A. Ponce, G. Saona, R. Silva, M. Bidegain and V. Pshennikov 2003: Overall Vulnerability of the Uruguayan Coastal Fishery System to Global Change in the Estuarine Front of the Rio de la Plata. Open Meeting of the Human Dimensions of Global Environmental Change Research Community. Montreal.

Norbis, W. 1995: Influence of wind, behaviour and characteristics of the croacker (Micropogonias furnieri) artisanal fishery in the Río de la Plata (Uruguay). *Fisheries Research*, **22**, 43 - 58.

_____ 2003: Framework for adaptation control information system in the Rio de la Plata: The case of coastal fisheries. 1st Latin America & Caribbean AIACC Workshop, San José de Costa Rica, 2003.

_____, J. Verocai and V. Pshennikov 2002: Activity of the artisanal fishing fleet in relation to meteorological conditions during the October 1998 to March 1999 fishing season. Pp: 189-195. In Vizziano, D., Puig, P., Mesones, C., Nagy, G. (Eds). Research to Manage the Environment, Fish Resources and the Fishery in the Saline Front. *Ecoplata Program*, Montevideo.

_____, G. J. Nagy, A. Ponce, V. Pshennikov, G. Saona, G. Sención, R. Silva and J. Verocai 2004: Adaptive Capacity and Sustainability of Coastal Fishemren of the Uruguayan coast of the Rio de la Plata river estuary to Hydroclimatic vairability. 2nd AIACC Regional Workshop, Buenos Aires, August 2004.

Severov D. N, G. J. Nagy, V. Pshennikov and E. Morozov 2003: SeaWifs Fronts of the Rio de la Plata Estuarine System. *Geophysical Research Abstracts*, Vol 5, 01914.

_____, G. J. Nagy, V. Pshennikov, M. Santos and E. Morozov, 2004: Rio de la Plata Estuarine System: Relationship between River Flow and Frontal Variability. 35th COSPAR Scient. Assembly, Paris, France, July 2004. Smit B., I. Burton, R. Klein and R. Street (1999) The science of adaptation: A framework for assessment, in Robert K. Dixon (Ed) Mitigation and Adaption stategies for Global Change, Vol.4 Nºs 3-4, pp. 199-213. *KLUWER Academic Publishers*, Dordrecht, The Netherlands.

Smith J. B., Bhatti N., Menzhulin G., Benioff R., Budyko M..I., Campos M., Jallow B. and Rijsberman 1996: Adapting to Climate Change: Internaltional Perspectives, Springer, 475 pp.

Smith B., I. Burton, R. Klein and R. Street 1999: The science of adaptation: A framework for assessment, in Robert K Dixon (Ed), Mitigation and Adaptation strategies for global change, Vol.4 Nº 3-4, pp 199-213. *Kluwer Academic Publishers,* Dordretch, The Netherlands.

LISTADO DE FIGURAS QUE SE ENCUENTRAN EN EL CD

CAPITULO 1

Fig. 1.1. Apartamiento de la temperatura media anual de superficie con respecto del promedio de 61-1990. La línea continua es el promedio móvil de 21 años

Fig. 1.2. Apartamiento de la temperatura media anual del Hemisferio Norte respecto del promedio de 1900-1950. La línea gruesa es el promedio móvil de 51 años. (Basado en datos paleo-climáticos tomados de Mann y otros (1999)

Fig. 1.3. Emisiones globales de carbono para cuatro escenarios diferentes (a) y concentraciones de dióxido de carbono (b) para el período 2000-2100. (IPCC, 2001)

CAPITULO 2

Fig. 2.1. Anomalías de temperatura media anual respecto de 1961-90 para el sudeste de Sudamérica (Obtenida de http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/java/time_series.html)

Fig. 2.2. Tendencias de la precipitación anual (mm/año) en el sudeste de Sudamérica para el período 1959-2002

Fig. 2.3. Primera (CP1) (izquierda) y segunda (CP2) (derecha) componentes principales obtenidas con datos de reanálisis de NCEP/NCAR.

Fig. 2.4. Series de factor loadings relacionadas con el modelo 1 (CP1) y 2 (CP2)

Fig. 2.5. Series de factor loadings para la estación verano relacionadas con el modelo 1(CP1) y 2 (CP2)

CAPITULO 3

Fig. 3.1. Cuenca del Plata y subcuencas de los ríos principales

Fig. 3.2. Ciclo anual de caudal (m^3/s) para estaciones en los ríos Paraná, Uruguay, Paraguay e Iguazú

Fig. 3.3. Composición de anomalías de precipitación para el período marzo (+) –mayo(+) de eventos El Niño que persistieron hasta mayo (+) en la región Niño 3

Fig. 3.4. Composición de anomalías de precipitación para el período septiembre-noviembre de años de inicio de eventos El Niño (años 0)

Fig. 3.5. Composiciones de precipitación diaria acumulada (mm/día) para períodos de 4 días antes de la fecha de máxima crecida para los eventos ocurridos durante los semestres cálido y frío

Fig. 3.6. Anomalías de precipitación estacionales (mm/estación) en el sudeste de Sudamérica durante las fases de eventos El Niño con caudales extremos en Paso de los Libres (anomalías significativas al nivel de 95 % aparecen sombreadas)
Fig. 3.7. Caudales medios anuales (m^3/s) en estaciones de los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay. Se indican los promedios para el período con información disponible (línea roja) y la tendencia lineal a partir de 1970 (línea verde)
Fig. 3.8. Frecuencia decádica de casos en los que el caudal mensual supera en al menos dos veces el desvío estándar para el correspondiente mes
Fig. 3.9. Frecuencia decádica de casos en los que el caudal mensual supera en al menos dos veces el desvío estándar para el correspondiente mes

CAPITULO 4

Fig. 4.1. Campos medios anuales de presión atmosférica al nivel del mar (hPa) estimados por los modelos HADCM3 y CSIRO Mk2 y los reanálisis de NCAR/NCEP
Fig. 4.2. Coeficientes de correlación espacial a nivel mensual para la presión a nivel del mar entre los datos provistos por un conjunto de MCGs y reanálisis de NCAR/NCEP
Fig. 4.3. Porcentaje de la precipitación anual observada que es estimada por cuatro MCGs
Fig. 4.4. Porcentaje de la precipitación estacional observada que es estimada por el modelo HADCM3
Fig. 4.5. Diferencias entre la temperatura media anual estimada por cuatro MCGs y reanálisis del NCEP
Fig. 4.6. Esquema de las dimensiones involucradas en los cuatro escenarios de emisiones SRES propuestos por el IPCC
Fig. 4.7. Escenarios de diferencias de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario A2
Fig. 4.8. Escenarios de diferencias de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario B2
Fig. 4.9. Escenarios de diferencias de temperatura ($^{\circ}K$) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario A2
Fig. 4.10. Escenarios de diferencias de temperatura ($^{\circ}K$) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario B2.

CAPITULO 5

Fig. 5.1. El Estuario del Río de la Plata
Fig. 5.2. Daños por evento en pesos (0.33 USD) como función de la elevación del nivel medio del río sobre su nivel actual
Fig. 5. 3. Tiempo de retorno de inundaciones en años en la actualidad: marrón 1;rojo 5; rosa oscuro 10;rosa 20; rosa claro 50; rosa muy tenues 100
Fig. 5. 4. Cambios en los tiempos de retorno entre el 2070/2080 y la actualidad en años. Colores como en la figura 5.3
Fig. 5.5. Índice de vulnerabilidad social a inundaciones: condiciones actuales
Fig. 5. 6. Cambio del índice de vulnerabilidad social a inundaciones entre la década de 2070/2080 y el presente

CAPITULO 6

Fig. 6.1. Distribución mensual de la frecuencia de ocurrencia de *sudestada*s en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 1.60m
Fig. 6.2. Distribución de frecuencia de ocurrencia de *sudestada*s en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 1.60m, para cada una de cinco décadas indicadas
Fig. 6.3. Distribución de la altura de la onda de tormenta con un umbral de 1,60m
Fig. 6.4. Distribución de la duración de las *sudestada*s asociadas a una altura de onda de tormenta superior a 1.60m
Fig. 6.5. Distribución mensual de la frecuencia de ocurrencia de *sudestada*s en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 2,05m
Fig. 6.6. Frecuencia media anual de *sudestada*s para las últimas cinco décadas del siglo, comenzando en el período 1951/1960 y finalizando en 1991/2000
Fig. 6.7. Altura geopotencial media de la superficie de 1000 hPa para el período 1950-2000 de los campos de circulación asociados con *sudestada*s (a); altura geopotencial media de la superficie de 1000 hPa para el mismo período sobre el total de la muestra (b)
Fig. 6.8. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c, panel izquierdo) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f, panel derecho) relacionadas con la ocurrencia de *sudestada*s
Fig. 6.9. Distribución anual de *sudestada*s asociadas a la CP1 (a), CP2 (b) y CP3 (c)
Fig. 6.10. Intensidad de precipitación en 24 horas en el Observatorio Central Buenos Aires asociada a la ocurrencia de eventos de *sudestada*

Fig. 6.11. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c, panel izquierdo) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f, panel derecho) relacionadas con la ocurrencia de *sudestada*s en los casos en que se manifestaba precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

Fig. 6.12. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c, panel izquierdo) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f, panel derecho) relacionadas con la ocurrencia de *sudestada*s en los casos en que no se manifestaba precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

Fig. 6.14. Las dos primeras componentes principales (CP1, CP2) con la varianza explicada en cada caso (a, b, panel izquierdo) correspondiente a los campos de circulación de *sudestada*s asociadas a precipitación y las dos primeras componentes principales (CP1, CP2) con la varianza explicada en cada caso (c, d panel derecho) correspondiente a los campos de circulación en 1000 hPa asociadas a no precipitación en OCBA. En ambos casos se consideran las componentes principales 24 horas antes del evento

Fig. 6.15. Frecuencia relativa de *sudestada*s con y sin precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

CAPITULO 7

Fig. 7.1. Forzantes del sistema

Fig. 7.2. Evolución del nivel medio anual del Río de la Plata en la ciudad de Buenos Aires (producida por D'Onofrio y Fiore)

Fig. 7.3. Evolución del nivel medio estacional del Río de la Plata en la ciudad de Buenos Aires (producida por D'Onofrio y Fiore)

Fig. 7.4. Dominios de los modelos hidrodinámicos del INA

Fig. 7.5. Datos batimétricos utilizados en el modelo RPP-2D

Fig. 7.6. Campos de viento de NCEP/NCAR

Fig. 7.7. Estaciones de registro de niveles de marea

Fig. 7.8. Comparación entre las ondas de marea predichas de Tabla y simuladas con el modelo RPP-2D. (a) Martín garcía, (b) Colonia, (c) Buenos Aires, (d) Montevideo, (e) Torre Oyarvide, (f) San Clemente, (g) Punta del Este, (h) Mar del Plata

Fig. 7.9. Estadísticas anuales y decadal en la ciudad de Buenos Aires. (a) Nivel medio, (b) Curva de frecuencia de niveles

Fig. 7.10. Ley de Variación del coeficiente de arrastre C_D

Fig. 7.11. Comparación entre los niveles medios anual y estacional para 1997 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D
Fig. 7.12. Comparación entre curvas de frecuencia de niveles para 1997 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D
Fig. 7.13. Comparación entre niveles medios anual y estacional para la década de 1990 en Buenos obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D. (a) 1990, (b) 1991, (c) 1993, (d) 1994
Fig. 7.14. Datos de nivel del TOPEX-POSEIDON para la estación 3092
Fig. 7.15. Comparación entre datos satelitales y resultados del modelo RPP-2D para las condiciones estacionales medias. (a) Puntos de muestreo, (b) Condiciones medias de verano, (c) Condiciones medias de invierno
Fig. 7.16. Comparación entre curvas de frecuencia de niveles para la década de 1990 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D. (a) 1990, (b) 1991, (c) 1993, (d) 1994.
Fig. 7.17. Comparación entre velocidades de corriente en el río obtenidas de mediciones y simuladas con el modelo RPP-2D. (a) Componente Oeste-Este, (b) Componente Norte-Sur
Fig. 7.18 Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un aumento del caudal de los tributarios, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) 30000 m^3/s (+30%), (b) 75000 m^3/s
Fig. 7.19. Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un incremento y rotación hacia el este de los vientos durante el verano, de acuerdo el modelo RPP-2D
Fig. 7.20. Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un incremento del nivel medio del mar de 25cm, de acuerdo al modelo RPP-2D
Fig. 7.21. Incremento del nivel medio para los escenarios futuros, incluyendo sólo el cambio en los vientos, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) 2030, (b) 2070
Fig. 7.22. Incremento del nivel medio en Buenos Aires para los escenarios futuros de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D
Fig. 7.23. Incremento del nivel medio para los escenarios futuros de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) 2030, (b) 2070
Fig. 7.24. Incremento del nivel medio estacional para el escenario de aumento medio de la década de 2070, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno, (d) primavera
Fig. 7.25. Curvas de frecuencia de niveles para los escenarios de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D

CAPITULO 8

Fig. 8.1. Geología del área costera del río de La Plata entre el delta y Punta Piedras
Fig. 8.2. Geología de la bahía de Samborombón entre Punta Piedras y Punta Rasa
Fig. 8.3. Geomorfología del área costera del río de La Plata entre el delta y Punta Piedras
Fig. 8.4. Geomorfología de la bahía de Sambombón entre Punta Piedras y Punta Rasa
Fig. 8.5. Evolución de la bahía de Samborombón en el cuaternario alto (Codignotto y Aguirre 1993)
Fig. 8.6. Avance del frente del delta del río Paraná en los últimos 250 años.
Fig. 8.7. Progradación y tendencia del delta del río Paraná

CAPITULO 9

Fig. 9.1. Topografía del área costera del río de la Plata entre el Delta y Punta Piedras
Fig. 9.2. Topografía de la bahía de Samborombón entre Punta Piedras y Punta Rasa
Fig. 9.3. Topografía entre Punta Rasa y Punta Médanos.
Fig. 9.4. Relación entre los valores topográficos del (IGM) y los datos de mareas en el Río de La Plata
Fig. 9.5. Topografía de la Ciudad de Buenos Aires
Fig. 9.6. Detalle del delta del Paraná y los valles del río Matanzas y Reconquista que flanquean a la Ciudad de Buenos Aires
Fig. 9.7. Costa del río de la Plata y valles tributarios al mismo
Fig. 9.8. Detalle del contorno costero en el área de Punta Piedras
Fig. 9.9. Sector de la bahía de Samborombón mostrando el área de humedales
Fig. 9.10. Sector próximo a San Clemente mostrando los humedales de General Lavalle

CAPITULO 10

Fig. 10.1. Área de estudio, zona norte
Fig. 10.2. Área de estudio, zona sur

CAPITULO 11

Fig. 11.1. Período de retorno ó recurrencia del nivel máximo anual en la ciudad de Buenos Aires
Fig. 11.2. Estaciones de control para la determinación de los mapas de riesgo

Fig. 11.3. Ondas de tormenta en las estaciones de control para la tormenta de 100 años de recurrencia
Fig. 11.4. Envolvente de los máximos de la onda de inundación para la tormenta de 100 años de recurrencia
Fig. 11.5. Período de retorno ó recurrencia del nivel máximo anual en la ciudad de Buenos Aires para escenarios futuros de aumento medio del nivel medio del mar
Fig. 11.6. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años)
Fig. 11.7. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años) correspondiente al escenario de 2030
Fig. 11.8. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años) correspondiente al escenario de 2070

CAPITULO 12

Fig. 12.1. Comparación de los daños totales anuales para condiciones actuales y escenarios de incremento del nivel del mar en pesos

CAPITULO 13

Fig. 13.1. Localización de áreas de estudio (La Boca y Avellaneda
Fig. 13.2. Organigramas del Ejecutivo Nacional con cambios producidos en DC y SIFEM.

CAPITULO 14

Fig. 14.1. Anomalías de precipitación en Montevideo (1901-1995; climatología 1961- 1990)
Fig. 14.2. Evolución de las medias anuales de precipitación en Montevideo (1883-2003)
Fig. 14.3. Anomalías de temperatura en Montevideo (1901-1995; climatología 1961-1990
Fig. 14.4. Evolución de las medias anuales de temperatura en Montevideo (1883-2003)
Fig. 14.5. Evolución de nivel medio del mar en Punta Lobos, Montevideo (1902-2003). Los años en color corresponden a estimaciones a partir de otras estaciones
Fig. 14.6. Evolución comparada de la presión a nivel del mar y del nivel del mar en Montevideo (1902-2000; de Forbes 2002)
Fig. 14.7. Evolución de los caudales anuales del Río Uruguay en Salto (1921-2003)
Fig. 14.8. Evolución de los caudales anuales del Río Paraná en Corrientes (1904-2002)

Fig. 14.9. Evolución discontinua de la salinidad anual en Montevideo desde 1906. Nota el año marcado como 1919 es la media del período 1911-1928
Fig. 14.10. Evolución de la velocidad media de los vientos en Montevideo y Colonia (1961-2000)
Fig. 14.11. Evolución del índice de circulación zonal en el Río de la Plata (1948-2000)

CAPITULO 15

Fig. 15.1. Esquema F-PEIR (Forzantes-Presión-Estado-Impacto-Respuesta) del estado trófico de un sistema estuarial
Fig. 15.2. Esquema del Río de la Plata donde se muestra el río mareal, la zona marina y el Canal Oriental a lo largo de la costa uruguaya
Fig. 15.3. Esquema de las fuerzas de flotabilidad en un estuario del tipo del Río de la Plata

CAPITULO 16

Fig. 16.1. Imágenes sobre la densidad de población, urbanización y eutrofización en ríos y embalses en la cuenca inferior del Río de la Plata
Fig. 16.2. Ubicación de las zonas de embalses y sus áreas y tipos de influencia e impacto
Fig. 16.3. Ocurrencia de cianofíceas en Buenos Aires (1944-45), cuando los caudales de entrada al Río de la Plata fueron los mínimos históricos (modificado de Guarrera 1950)
Fig. 16.4. Evolución por períodos de la presencia ocasional de cianobacterias hasta el desarrollo de floraciones nocivas en la costa Norte del RP (1925-2004)

CAPITULO 17

Fig. 17.1. Área de Estudio de la Cuenca Inferior y media del Río Santa Lucía (SL)
Fig. 17.2. Distribución mensual de la frecuencia de precipitaciones en Florida (34°18’ S, 56°14’ W, período 1990-2003) muy correlacionada con el caudal en Ruta 11
Fig. 17.3. Evolución anual de las precipitaciones en Montevideo (34°52’ S, 56°12’ W 1948-2001), de patrón similar a la cuenca inferior del SL.
Fig. 17.4. Evolución reciente (nuevo aforo) de los caudales del Río Santa Lucía (1979-2003)

Fig. 17.5. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la Cuenca Media, en Primavera: *a)* Octubre, *b*) Noviembre y *c)* Diciembre. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003
Fig. 17.6. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la Cuenca Media, en Verano: *a)* Enero, *b*) Febrero. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003
Fig. 17.7. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la zona estuarina, en Primavera: *a)* Octubre, *b*) Noviembre y *c)* Diciembre. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003
Fig. 17.8. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la zona estuarina, en Verano: *a)* Enero, *b*) Febrero. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003
Fig. 17.9. Frecuencia en días de estiajes por debajo de los umbrales 1,0, y 1,5m. en el puente sobre Ruta 11. Período 1979-2003.
Fig. 17.10. Frecuencia en días de las crecidas por encima de los umbrales 1,0, y 1,5m. En "Las Brujas". Período 1979-2003
Fig. 17.11. Flujo de humedad en el nivel de 925 hPa, a) 5 días antes del máximo de crecida en Puente Ruta 11 y b) 3 días antes. Composición de los 15 mayores eventos para el río Santa Lucía. En verde se ubica la cuenca
Fig. 17.12. Evolución de la carga de N en función de las precipitaciones en Sgo. Vázquez (a), y de la clo-a en función de la salinidad en Delta del Tigre (b) y Sgo. Vázquez (c)
Fig. 17.13 Evolución de la temperatura en El Prado-Montevideo (1974-2003)

CAPITULO 18

Fig. 18.1. Área de estudio de la vulnerabilidad entre Punta Lobos y Playa Pascual
Fig. 18.2. Ubicación del sistema frontal del RP bajo condiciones medias de descarga del Río Uruguay
Fig. 18.3. Evolución del nivel medio del mar en Punta Lobos (1902-2000),
Fig. 18.4. Evolución del nivel del mar en relación a la presión atmosférica (arriba) y la velocidad del viento (abajo) durante el evento extremo de febrero 1993
Fig. 18.5. Evolución anual del nivel medio del mar (1971-2003
Fig. 18.6. Imagen Modis (02/04/2002) de la situación de máxima descarga del Río Santa Lucía de últimos 30 años comparada con un caudal alto tipo (27/04/02)

Fig. 18.7. Mapa de vulnerabilidad costera (escenario medio)
Fig. 18.8. Mapa de vulnerabilidad relativa (25% superior e inferior y 50% medio)

CAPITULO 19

Fig. 19.1. Ubicación del sistema frontal donde se desarrolla la pesquería en la costa norte
Fig. 19.2. Ubicación del sistema frontal bajo diferentes condiciones de descarga fluvial (a: La Niña fuerte, b: normal, d: El Niño fuerte y e: El Niño extremo), y ubicación de los sentamientos pesqueros (Modificado de Nagy et al 2002, 2003).
Fig. 19.3. Evolución mensual del indicador ENSO SST 3,4 (modificado según Severov et al 2004) y de los caudales de los ríos Uruguay y Paraná (2000-2002). Las líneas horizontales de abajo a arriba marcan La Niña fuerte, situación neutral y El Niño fuerte
Fig. 19.4. Localización Oeste extrema del sistema frontal durante el verano 1999-2000 (Severov et al. 2004) cuando las barcas debieron trasladarse a Kiyú (Hernández y Roissi 2002)
Fig. 19.5. Localización Este extrema del sistema frontal durante la primavera 2002 (Severov et al. 2004), cuando la pesquería fue muy afectada por El Niño
Fig. 19.6. Evolución de la salinidad durante el período de pesca 2002-2003.
Fig. 19.7. Ingresos (en valores relativos) de la pesquería artesanal promediada desde los años 1980s, donde se discrimina el período de zafra y post-zafra y sus ingresos netos. La línea negra es el ingreso promedio, la verde durante eventos ENSO fuertes y la fucsia años buenos (tomado de Nagy et al. 2003)
Fig. 19.8. Salidas de las barcas de pesca durante la zafra tipo 1988-1999. Base = 31 barcas y 23 kg / caja. Se indican los extremos (de Norbis et al. 2004)
Fig. 19.9. Escenarios de productividad zafral de la pesquería de Pajas Blancas: Base zafra 1998-99 (30 barcas). Se estiman toneladas de captura según 9 posibilidades modeladas a partir de la observación: 9 = mínima (2 meses de pesca de 8 días/mes y 26 cajas/día); 1= máxima (4 meses de pesca de 17 días/mes y 46 cajas/día). Se indican los niveles de captura mínima (línea negra) y máxima (línea gris) de la zafra 1998-99
Fig. 19.10. Comparación de un modelo de actividad pesquera contra la observación de la zafra 1998-99 (base = 923 barcas, 64 días y 22 cajas). El modelo (640 barcas, o sea 10 barcas/salida/día, y captura promedio de 25 cajas/día)

Fig. 19.11. Escenarios de actividad pesquera de Pajas Blancas. Se comparan días salidos contra captura (cajas) para tres escenarios: 1 o medio: 31 cajas/15 barcas; el 2 o zafra 1998-99 y el 3 (40 cajas / 31 barcas).

ANEXO 1

Fig. 1. Densidad de población
Fig. 2. Subíndice demográfico del índice de vulnerabilidad social estructural
Fig. 3. Subíndice de capacidad de vida del índice de vulnerabilidad sociol estructural
Fig. 4. Subíndice de producción y actividad económica del índice de vulnerabilidad social estructural
Fig. 5. Índice de vulnerabilidad social estructural
Fig. 6. Área inundada con una recurrencia media esperada de un año
Fig. 7. Área inundada con una recurrencia media esperada de cinco años
Fig. 8. Área inundada con una recurrencia media esperada de diez años
Fig. 9. Área inundada con una recurrencia media esperada de veinte años
Fig. 10. Área inundada con una recurrencia media esperada de cincuenta años
Fig. 11. Área inundada con una recurrencia media esperada de cien años
Fig. 12. Área inundada en la actualidad con las recurrencias indicadas en años
Fig. 13. Área inundada en escenario 2030 con las recurrencias indicadas en años
Fig. 14. Área inundada en escenario B2 2070 con las recurrencias indicadas en años
Fig. 15. Área inundada en escenario A2 2070 con las recurrencias indicadas en años
Fig. 16. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario actual
Fig. 17. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario 2030
Fig. 18. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario B2 2070
Fig. 19. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario A2 2070
Fig. 20. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario actual
Fig. 21. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2030
Fig. 22. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario B2 2070
Fig. 23. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario A2 2070
Fig. 24. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2030 - actual

Fig. 25. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario B2/2070 – actual
Fig. 26. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario A2/2070 - actual
Fig. 27. Topografía zona norte
Fig. 28. Topografía zona sur
Fig. 29. Tabla de uso de suelos
Fig. 30. Uso del suelo zona norte (ver tabla Fig. 29)
Fig. 31. Uso del suelo zona sur - Bahía de Sanborombón (ver tabla Fig. 29)
Fig. 32. Área de inundación permanente escenario A2 2070.

EL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL RÍO DE LA PLATA

Selección de informes técnicos de los proyectos:

Impactos del Cambio Global en las áreas costeras del Río de la Plata
y
Variabilidad hidroclimática del estuario del Río de la Plata:
Influencia humana, ENSO y estado trófico

Proyecto ¨Assessments of Impacts and
Adaptations to Climate Change **(AIACC)**¨
START-TWAS-UNEP

Para ver las figuras despliegue la pestaña 'Bookmarks' y navegue por el menú que allí aparece.

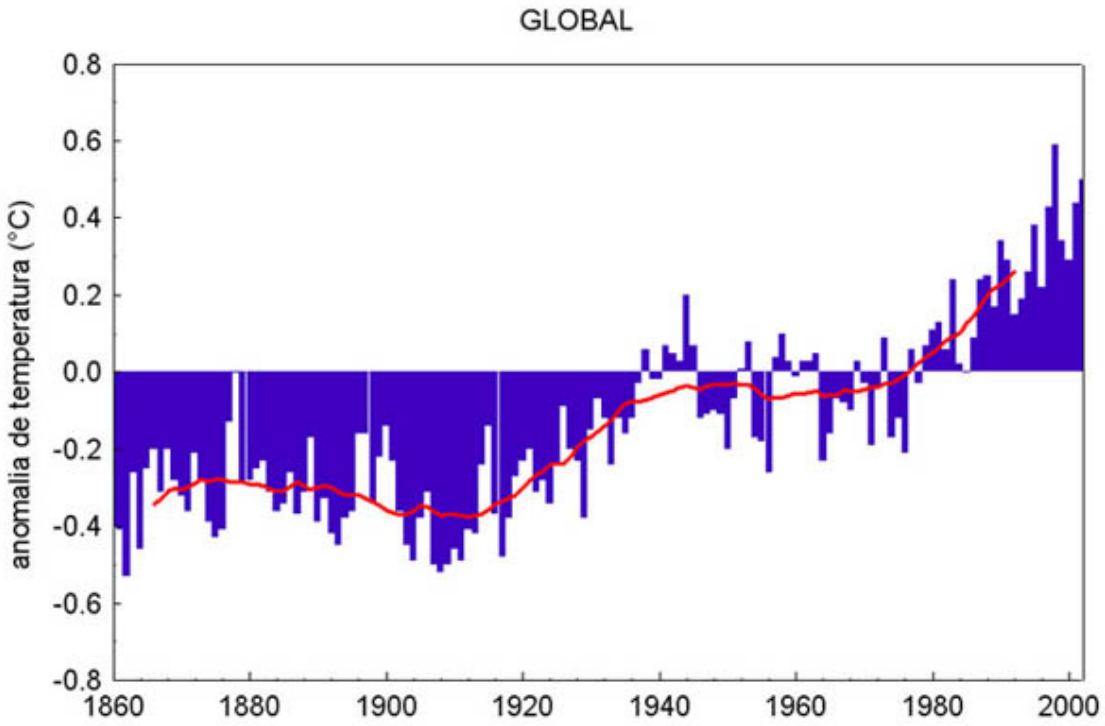


Fig. 1.1. Apartamiento de la temperatura media anual de superficie con respecto del promedio de 61-1990. La línea continua es el promedio móvil de 21 años

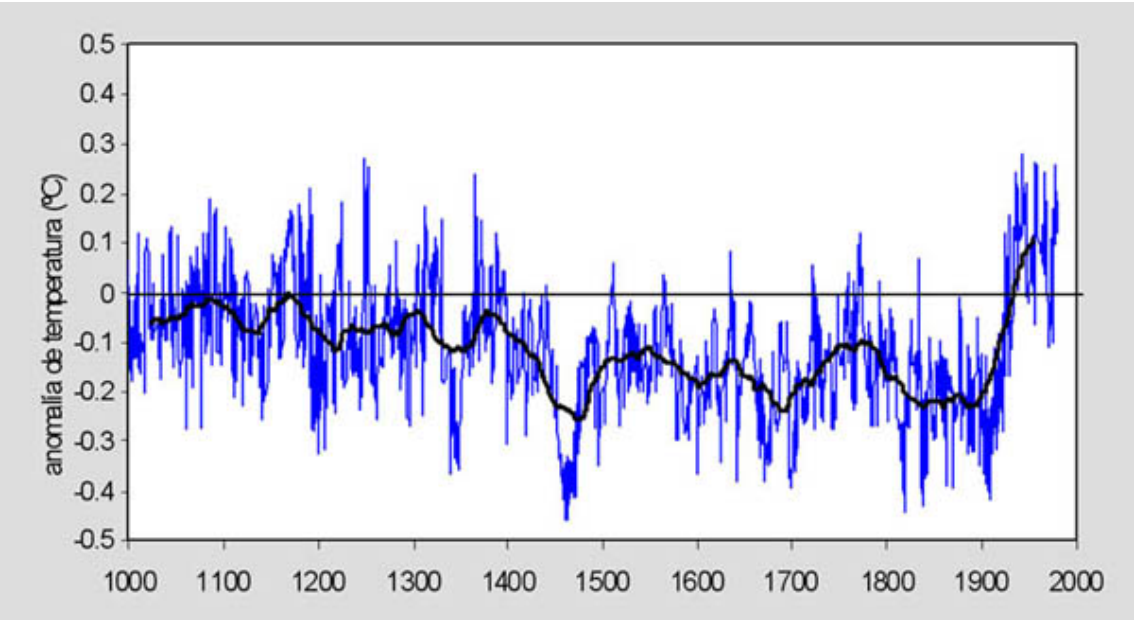


Fig. 1.2. Apartamiento de la temperatura media anual del Hemisferio Norte respecto del promedio de 1900-1950. La línea gruesa es el promedio móvil de 51 años. (Basado en datos paleo-climáticos tomados de Mann y otros (1999)

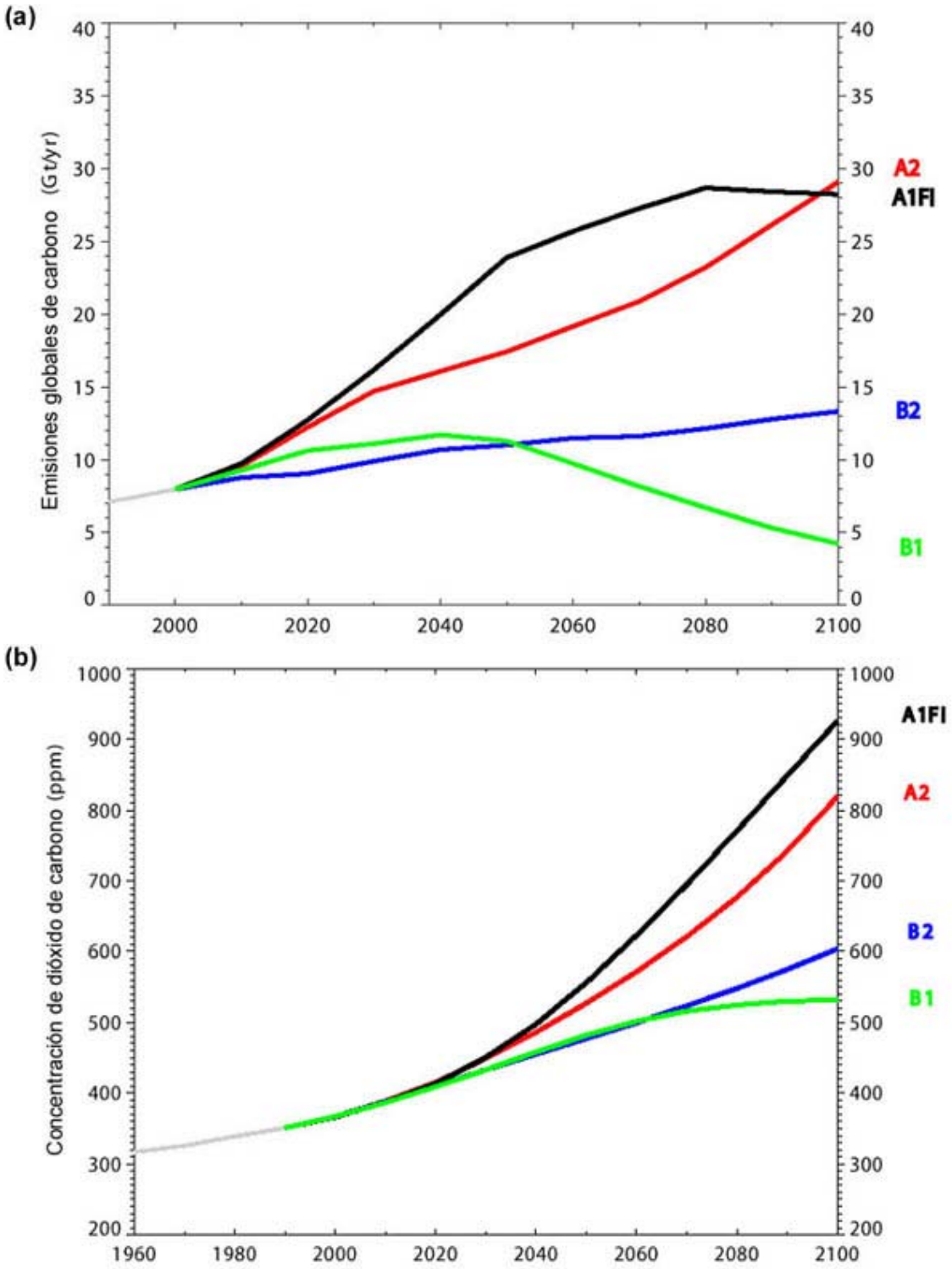


Fig. 1.3. Emisiones globales de carbono para cuatro escenarios diferentes (a) y concentraciones de dióxido de carbono (b) para el período 2000-2100. (IPCC, 2001)

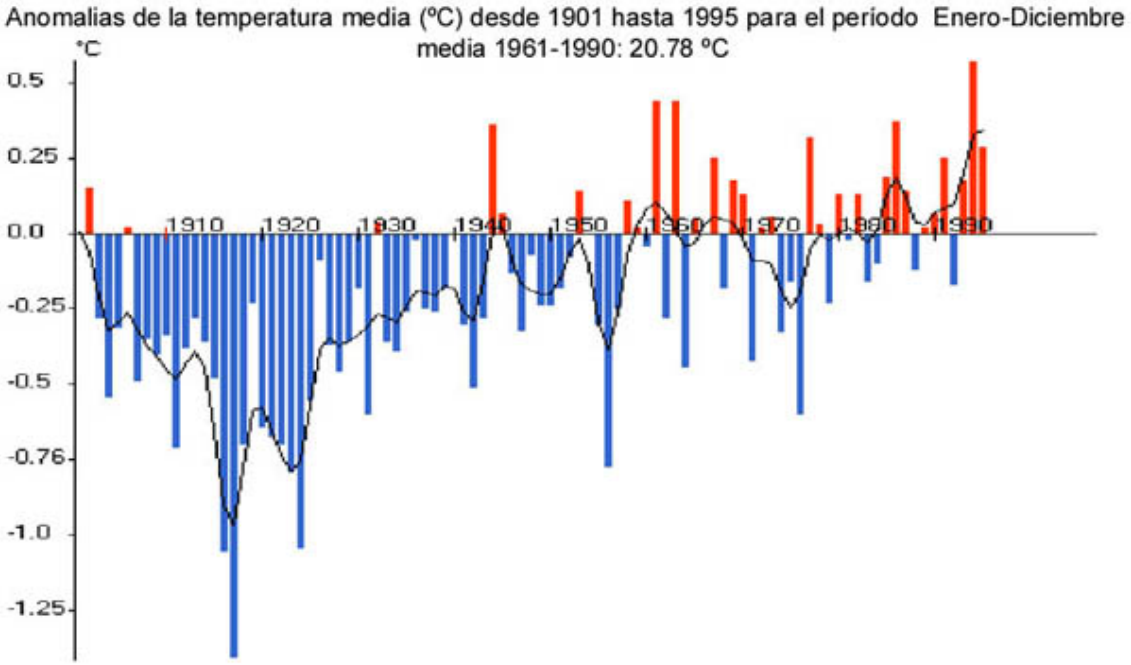


Fig. 2.1. Anomalías de temperatura media anual respecto de 1961-90 para el sudeste de Sudamérica
(Obtenida de http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/java/time_series.html)

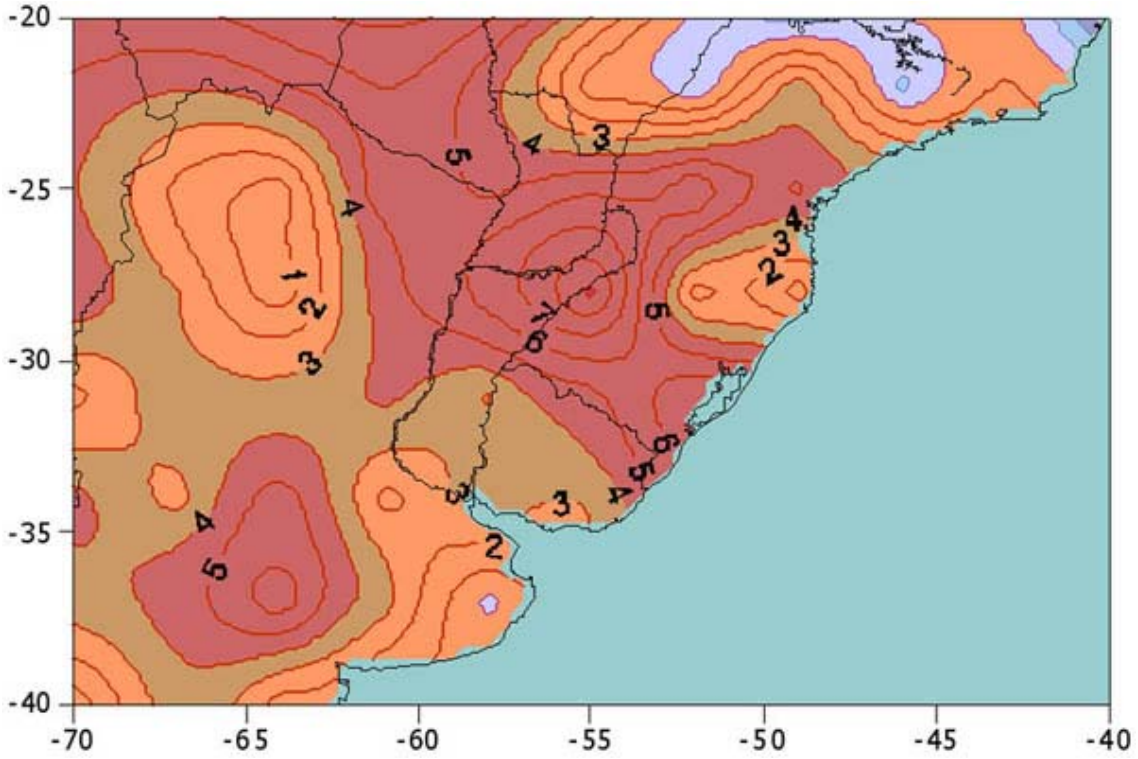


Fig. 2.2. Tendencias de la precipitación anual (mm/año) en el sudeste de Sudamérica para el período 1959-2002

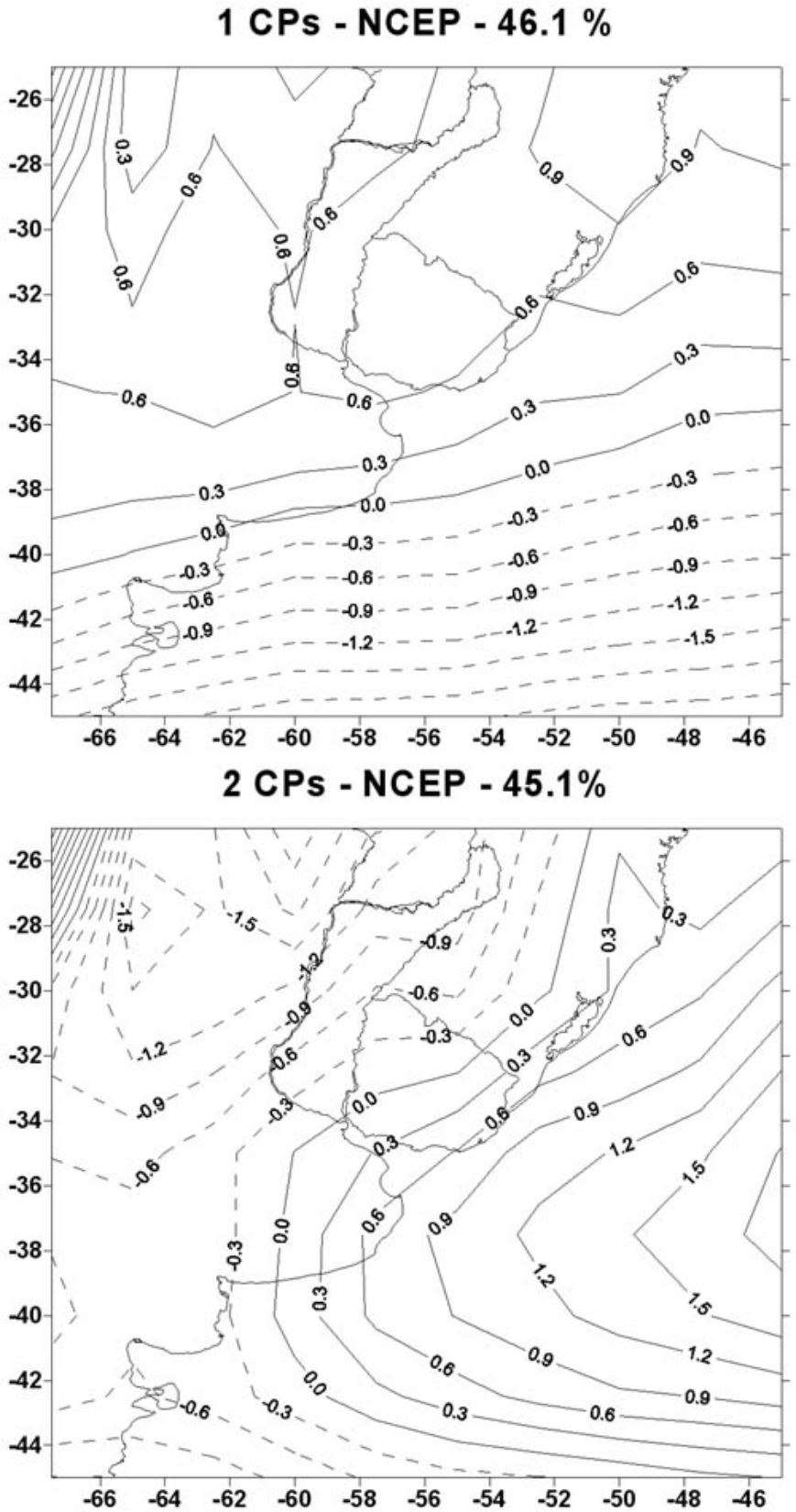


Fig. 2.3. Primera (CP1) (arriba) y segunda (CP2) (abajo) componentes principales obtenidas con datos de reanálisis de NCEP/NCAR.

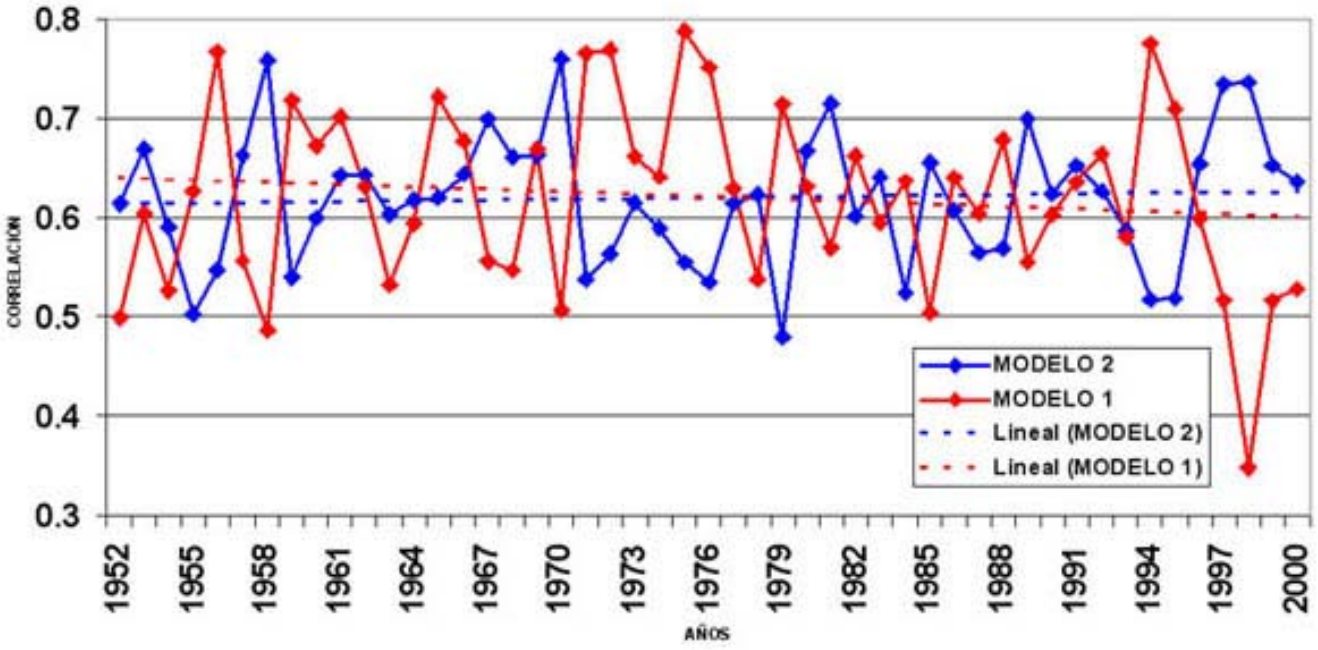


Fig. 2.4. Series de factor loadings relacionadas con el modelo 1 (CP1) y 2 (CP2)

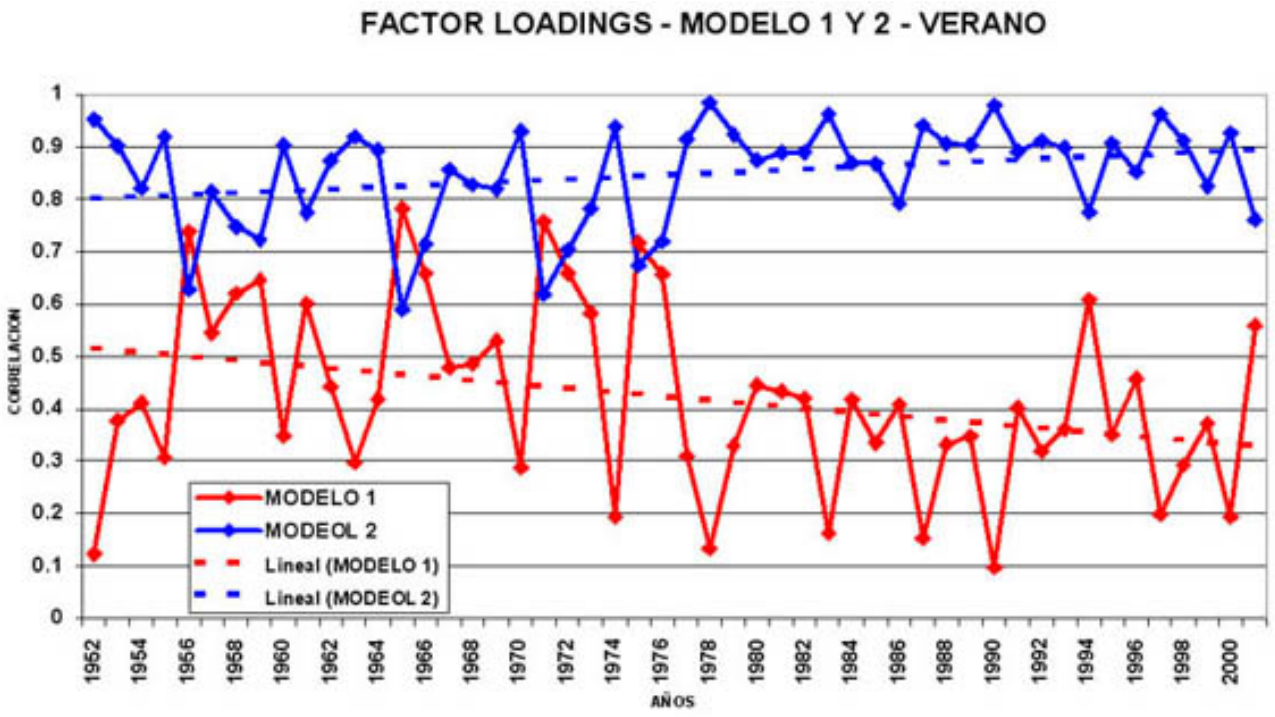


Fig. 2.5. Series de factor loadings para la estación verano relacionadas con el modelo 1(CP1) y 2 (CP2)

Fig. 3.1. Cuenca del Plata y subcuencas de los ríos principales.
Fuente: I.N.A

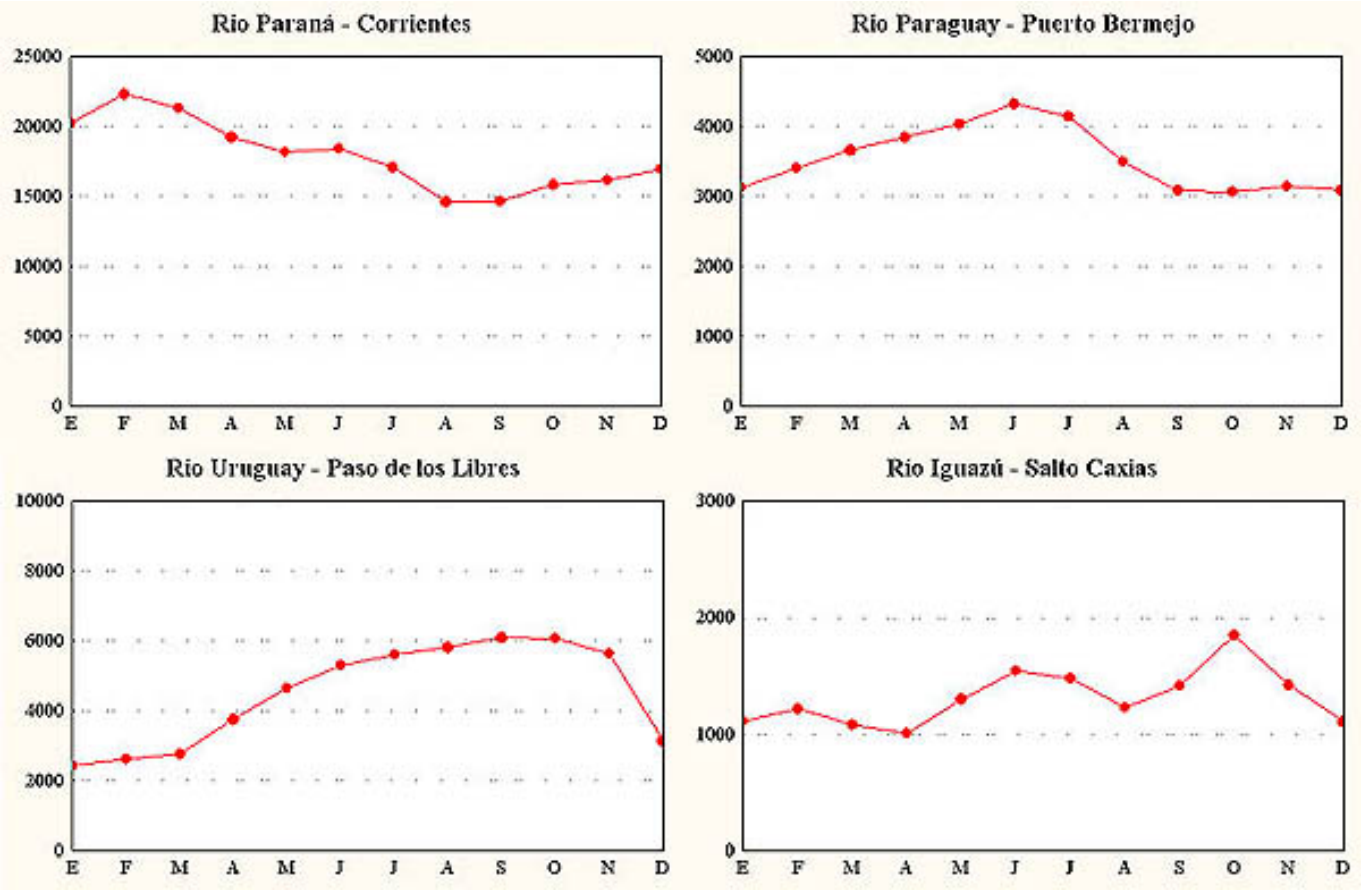


Fig. 3.2. Ciclo anual de caudal (m3/s) para estaciones en los ríos Paraná, Uruguay, Paraguay e Iguazú

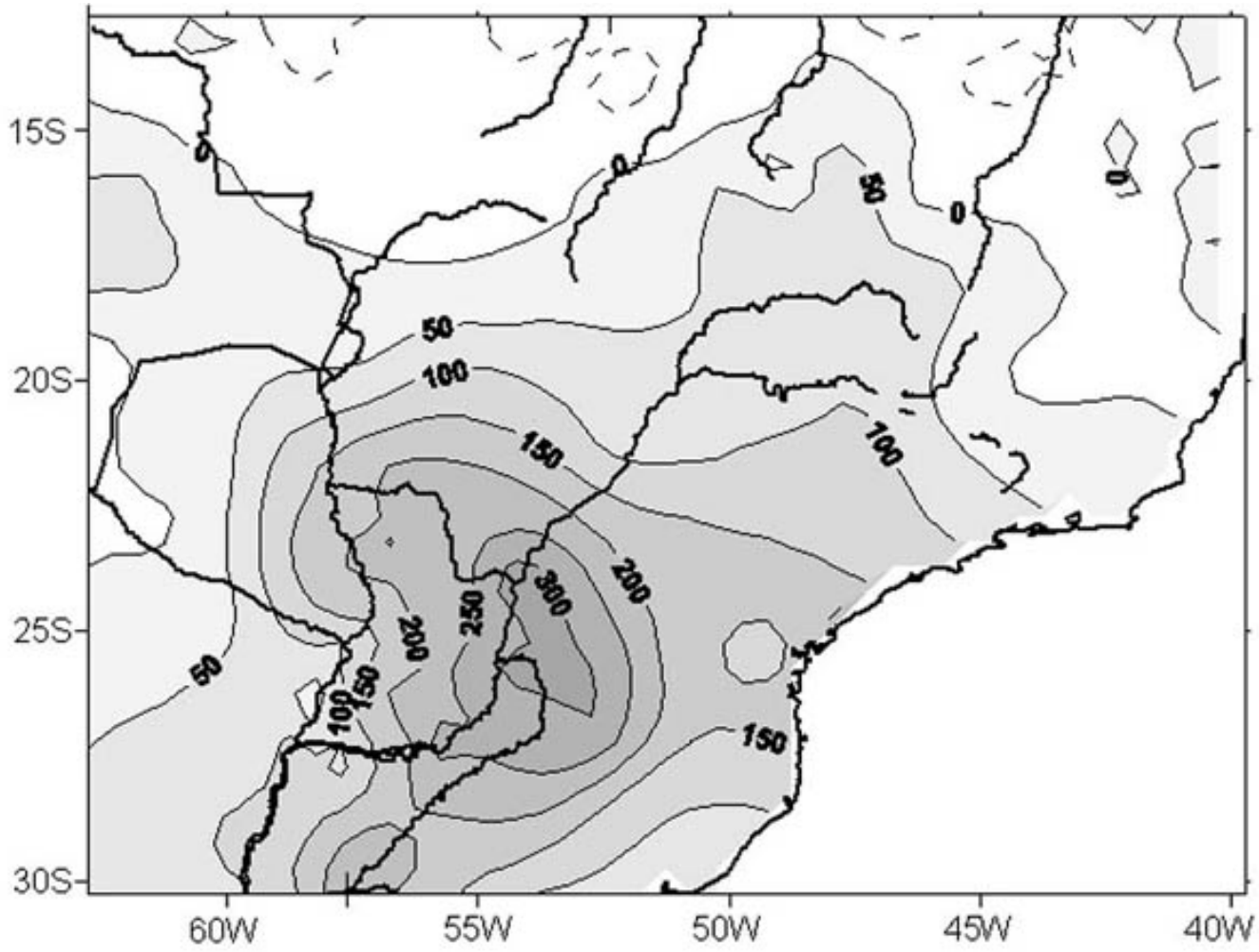


Fig. 3.3. Composición de anomalías de precipitación para el período marzo (+) –mayo(+) de eventos El Niño que persistieron hasta mayo (+) en la región Niño 3

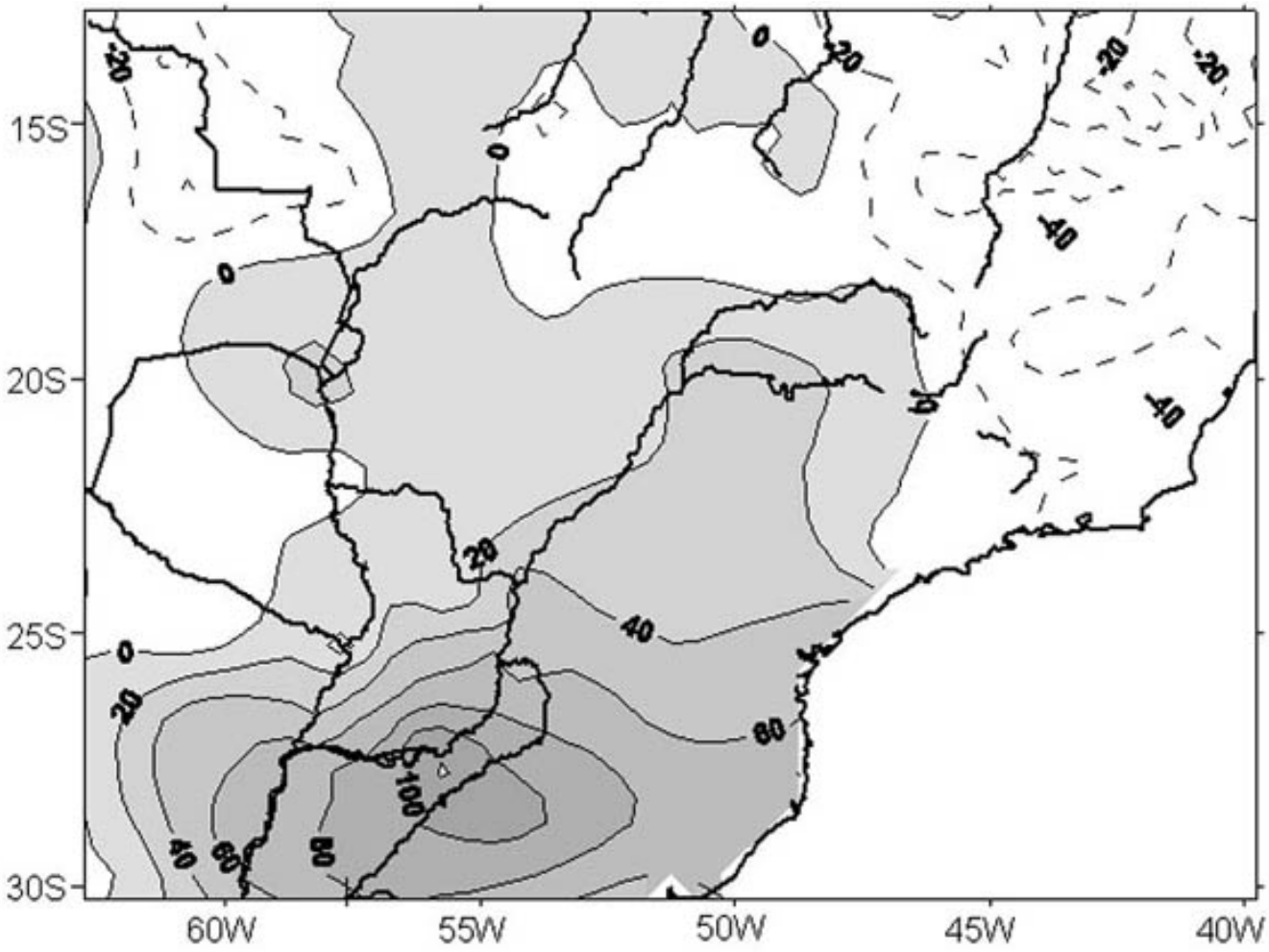


Fig. 3.4. Composición de anomalías de precipitación para el período septiembre-noviembre de años de inicio de eventos El Niño (años 0)

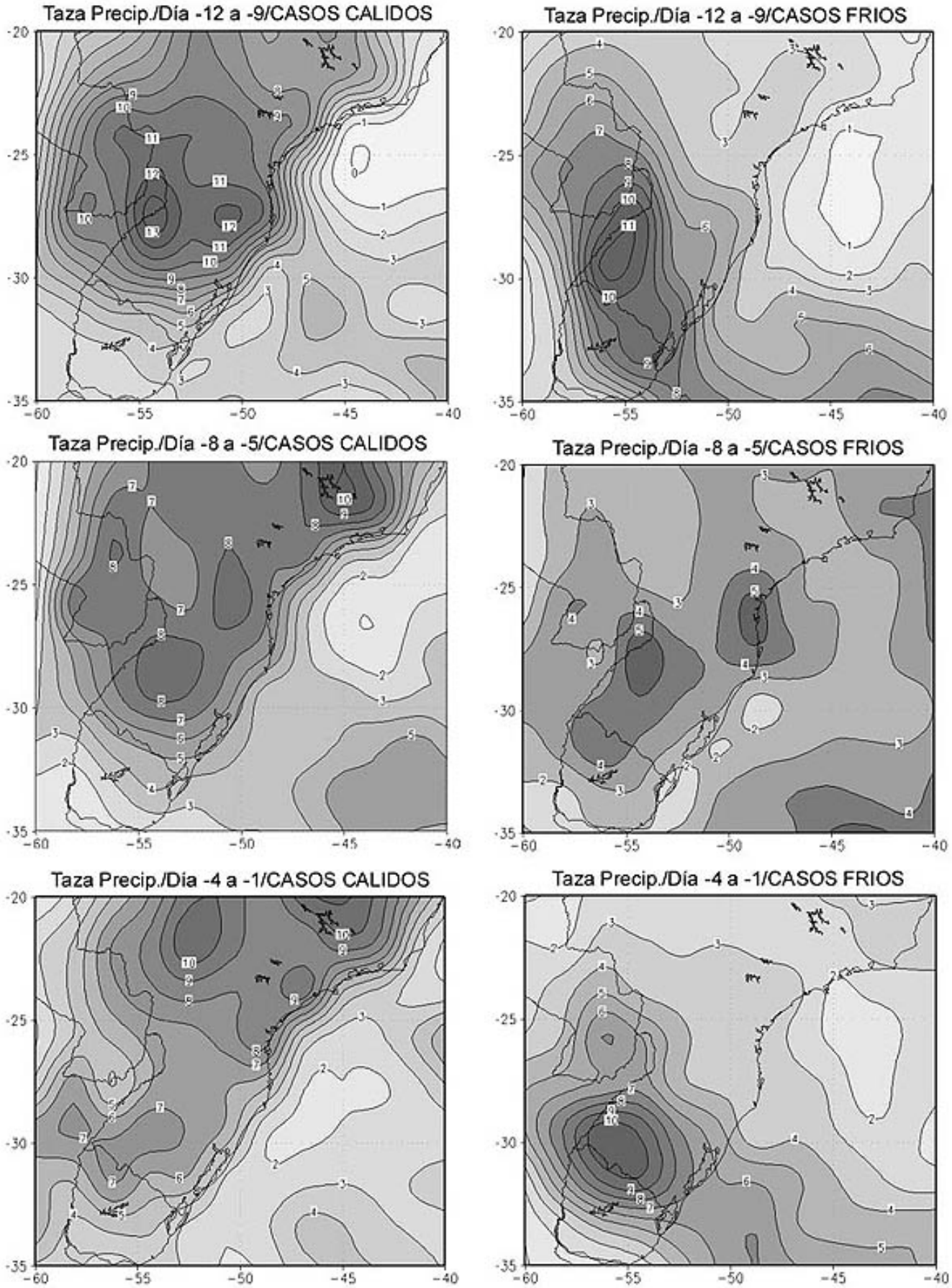


Fig. 3.5. Composiciones de precipitación diaria acumulada (mm/día) para períodos de 4 días antes de la fecha de máxima crecida para los eventos ocurridos durante los semestres cálido y frío

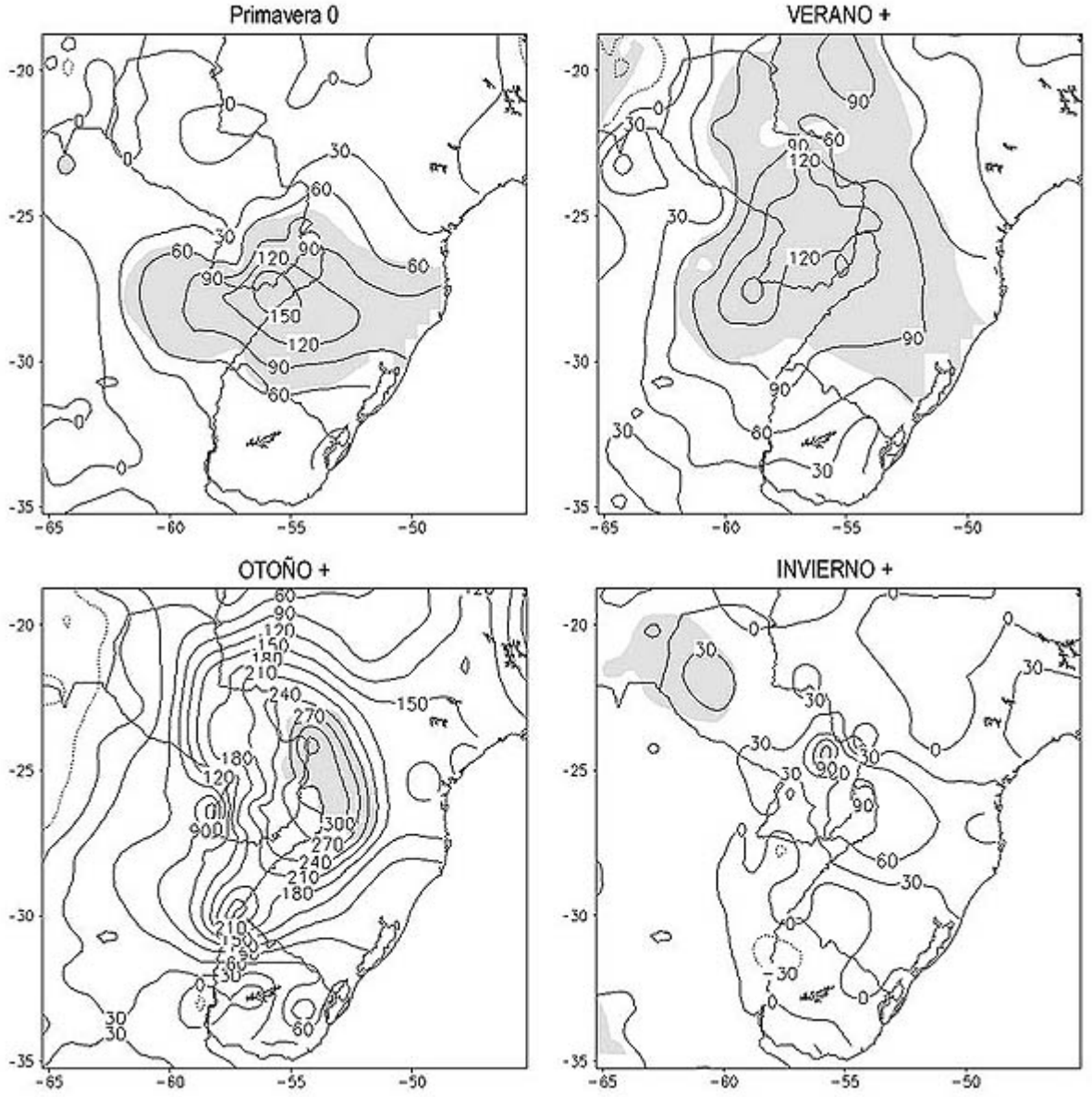


Fig. 3.6. Anomalías de precipitación estacionales (mm/estación) en el sudeste de Sudamérica durante las fases de eventos El Niño con caudales extremos en Paso de los Libres (anomalías significativas al nivel de 95 % aparecen sombreadas)

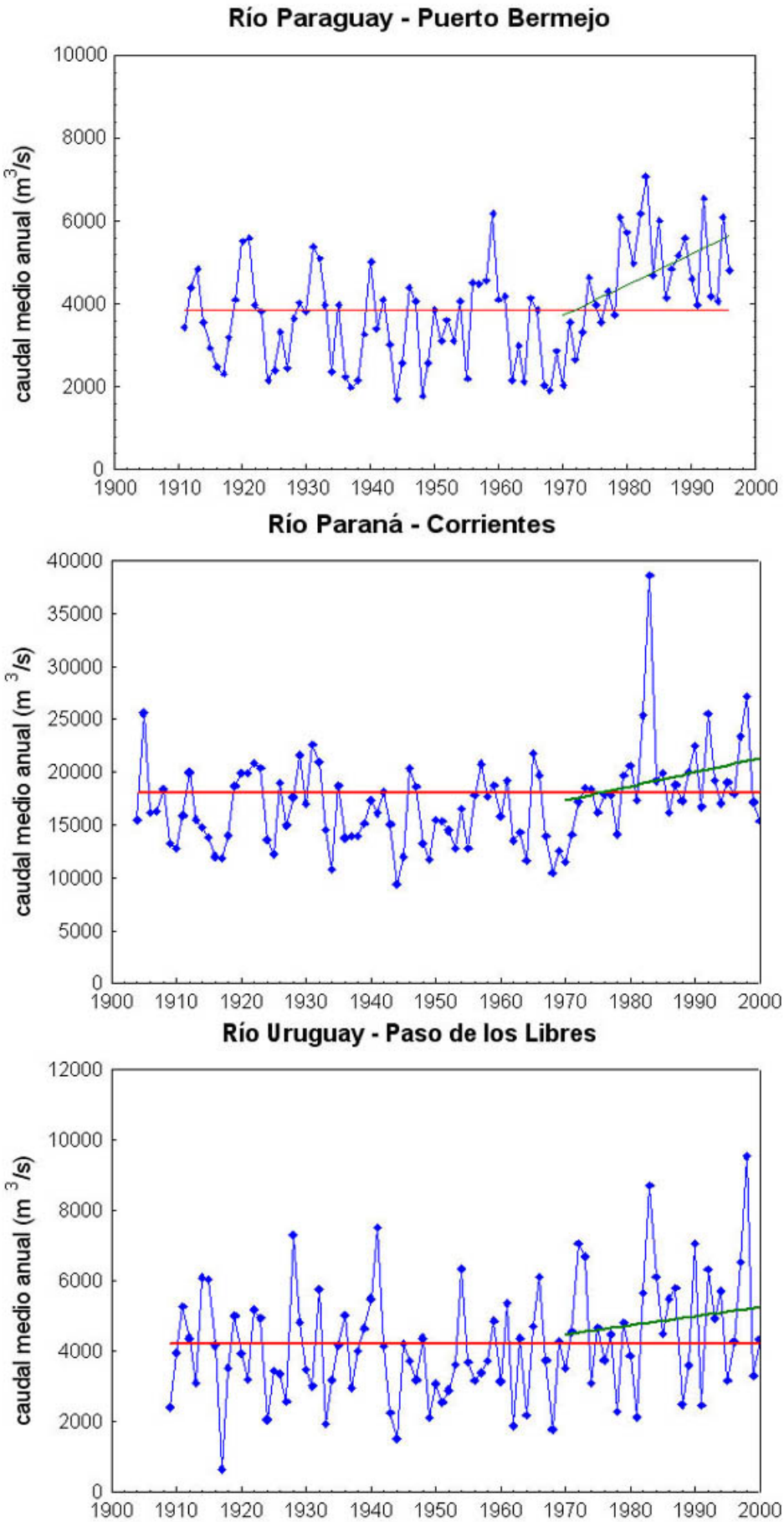


Fig. 3.7. Caudales medios anuales (m3/s) en estaciones de los ríos Paraguay, Paraná y Uruguay. Se indican los promedios para el período con información disponible (línea roja) y la tendencia lineal a partir de 1970 (línea verde)

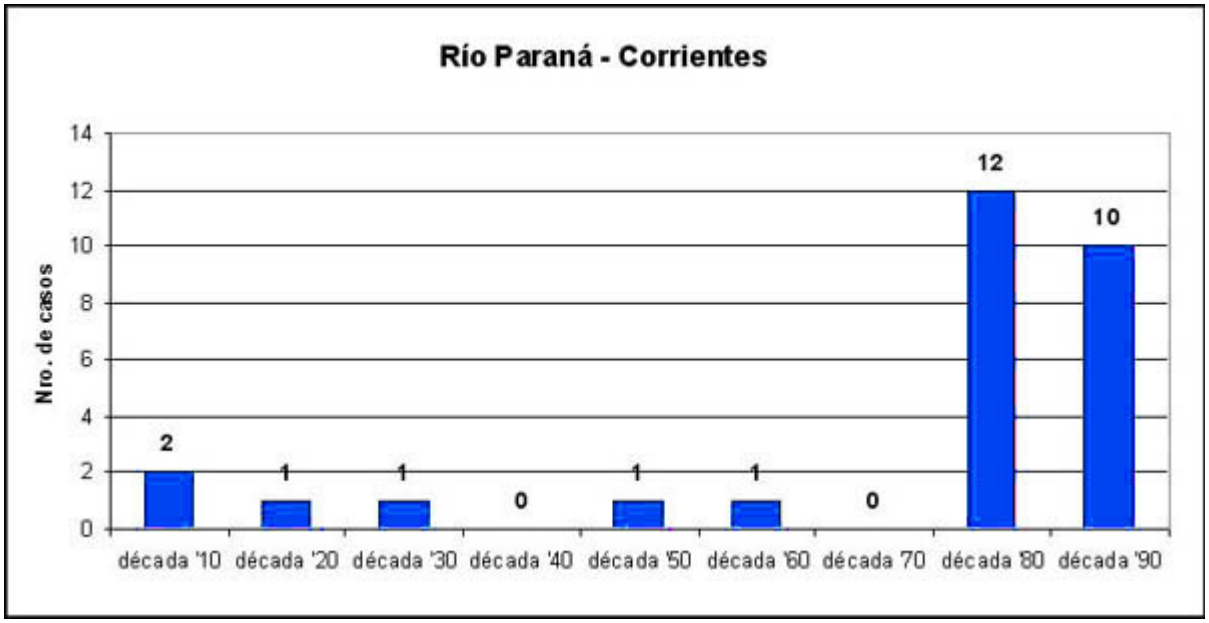


Fig. 3.8. Frecuencia decádica de casos en los que el caudal mensual supera en al menos dos veces el desvío estándar para el correspondiente mes

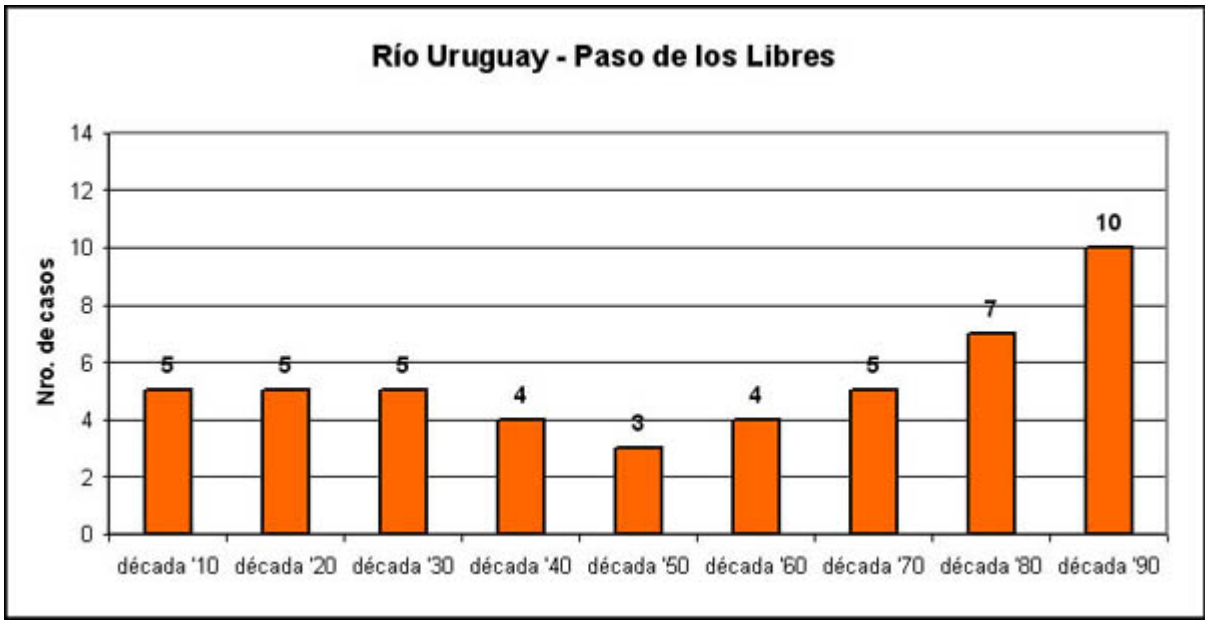


Fig. 3.9. Frecuencia decádica de casos en los que el caudal mensual supera en al menos dos veces el desvío estándar para el correspondiente mes

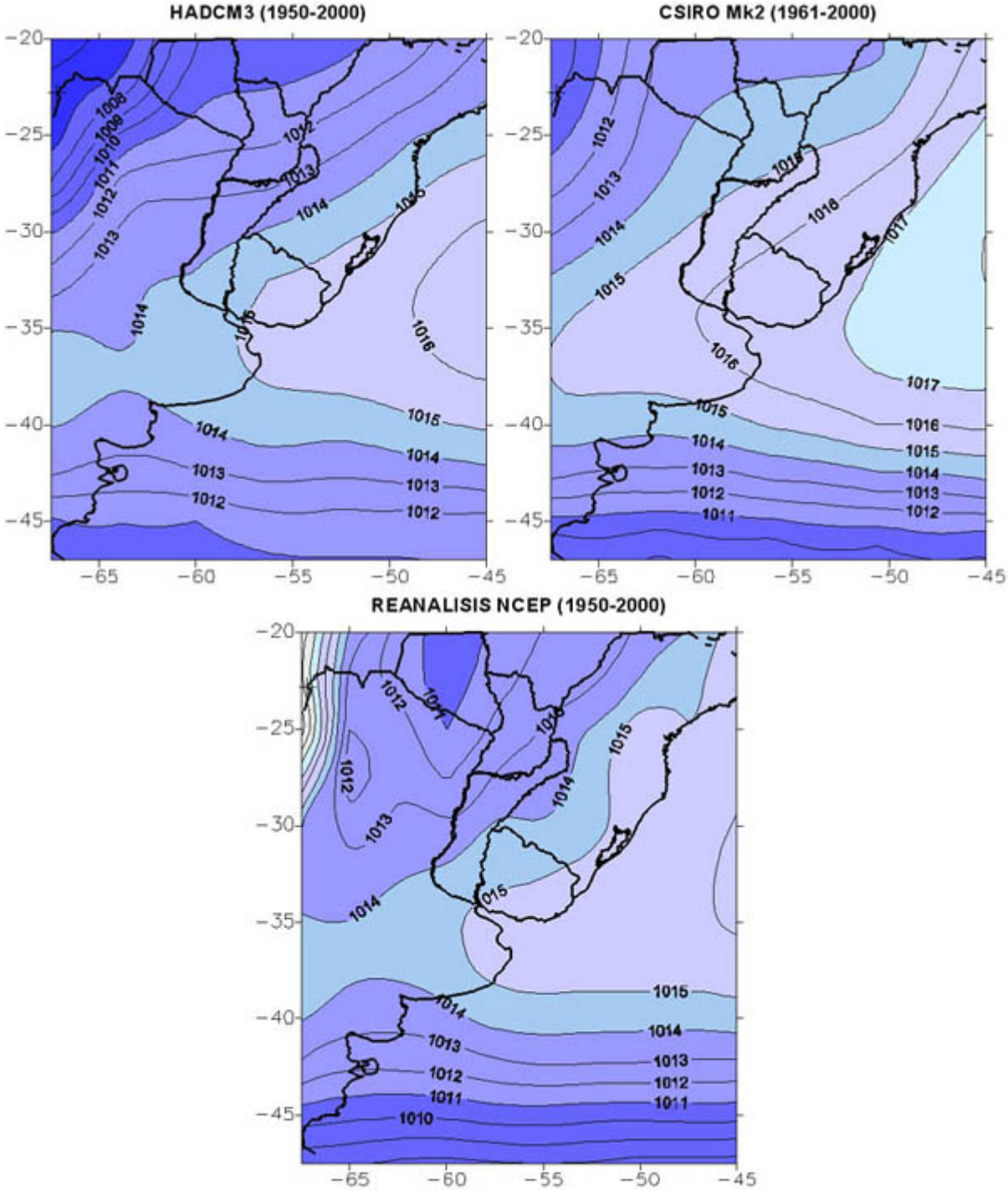


Fig. 4.1. Campos medios anuales de presión atmosférica al nivel del mar (hPa) estimados por los modelos HADCM3 y CSIRO Mk2 y los reanálisis de NCAR/NCEP

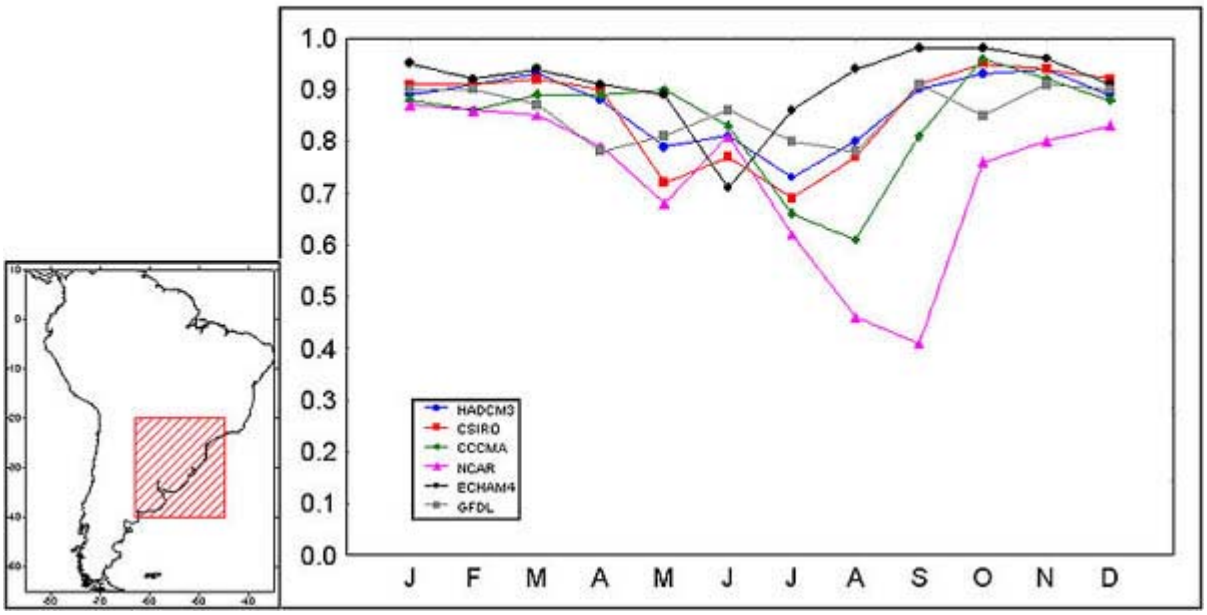


Fig. 4.2. Coeficientes de correlación espacial a nivel mensual para la presión a nivel del mar entre los datos provistos por un conjunto de MCGs y reanálisis de NCAR/NCEP.

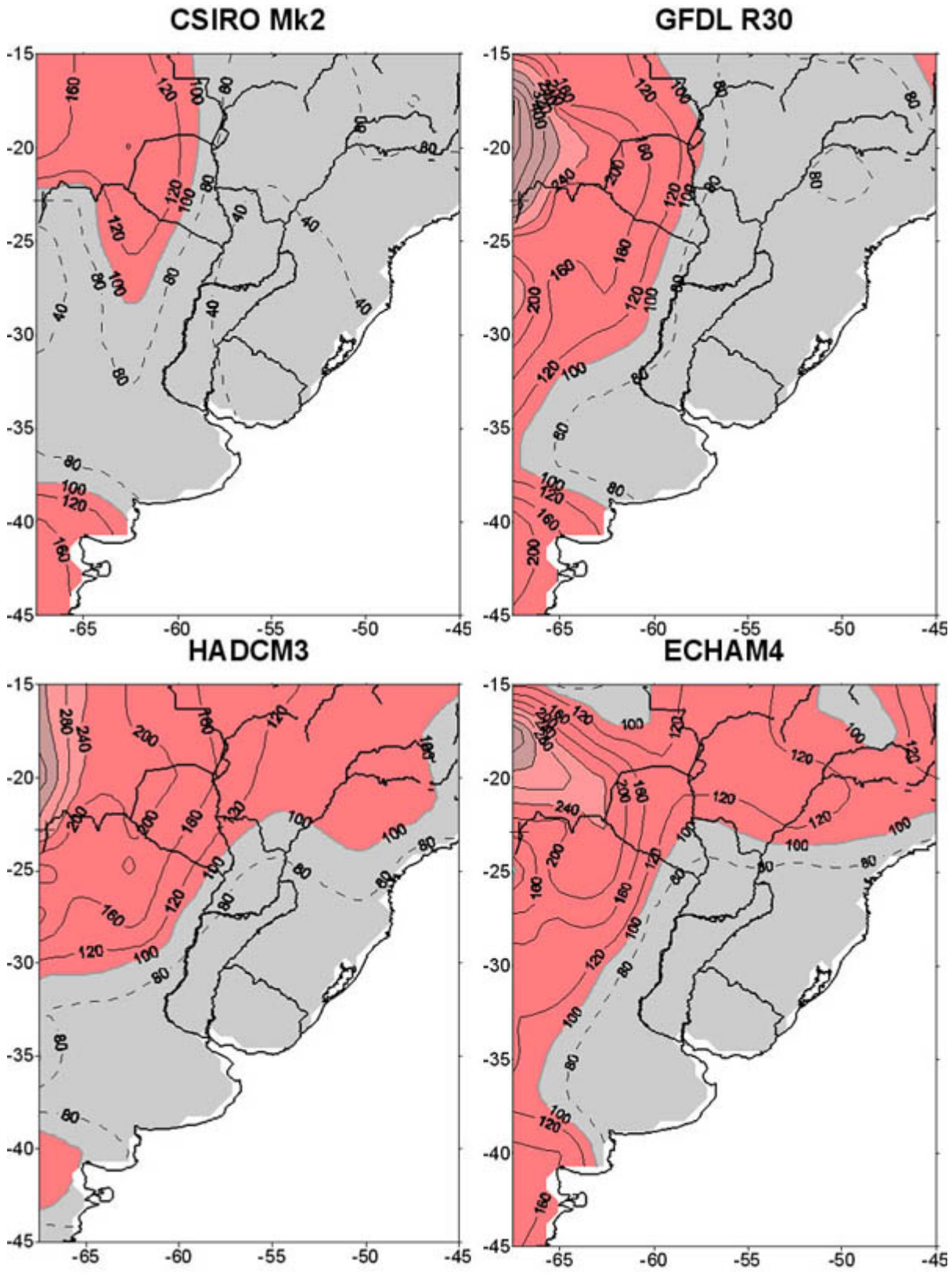


Fig. 4.3. Porcentaje de la precipitación anual observada que es estimada por cuatro MCGs

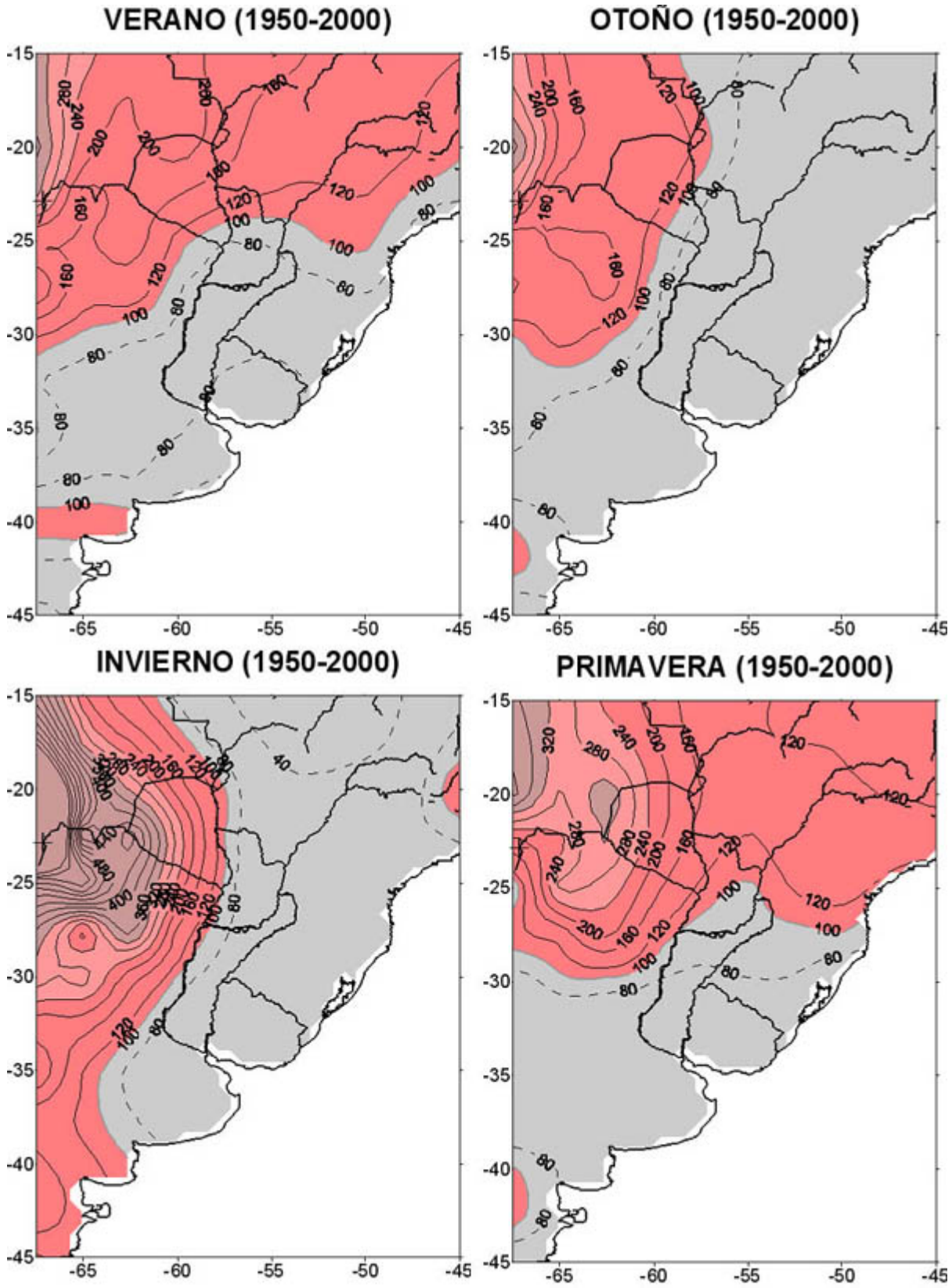


Fig. 4.4. Porcentaje de la precipitación estacional observada que es estimada por el modelo HADCM3

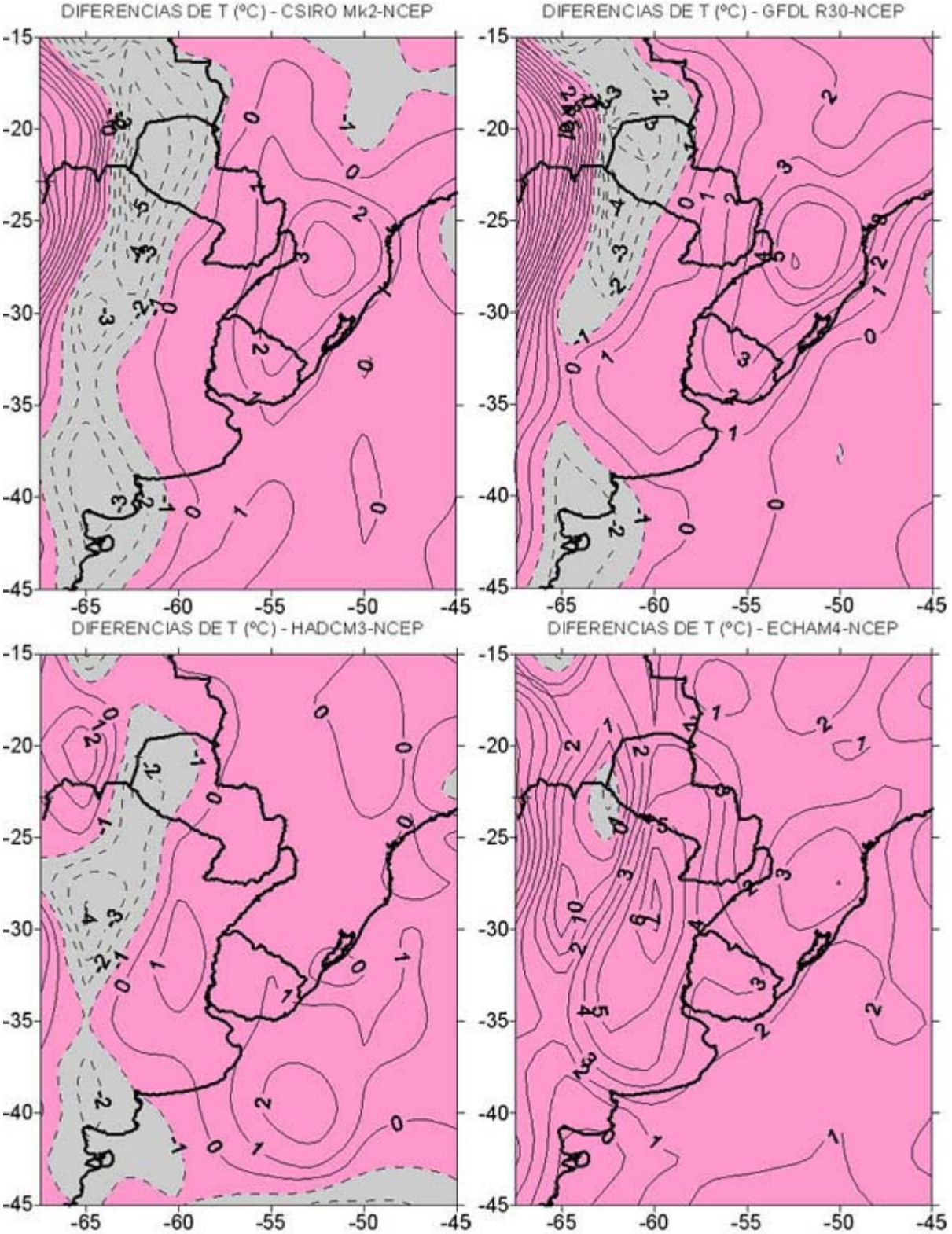


Fig. 4.5. Diferencias entre la temperatura media anual estimada por cuatro MCGs y reanálisis del NCEP

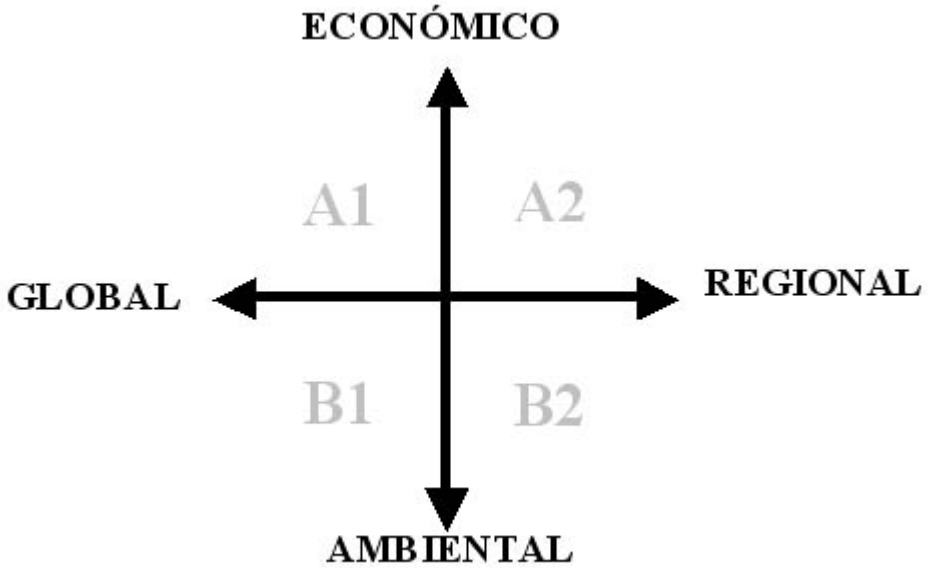


Fig. 4.6. Esquema de las dimensiones involucradas en los cuatro escenarios de emisiones SRES propuestos por el IPCC

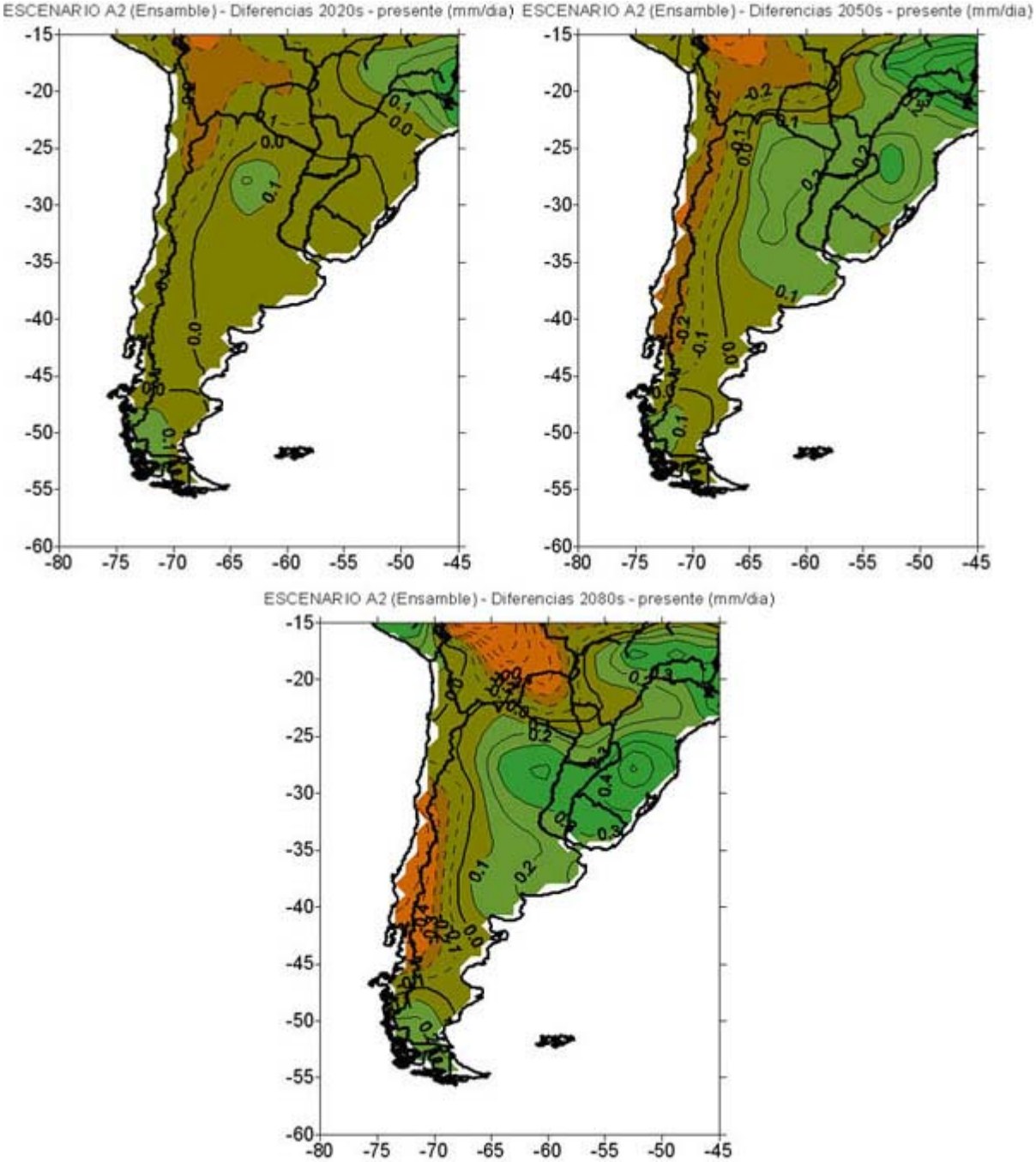


Fig. 4.7. Escenarios de diferencias de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario A2

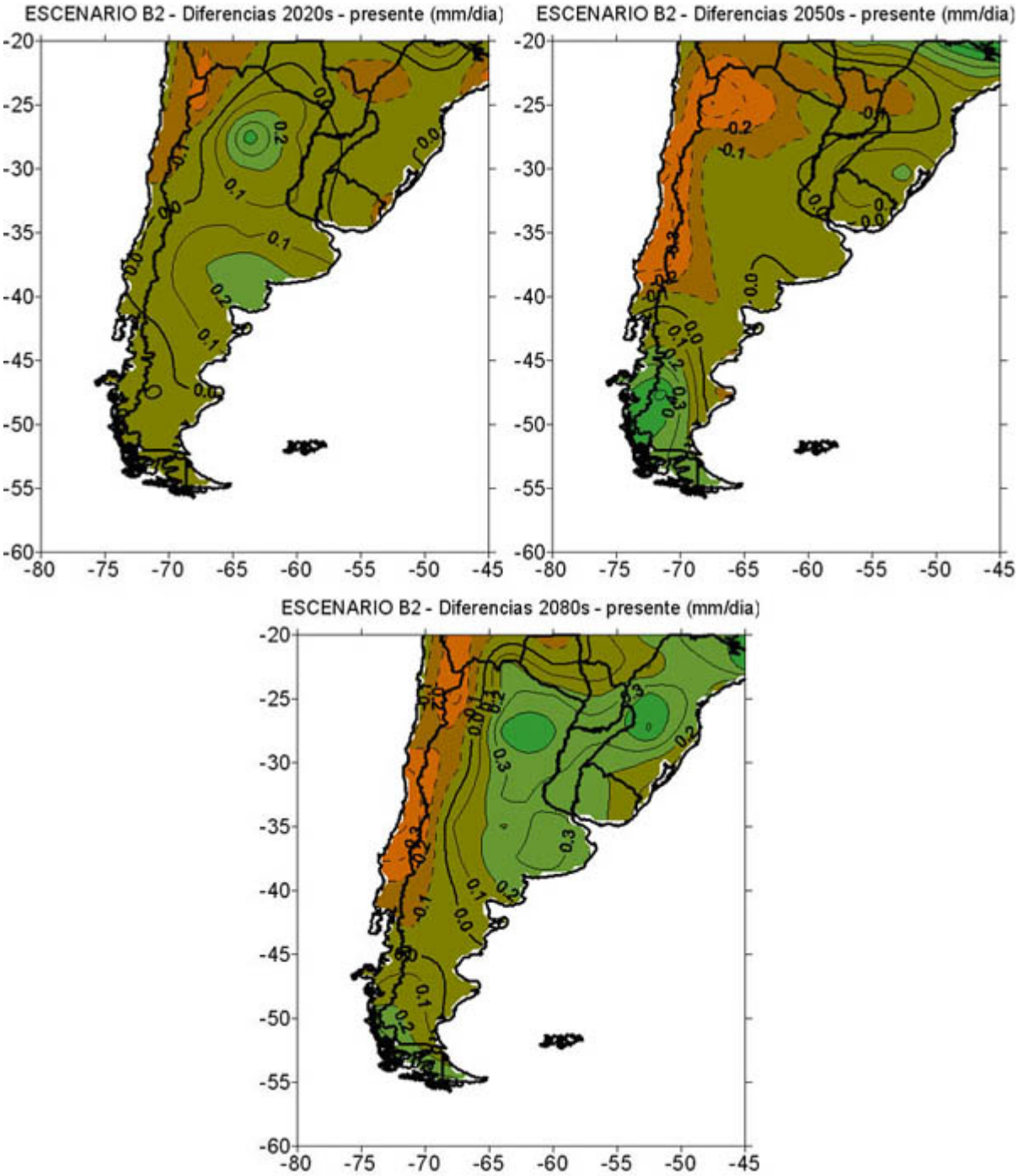


Fig. 4.8. Escenarios de diferencias de precipitación (mm/día) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario B2

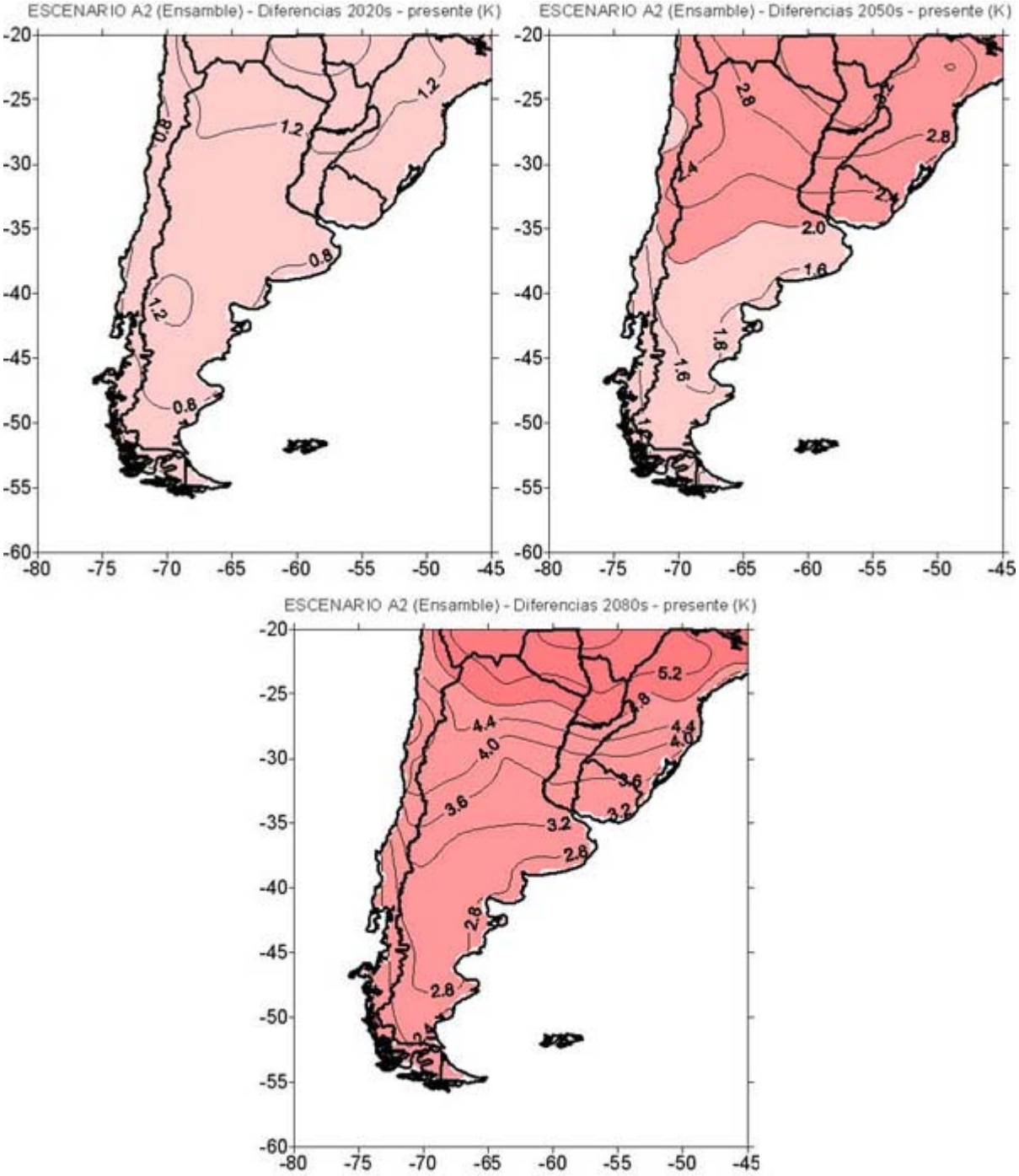


Fig. 4.9. Escenarios de diferencias de temperatura (°K) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961-90) para el escenario A2

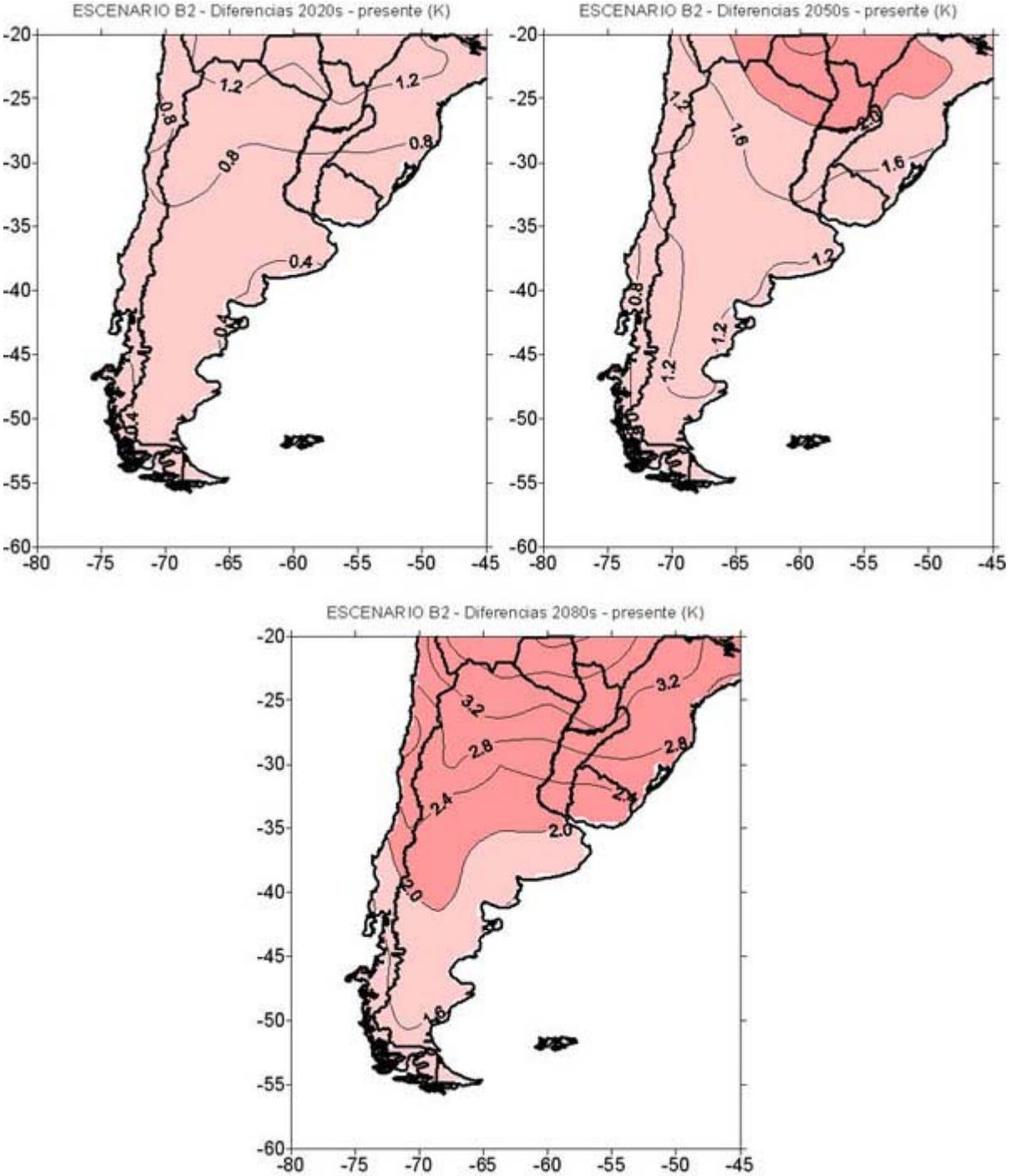


Fig. 4.10. Escenarios de diferencias de temperatura (°K) según el modelo HADCM3 entre las décadas 2020, 2050 y 2080 y el presente (1961- 90) para el escenario B2

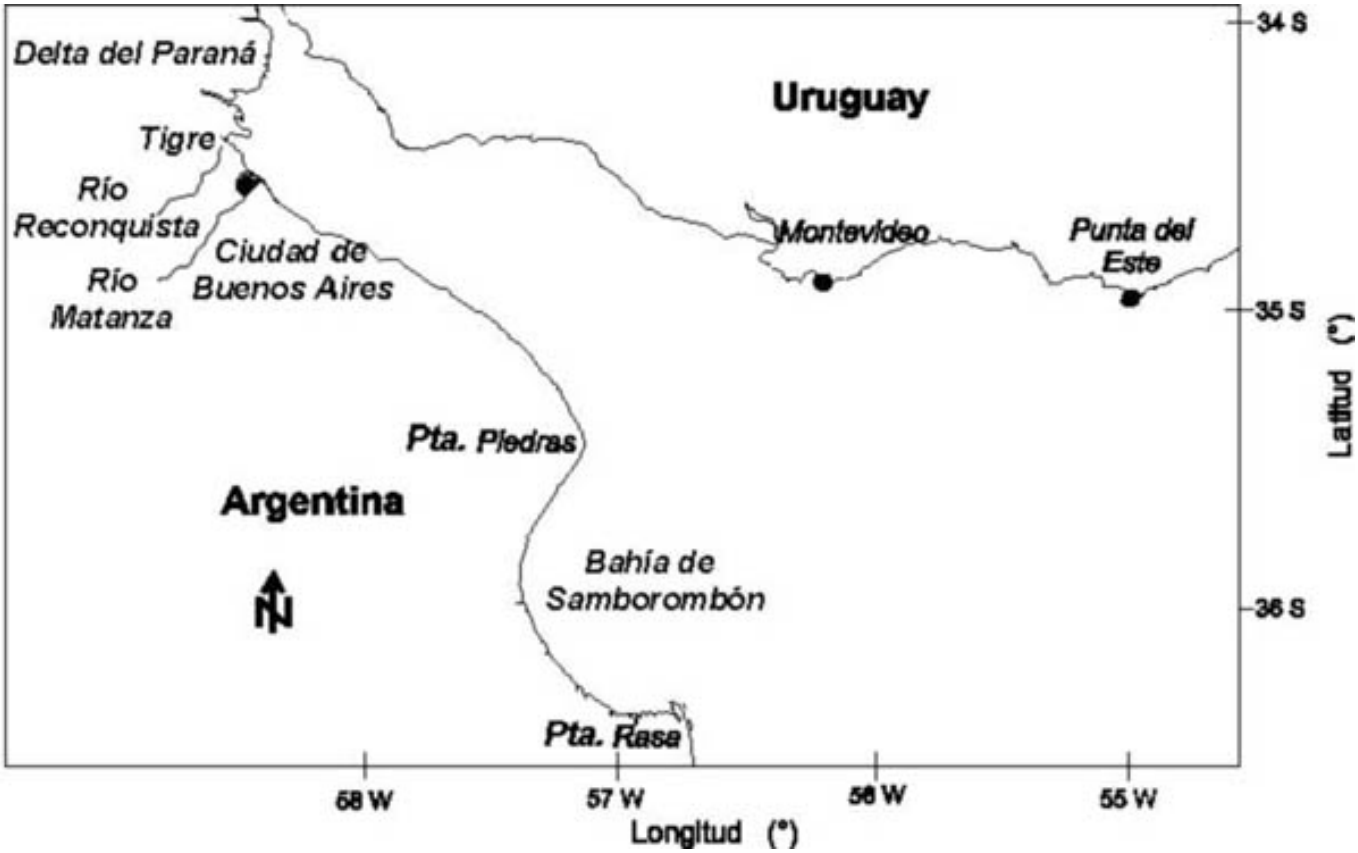


Fig. 5.1. El Estuario del Río de la Plata

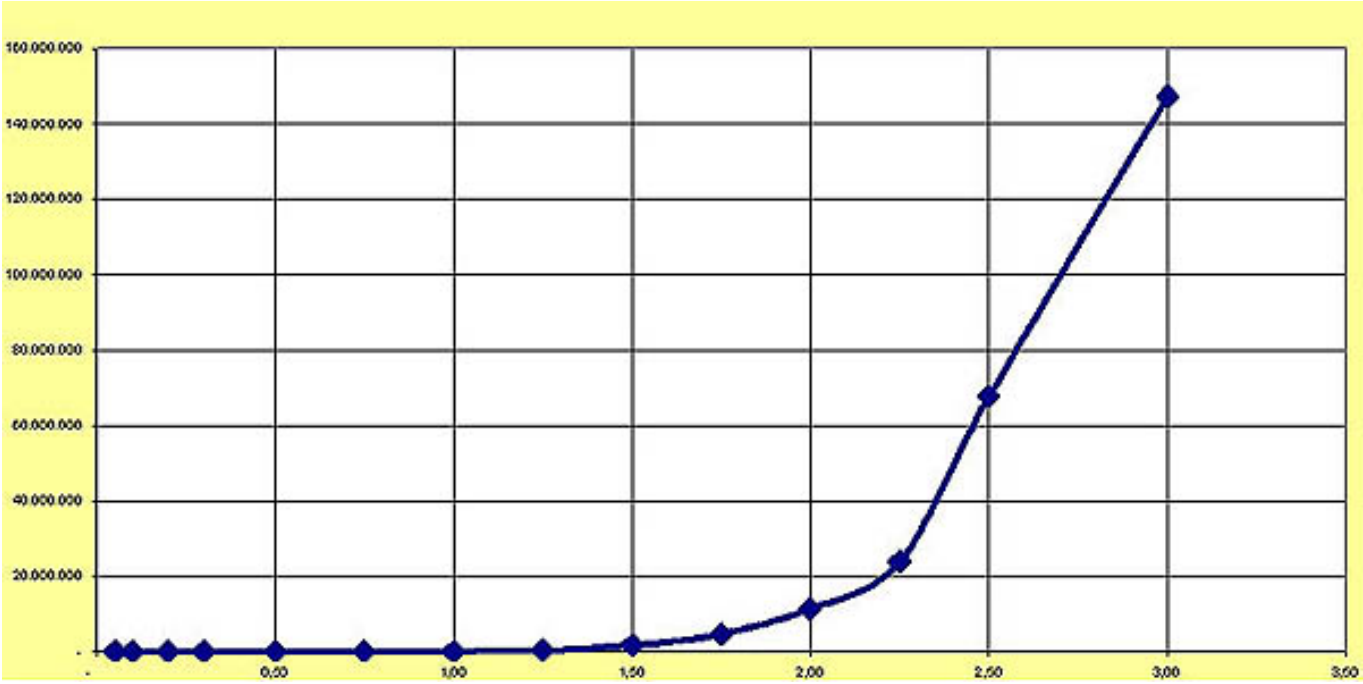


Fig. 5.2. Daños por evento en pesos (0.33 USD) como función de la elevación del nivel medio del río sobre su nivel actual

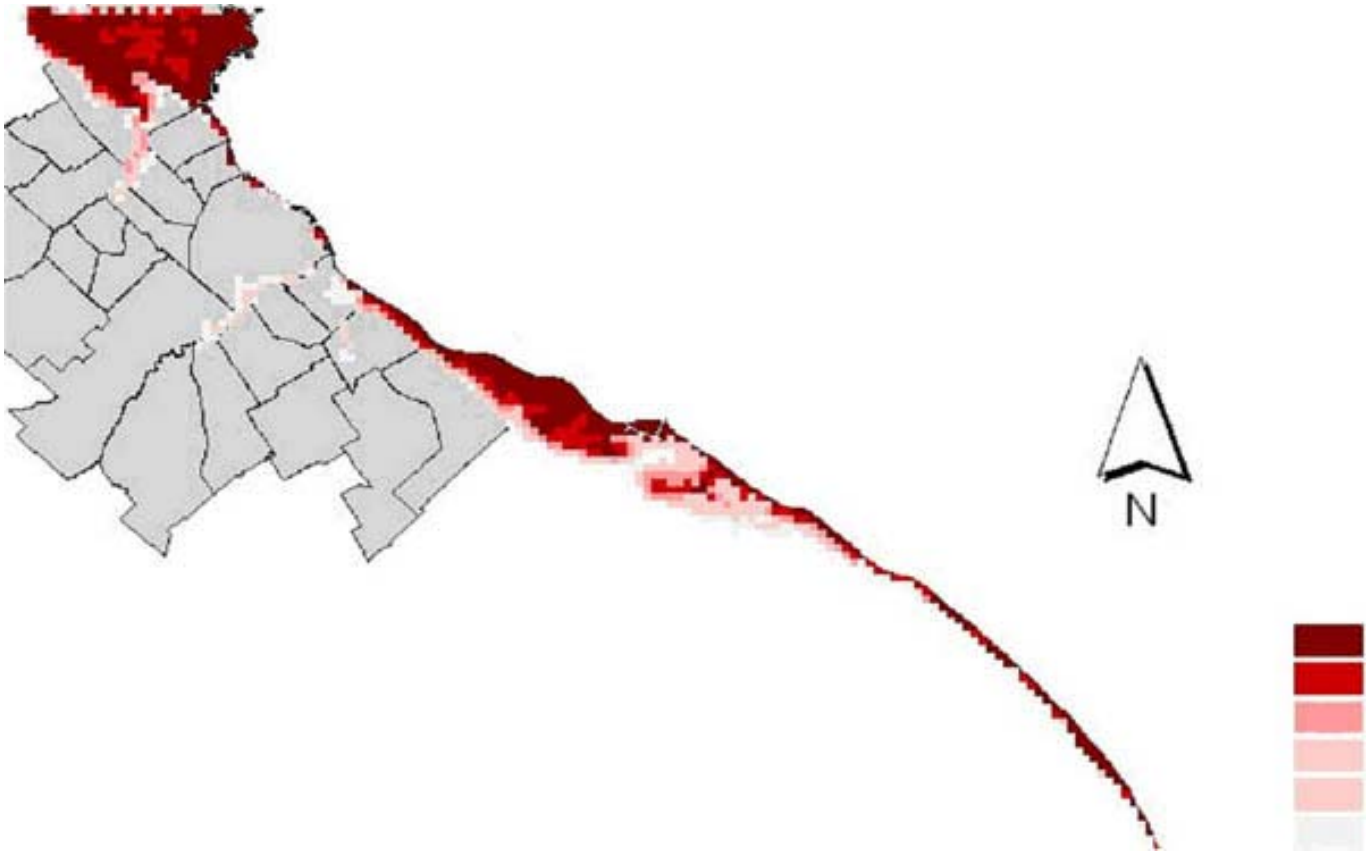


Fig. 5.3. Tiempo de retorno de inundaciones en años en la actualidad: marrón 1; rojo 5; rosa oscuro 10; rosa 20; rosa claro 50; rosa muy tenues 100

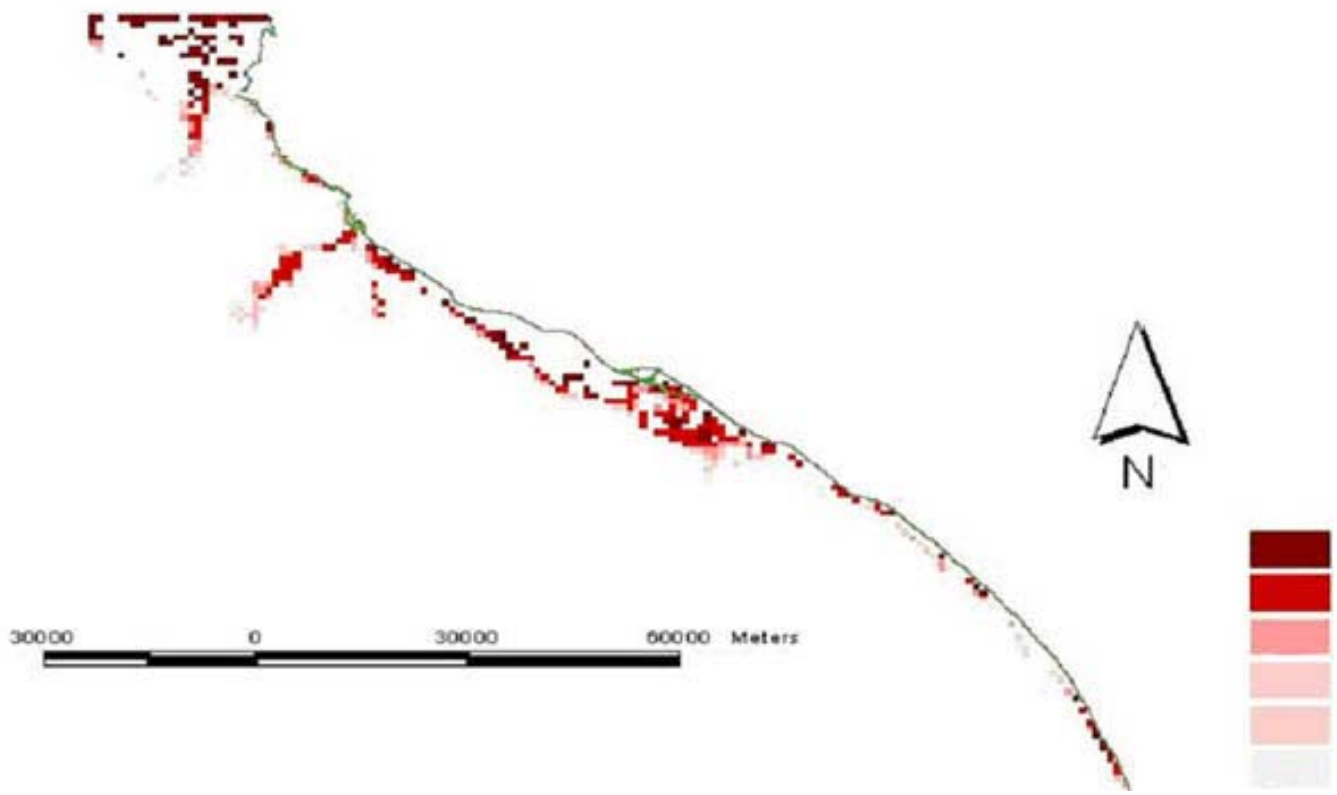


Fig. 5.4. Cambios en los tiempos de retorno entre el 2070/2080 y la actualidad en años. Colores como en la figura 5.3

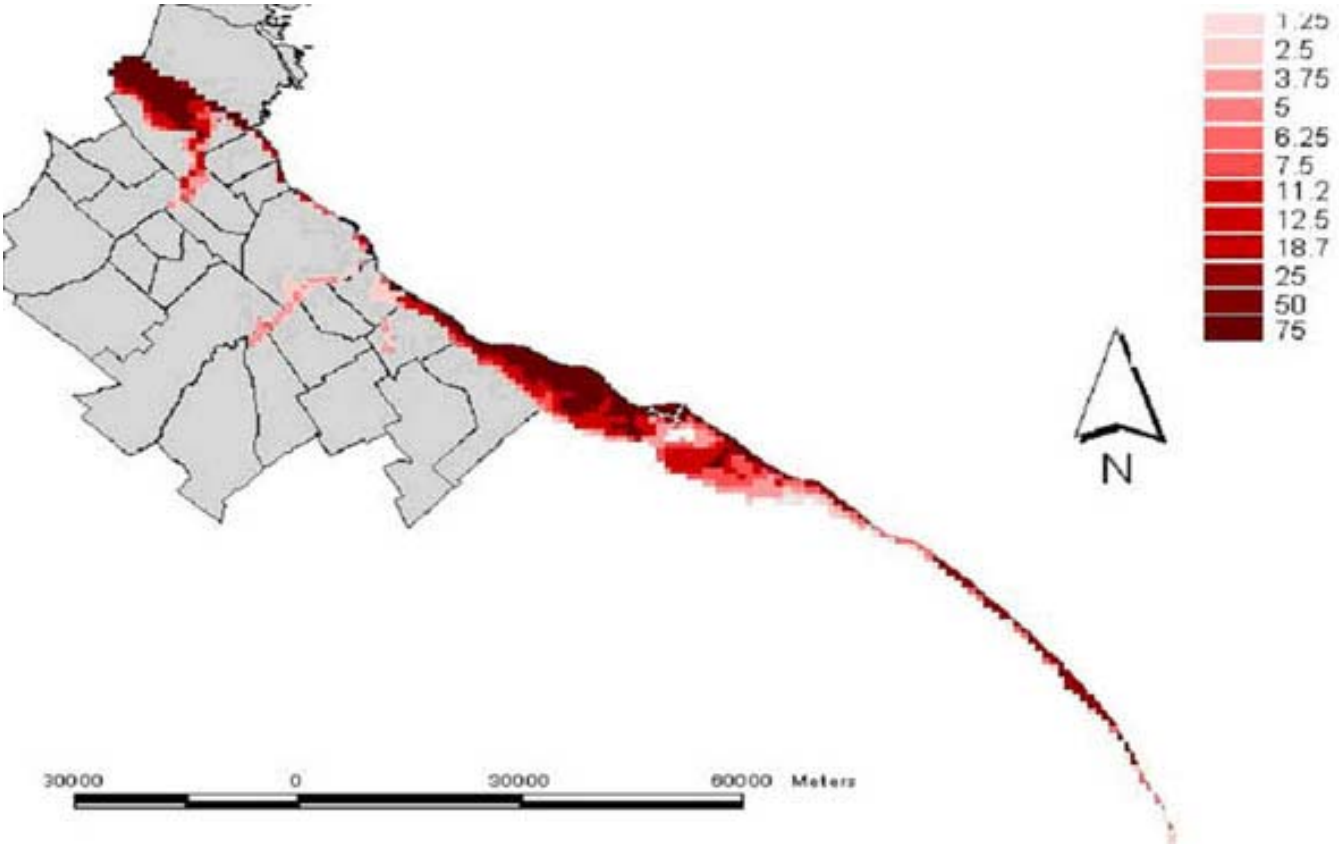


Fig. 5.5. Índice de vulnerabilidad social a inundaciones: condiciones actuales

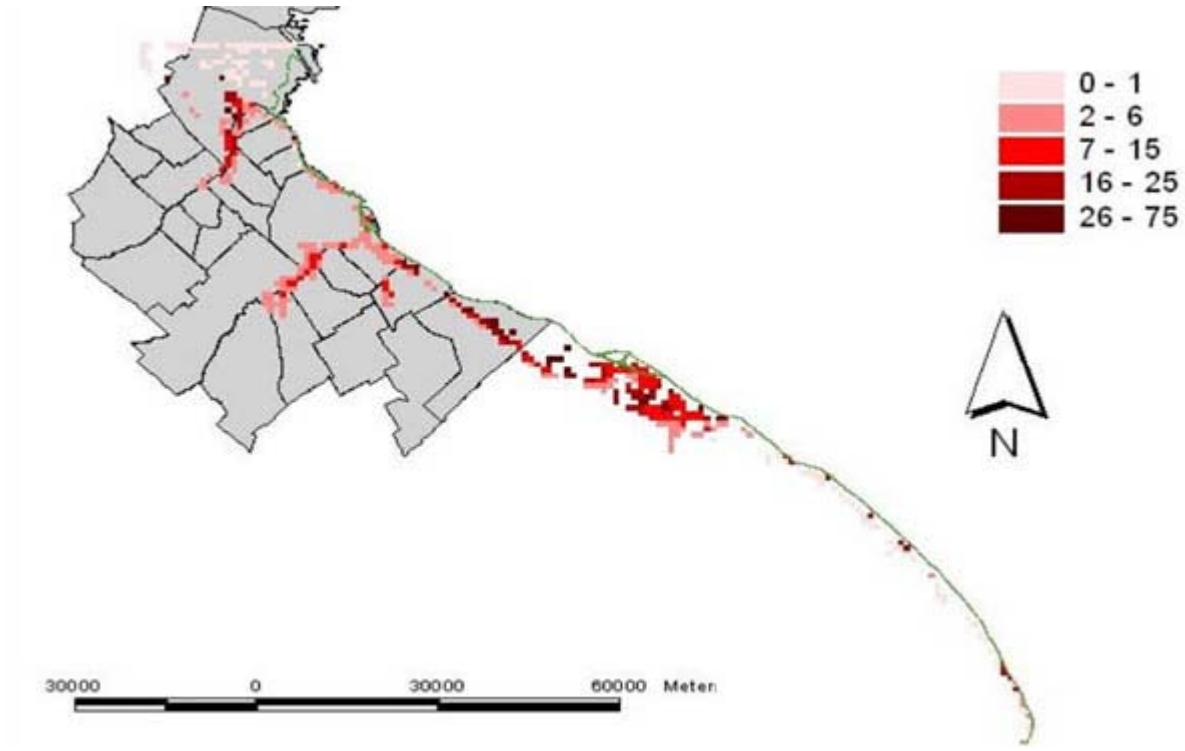


Fig. 5.6. Cambio del índice de vulnerabilidad social a inundaciones entre la década de 2070/2080 y el presente

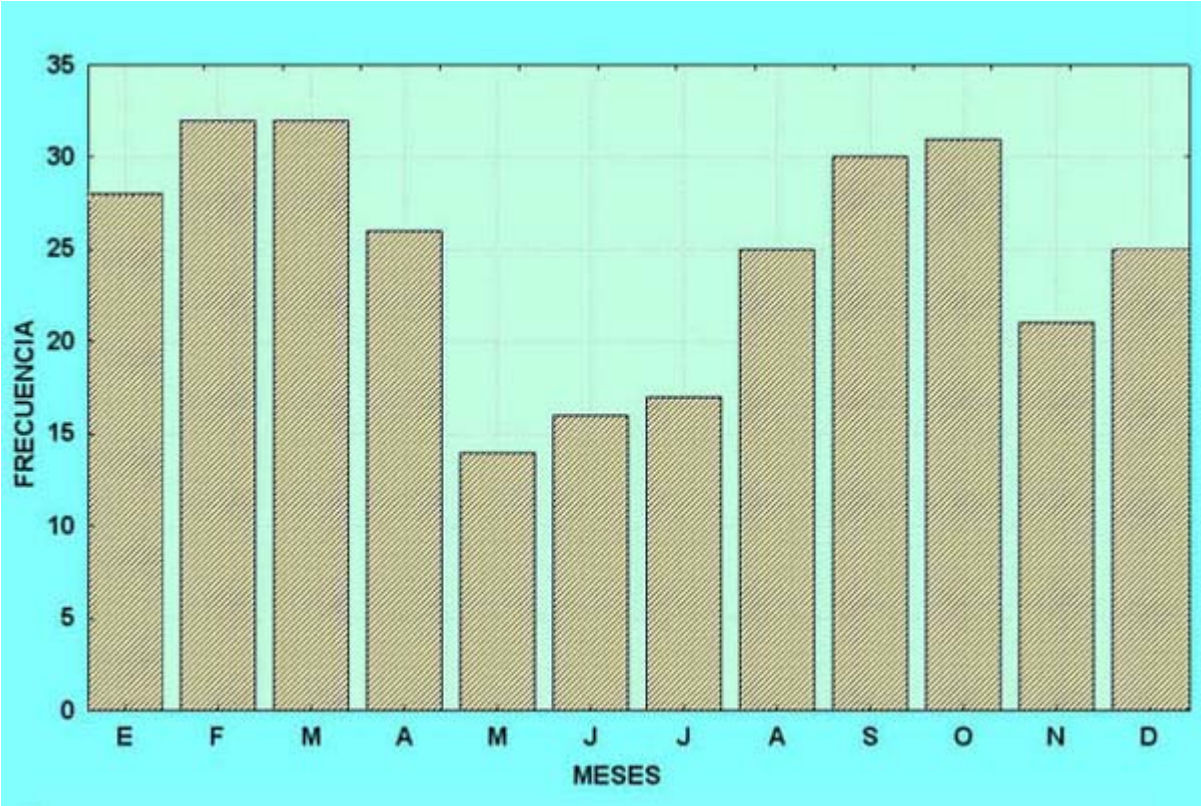


Fig. 6.1. Distribución mensual de la frecuencia de ocurrencia de sudestadas en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 1.60m

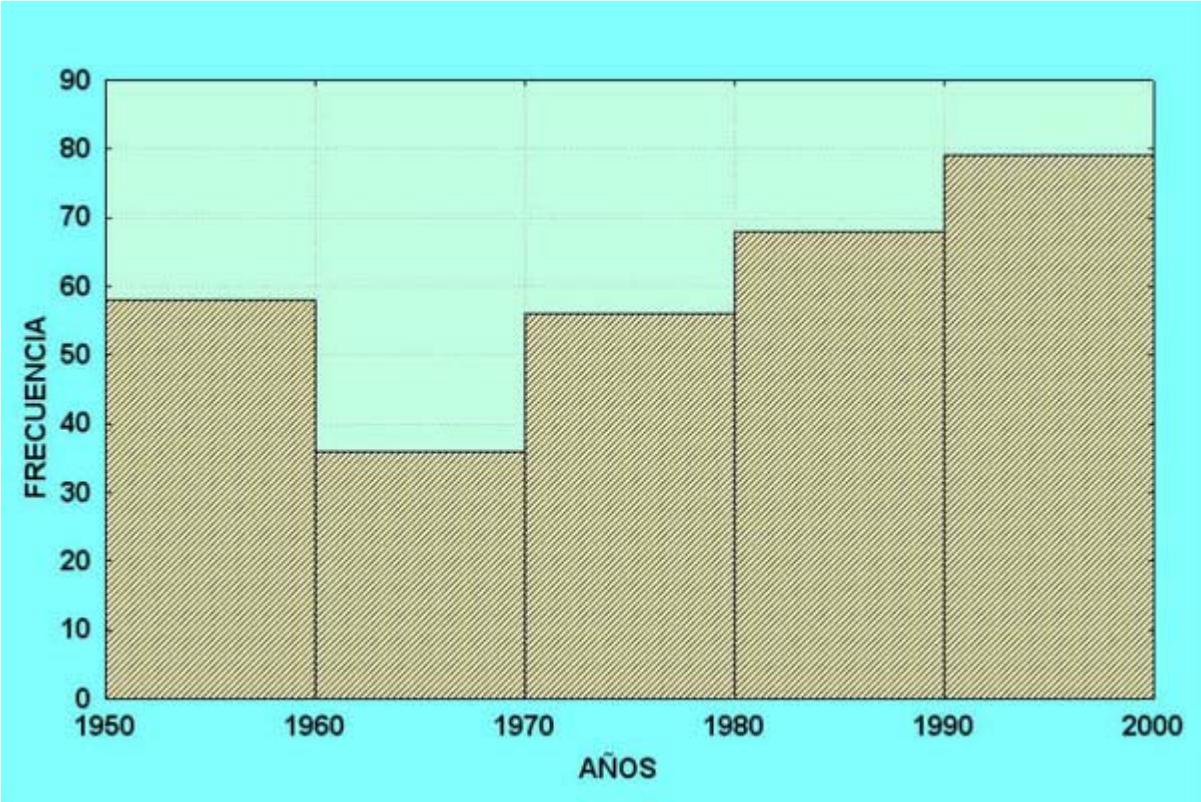


Fig. 6.2. Distribución de frecuencia de ocurrencia de sudestadas en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 1.60m, para cada una de cinco décadas indicadas

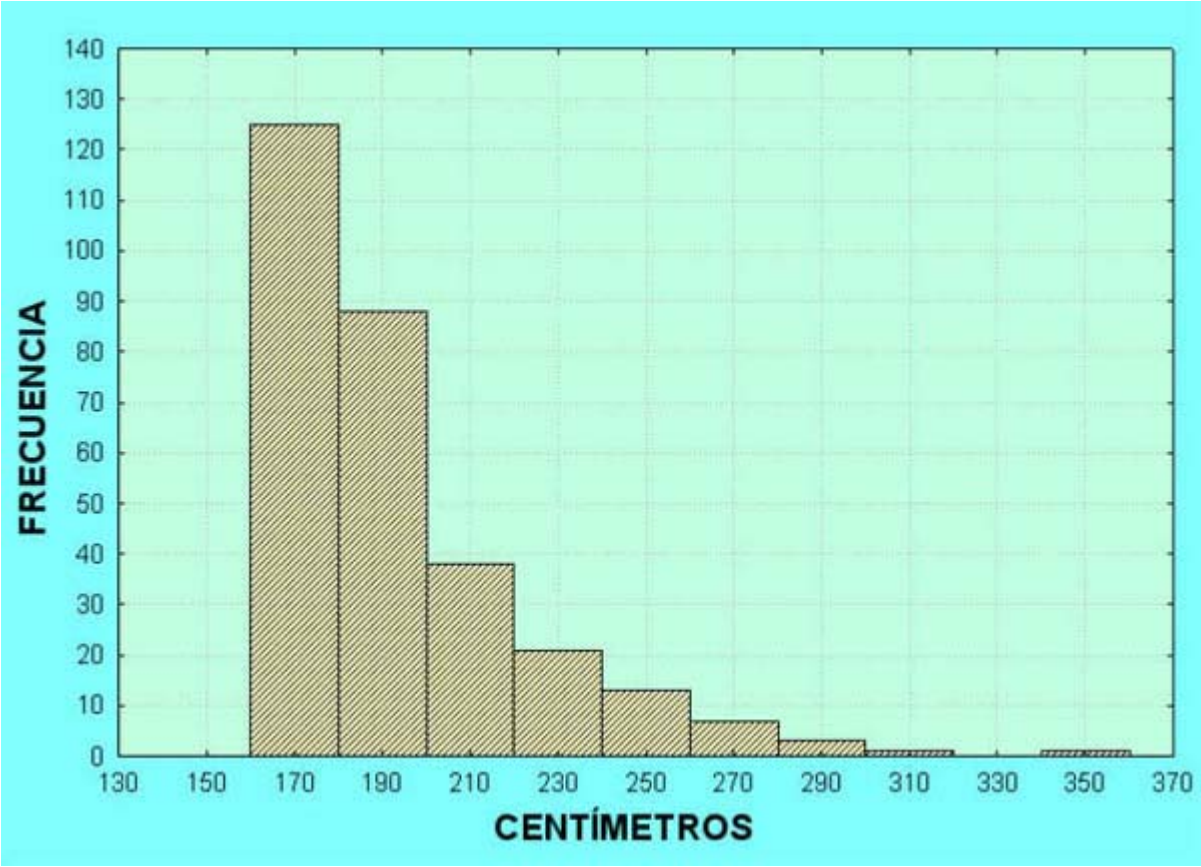


Fig. 6.3. Distribución de la altura de la onda de tormenta con un umbral de 1,60m

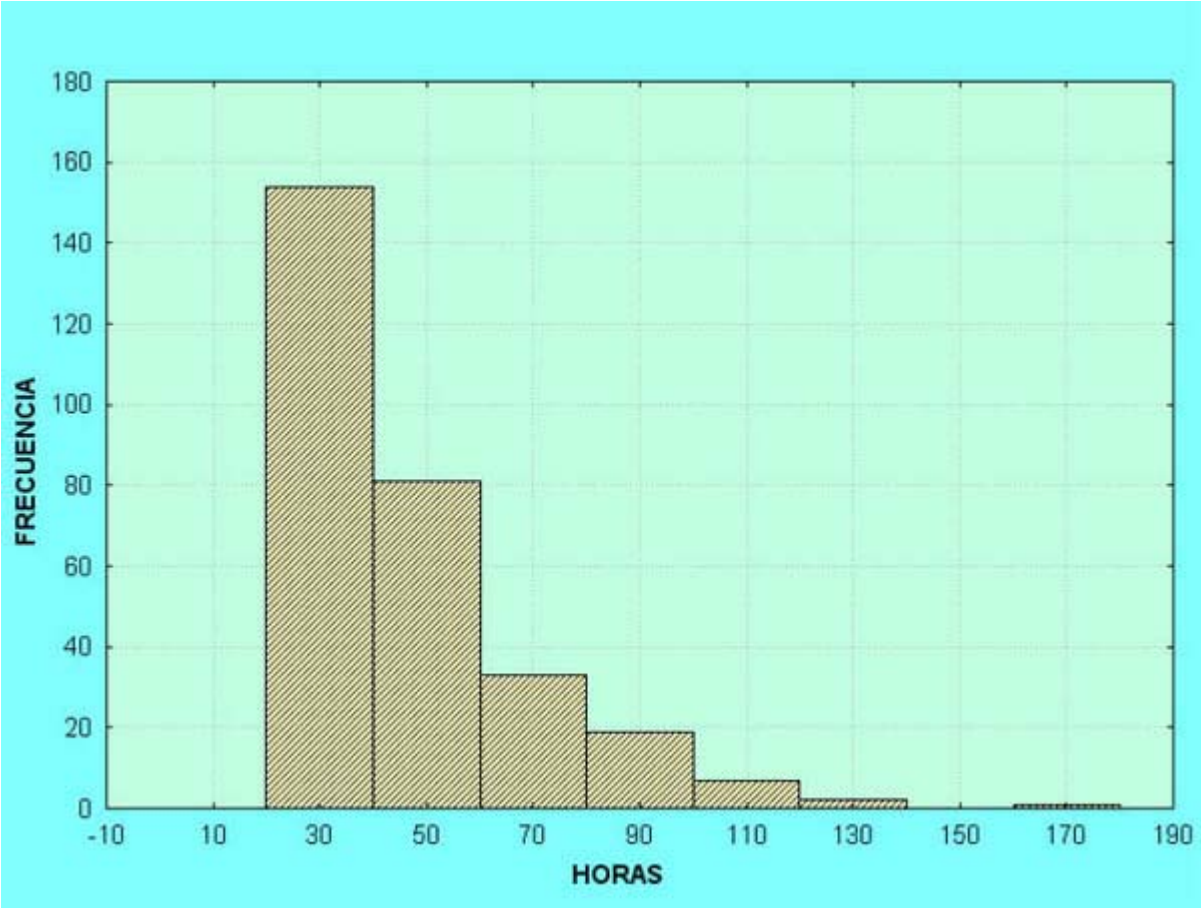


Fig. 6.4. Distribución de la duración de las sudestadas asociadas a una altura de onda de tormenta superior a 1.60m

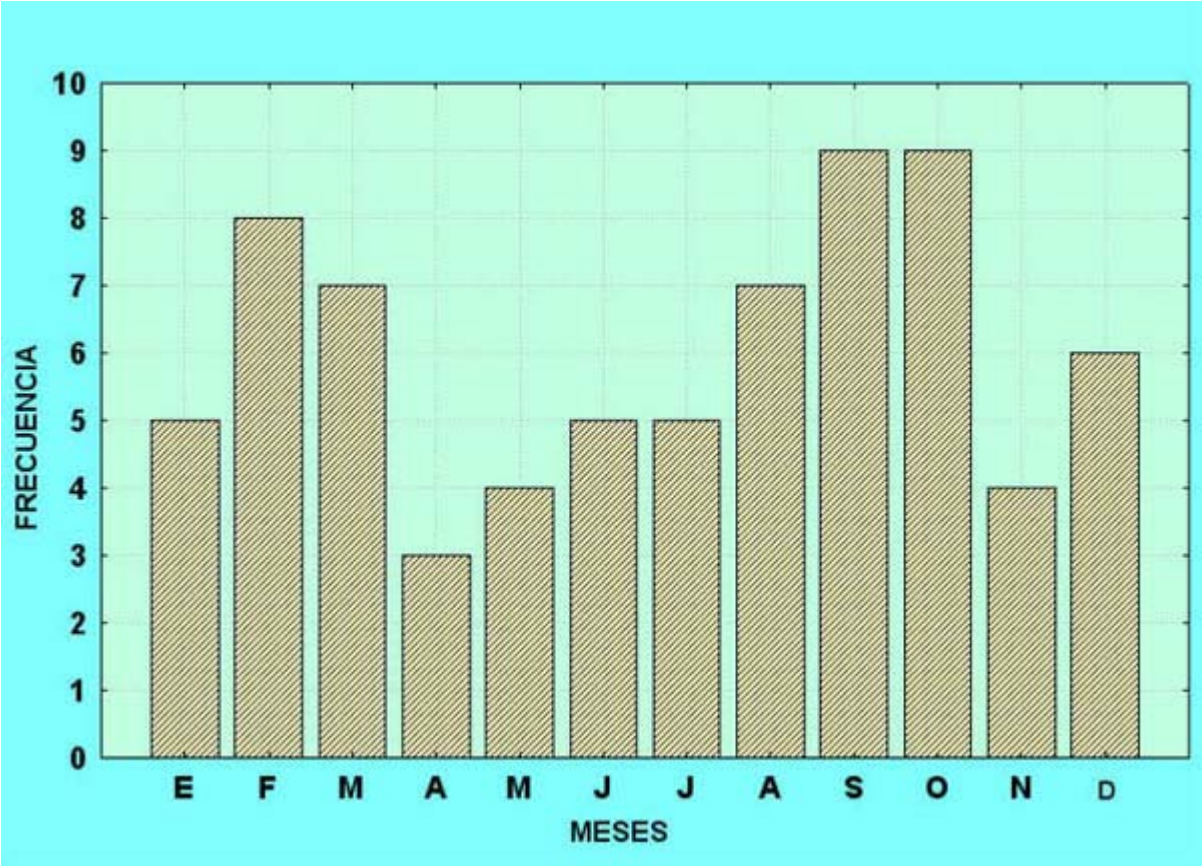


Fig. 6.5. Distribución mensual de la frecuencia de ocurrencia de sudestadas en el Río de la Plata asociadas a onda de tormenta superior a 2,05m

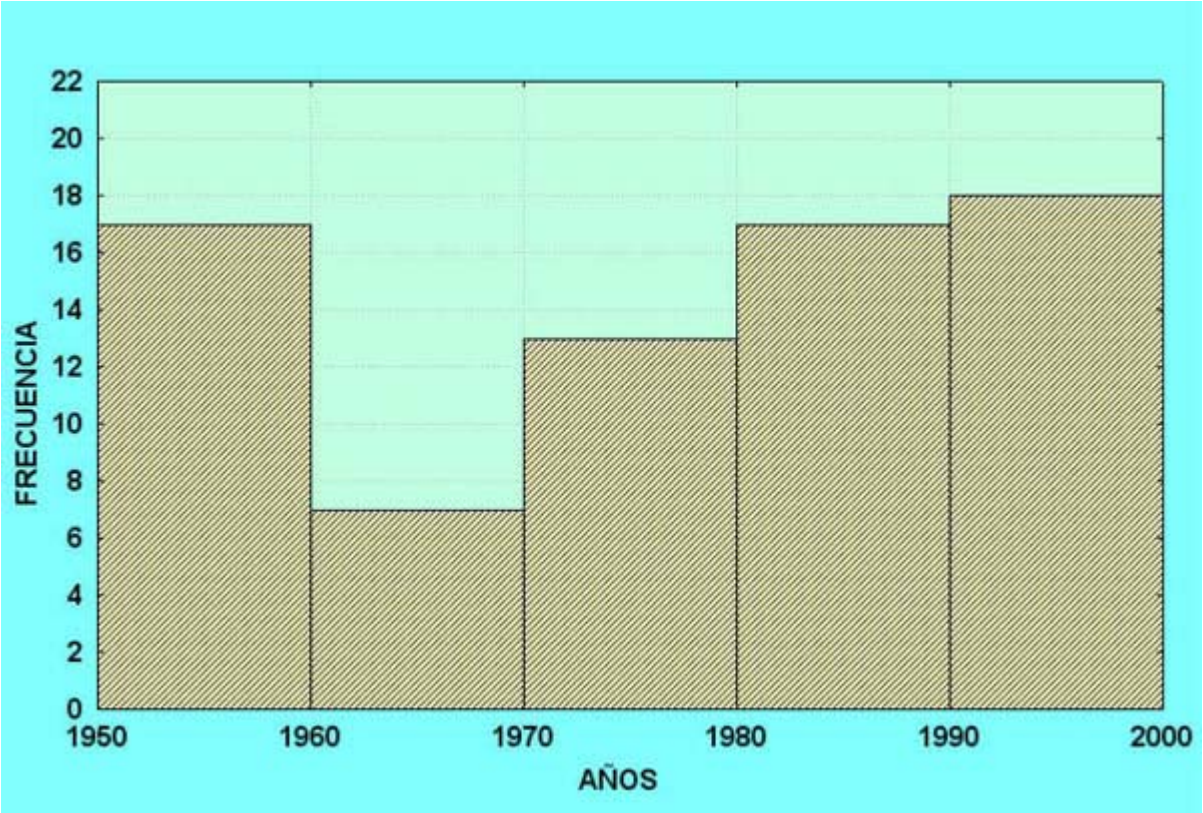


Fig. 6.6. Frecuencia media anual de sudestadas(niveles por encima de 2,05 metros) para las últimas cinco décadas del siglo, comenzando en el período 1951/1960 y finalizando en 1991/2000

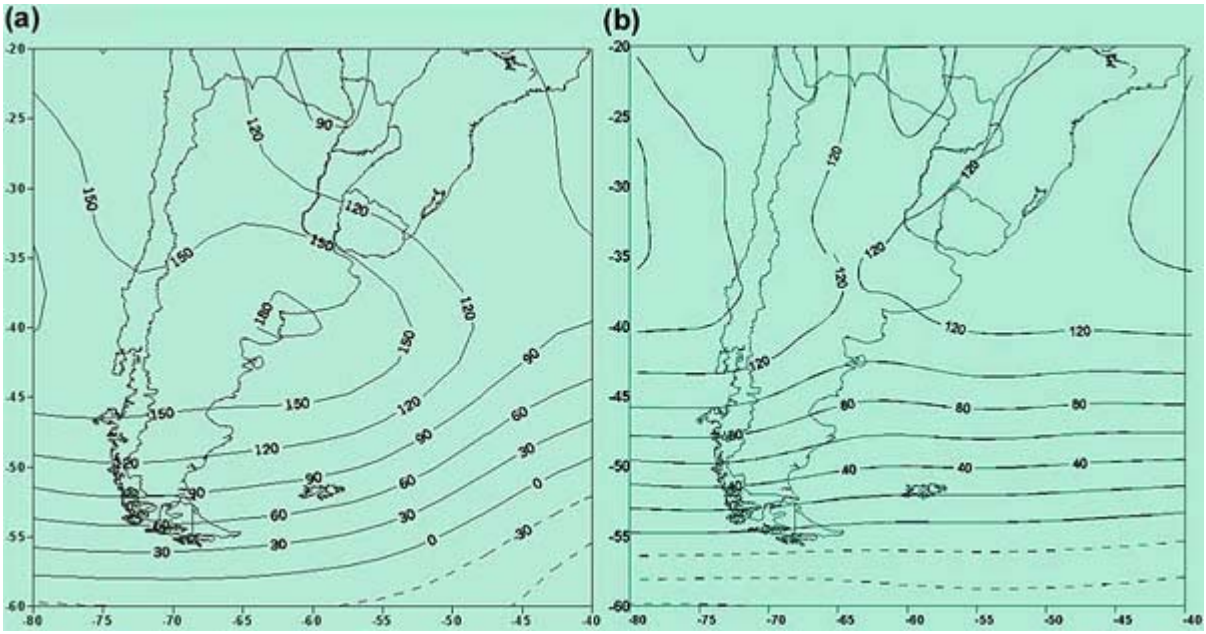


Fig. 6.7. Altura geopotencial media de la superficie de 1000 hPa para el período 1950-2000 de los campos de circulación asociados con sudestadas (a); altura geopotencial media de la superficie de 1000 hPa para el mismo período sobre el total de la muestra (b)

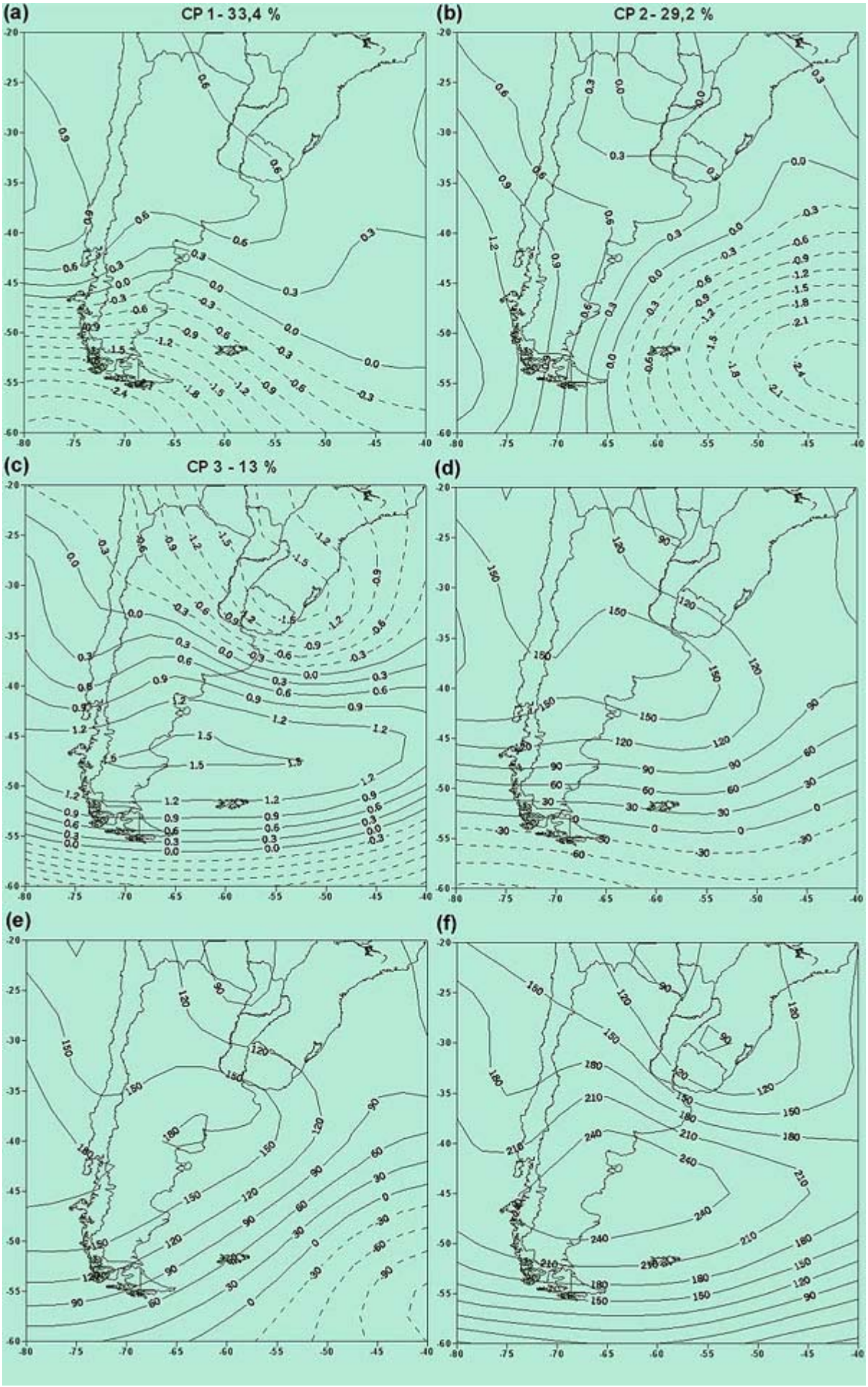


Fig. 6.8. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f) relacionadas con la ocurrencia de sudestadas

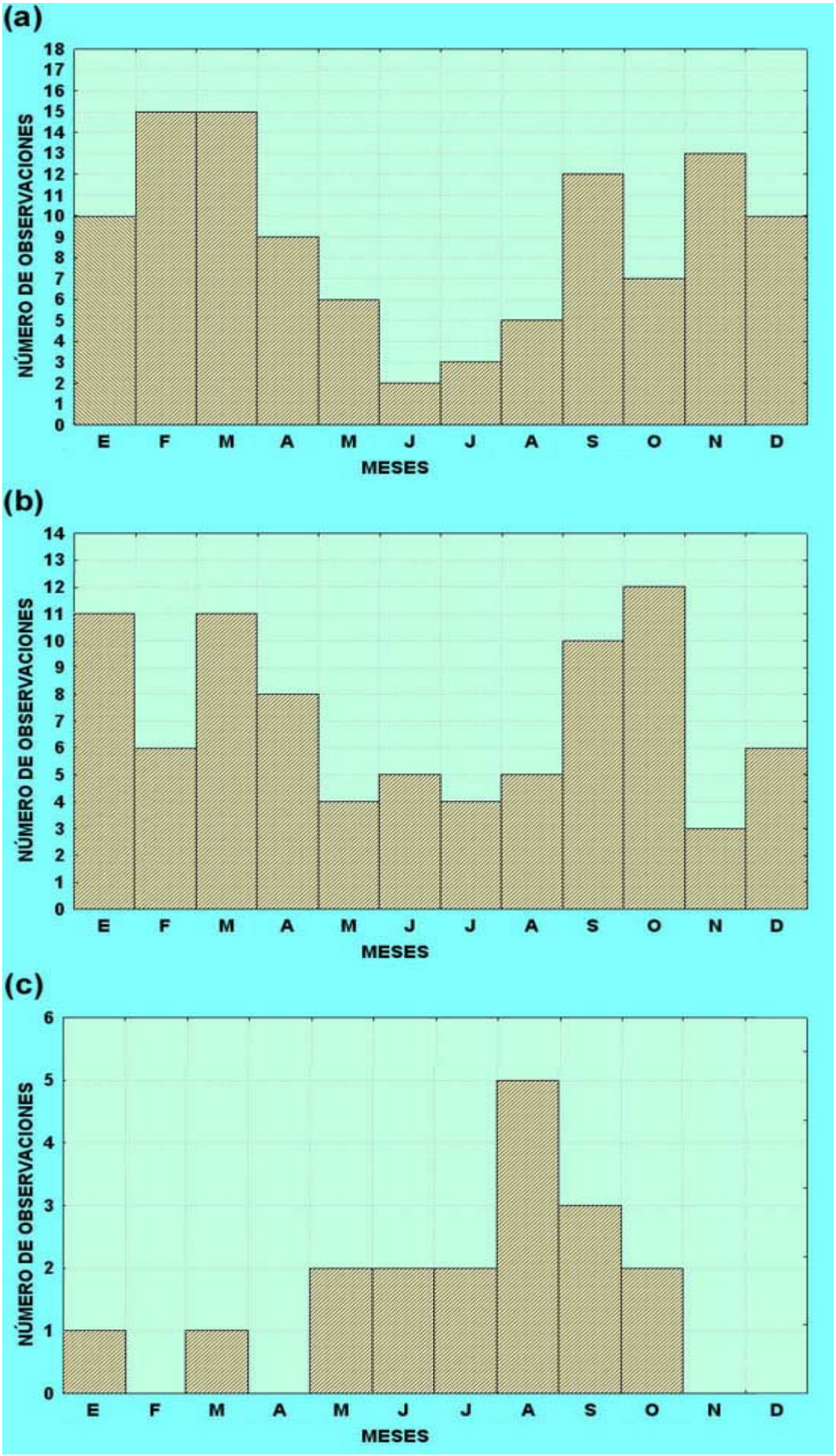


Fig. 6.9. Distribución anual de sudestadas asociadas a la CP1 (a), CP2 (b) y CP3 (c)

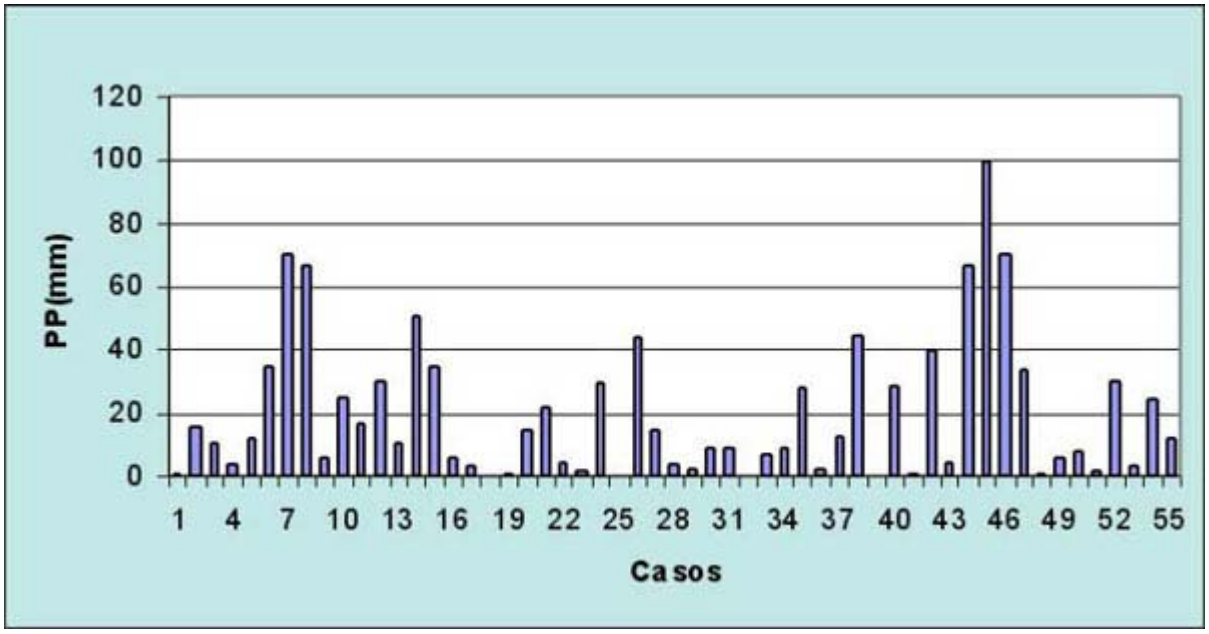


Fig. 6.10. Intensidad de precipitación en 24 horas en el Observatorio Central Buenos Aires asociada a la ocurrencia de eventos de sudestada

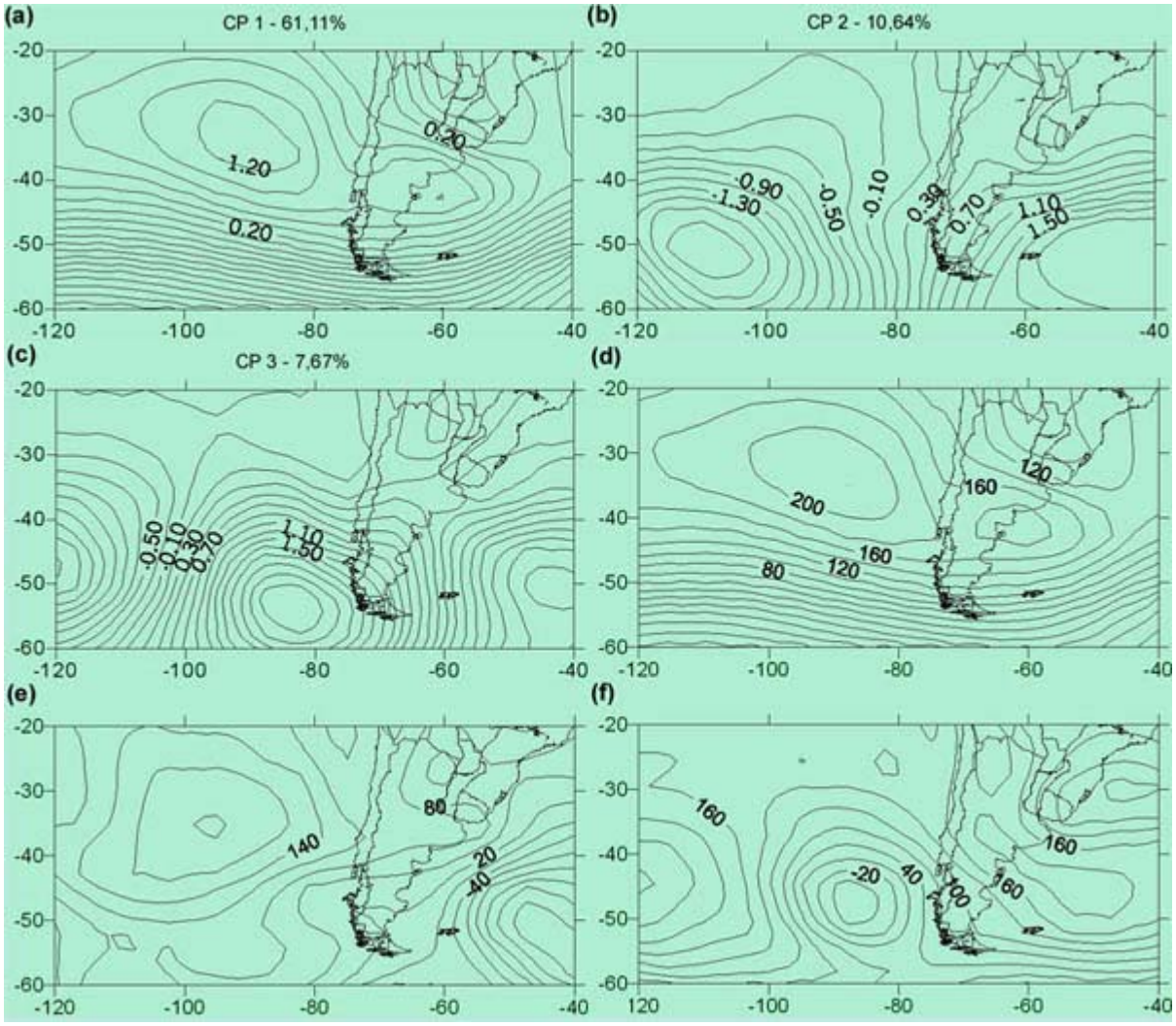


Fig. 6.11. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f) relacionadas con la ocurrencia de sudestadas en los casos en que se manifestaba precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

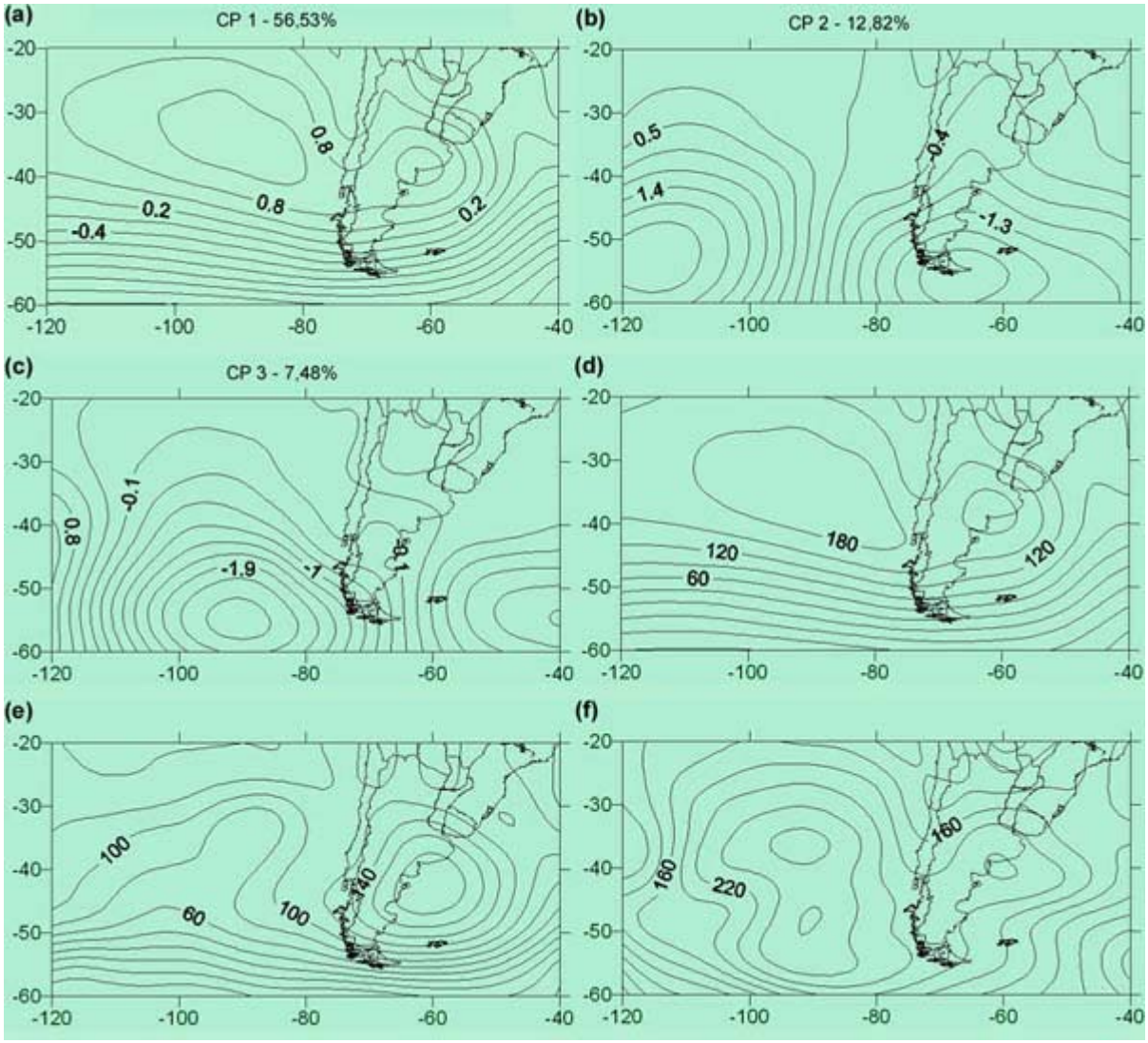


Fig. 6.12. Las tres primeras componentes principales (CP1, CP2, CP3) con la varianza explicada en cada caso (a, b y c) y los campos de circulación compuestos asociados a cada una de ellas (d, e y f) relacionadas con la ocurrencia de sudestadas en los casos en que no se manifestaba precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

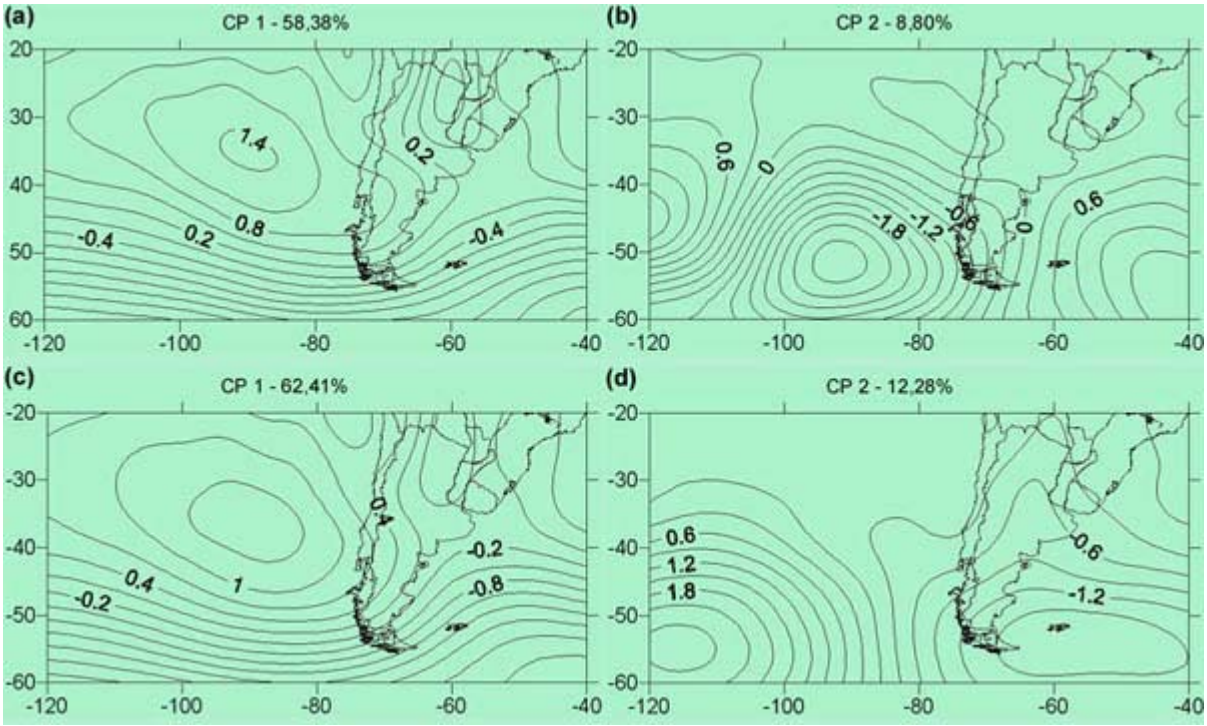
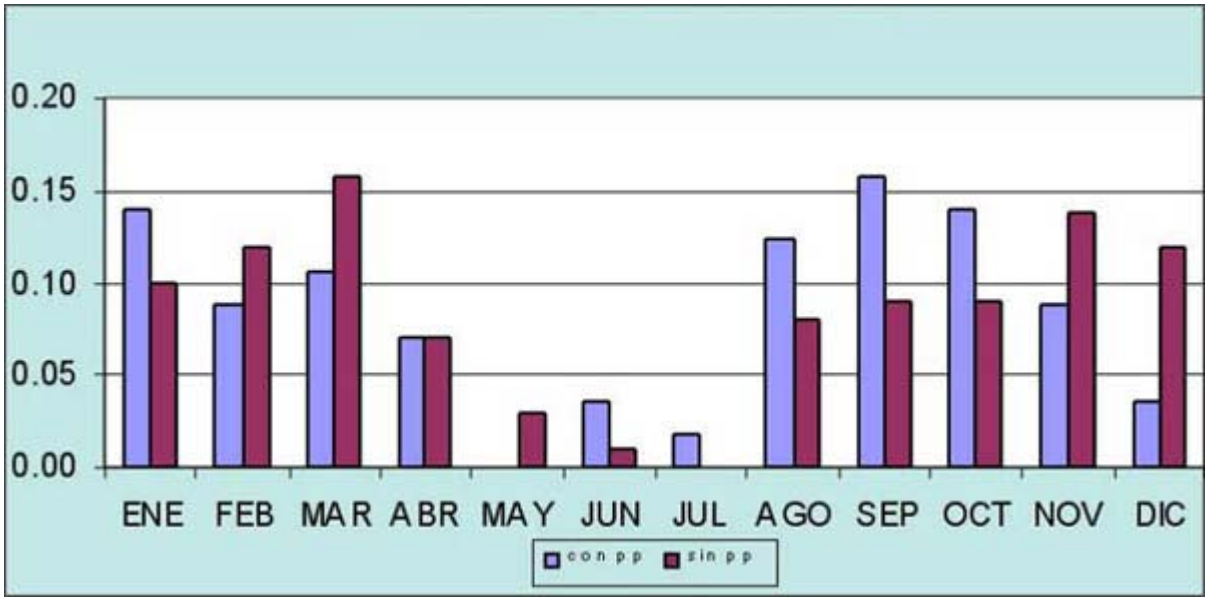


Fig. 6.13. Las dos primeras componentes principales (CP1, CP2) con la varianza explicada en cada caso (a, b) correspondiente a los campos de circulación de sudestadas asociadas a precipitación y las dos primeras componentes principales (CP1, CP2) con la varianza explicada en cada caso (c, d) correspondiente a los campos de circulación en 1000 hPa asociadas a no precipitación en OCBA. En ambos casos se consideran las componentes principales 24 horas antes del evento



6.14. Frecuencia relativa de sudestadas con y sin precipitación en Observatorio Central Buenos Aires

Fig. 7.1. Forzantes del sistema

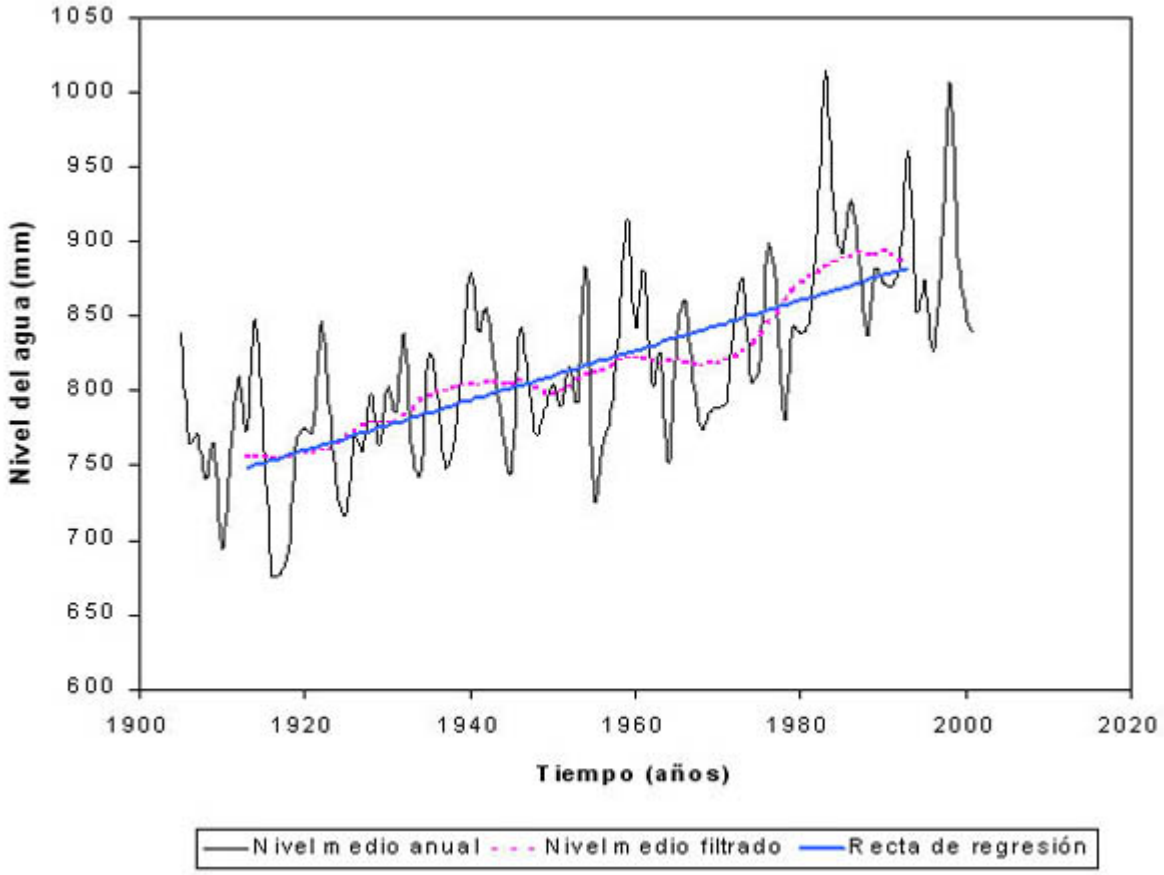


Fig. 7.2. Evolución del nivel medio anual del Río de la Plata en la ciudad de Buenos Aires (producida por D'Onofrio y Fiore)

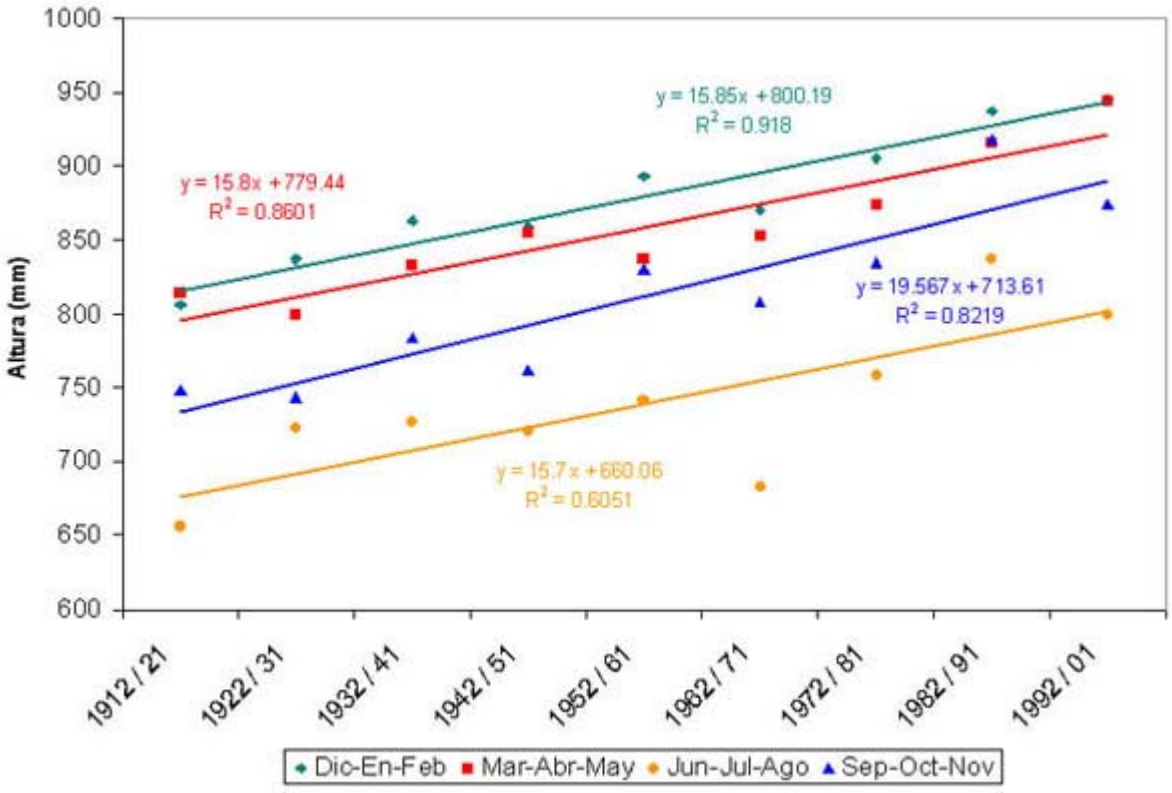


Fig. 7.3. Evolución del nivel medio estacional del Río de la Plata en la ciudad de Buenos Aires (producida por D'Onofrio y Fiore)

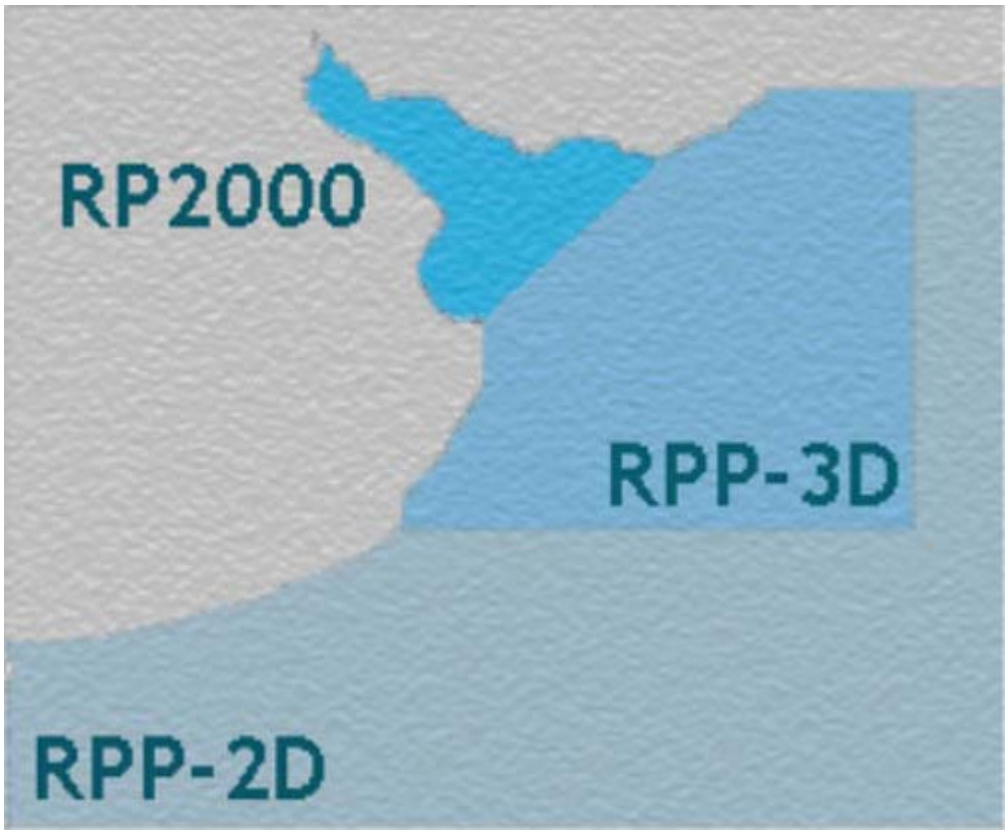


Fig. 7.4. Dominios de los modelos hidrodinámicos del INA

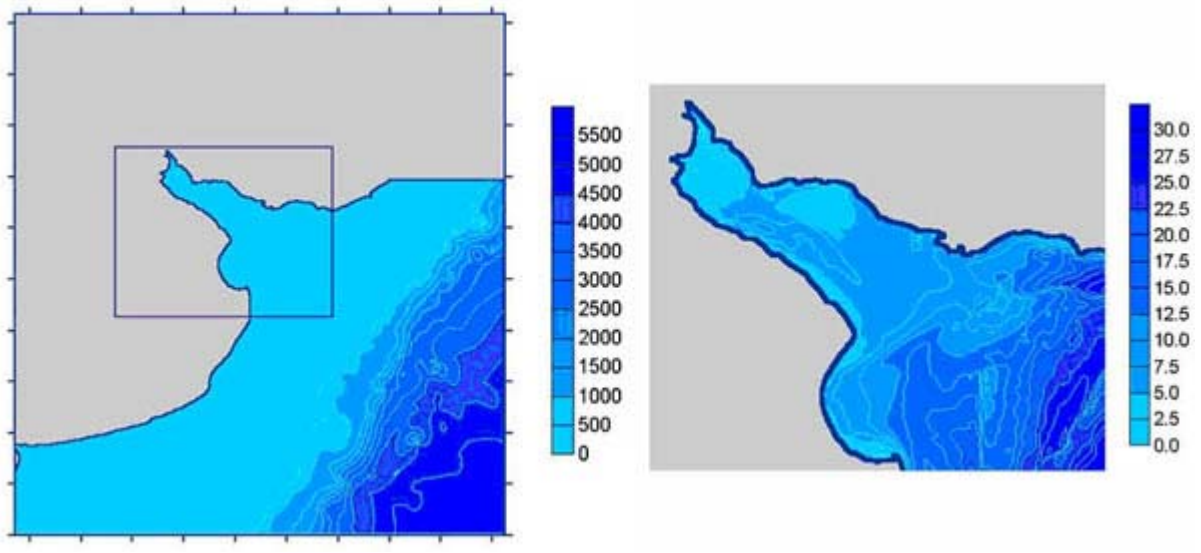


Fig. 7.5. Datos batimétricos utilizados en el modelo RPP-2D

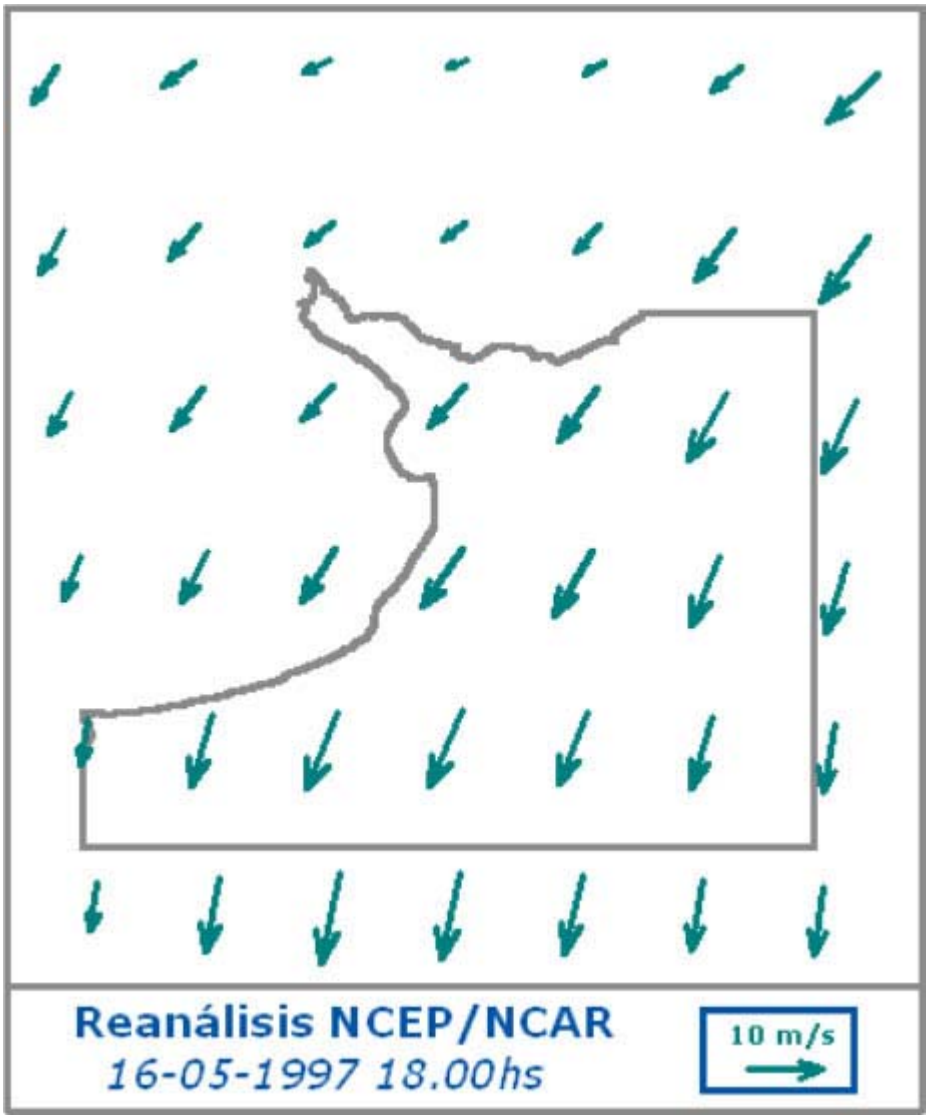


Fig. 7.6. Campos de viento de NCEP/NCAR

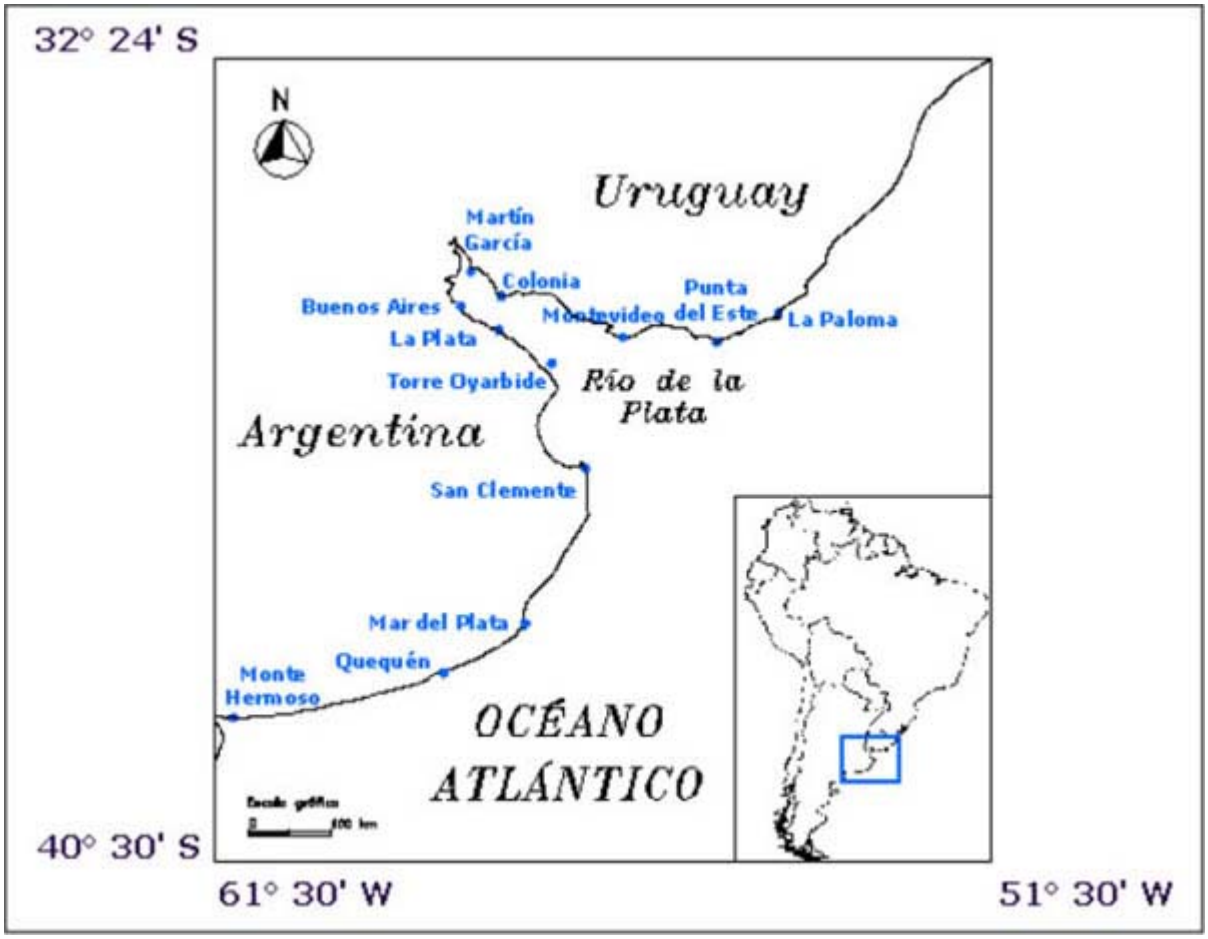


Fig. 7.7. Estaciones de registro de niveles de marea

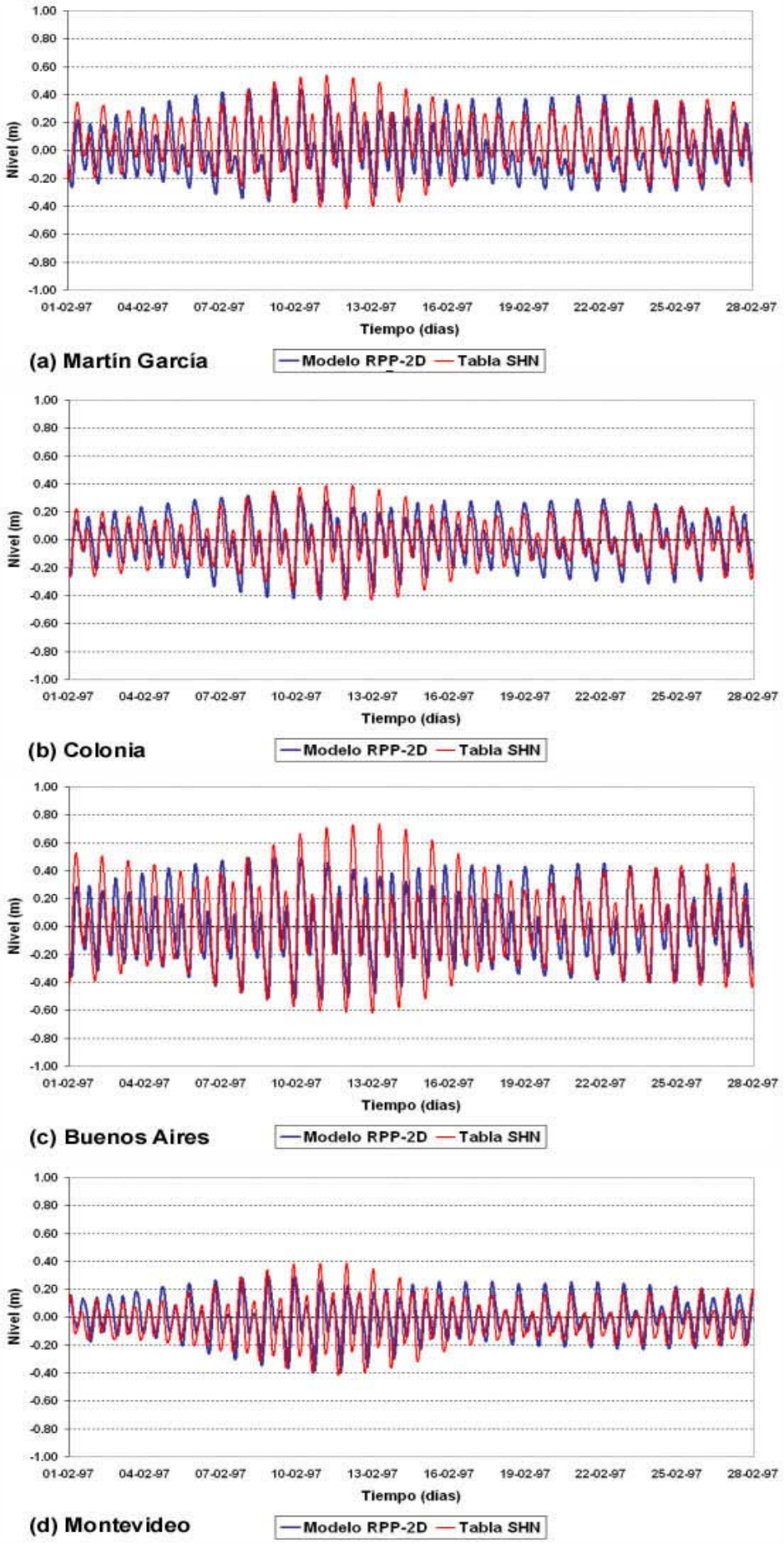


Fig. 7.8. Comparación entre las ondas de marea predichas de Tabla y simuladas con el modelo RPP-2D. (a) Martín garcía, (b) Colonia, (c) Buenos Aires, (d) Montevideo (cont.)

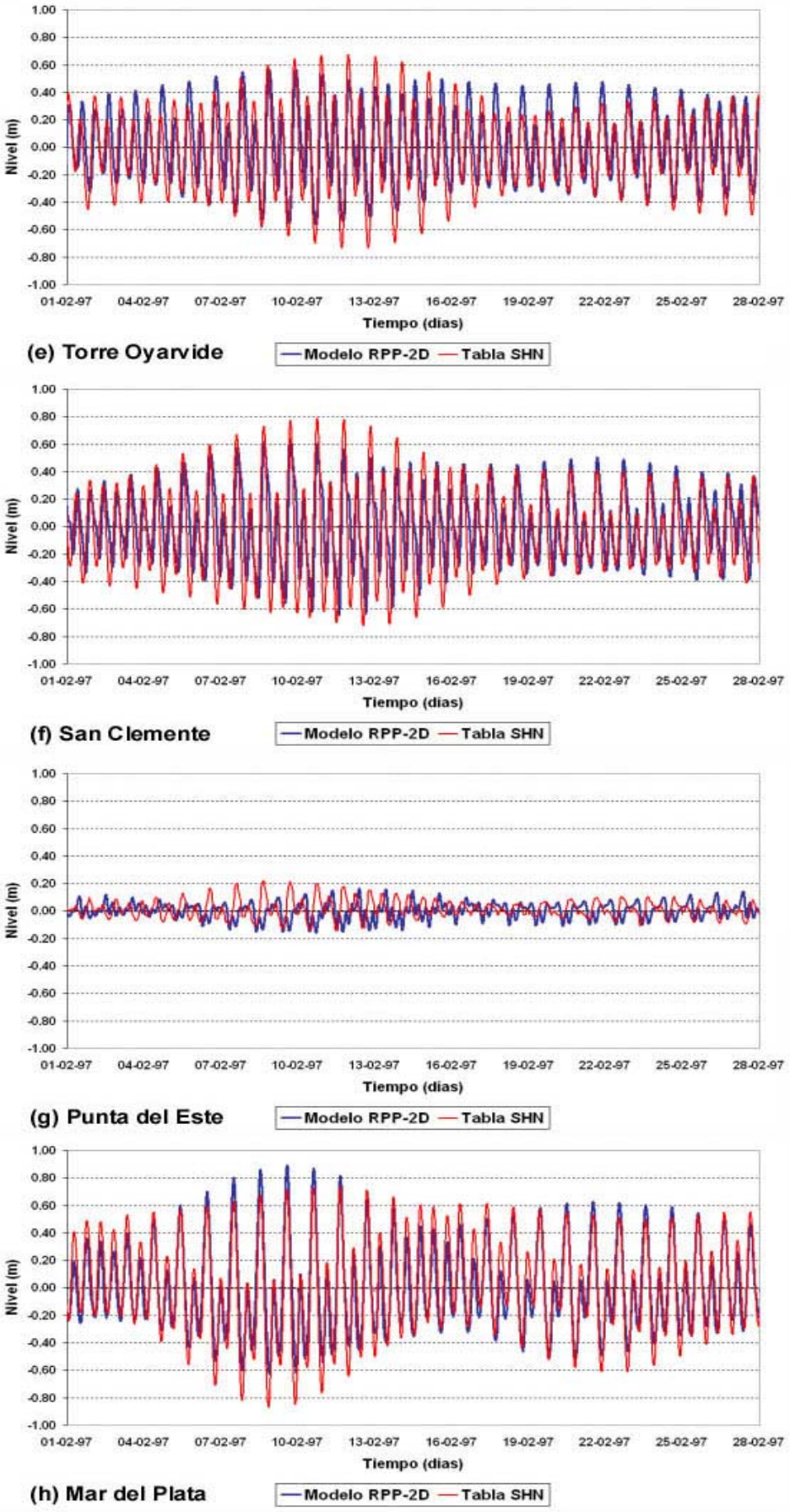
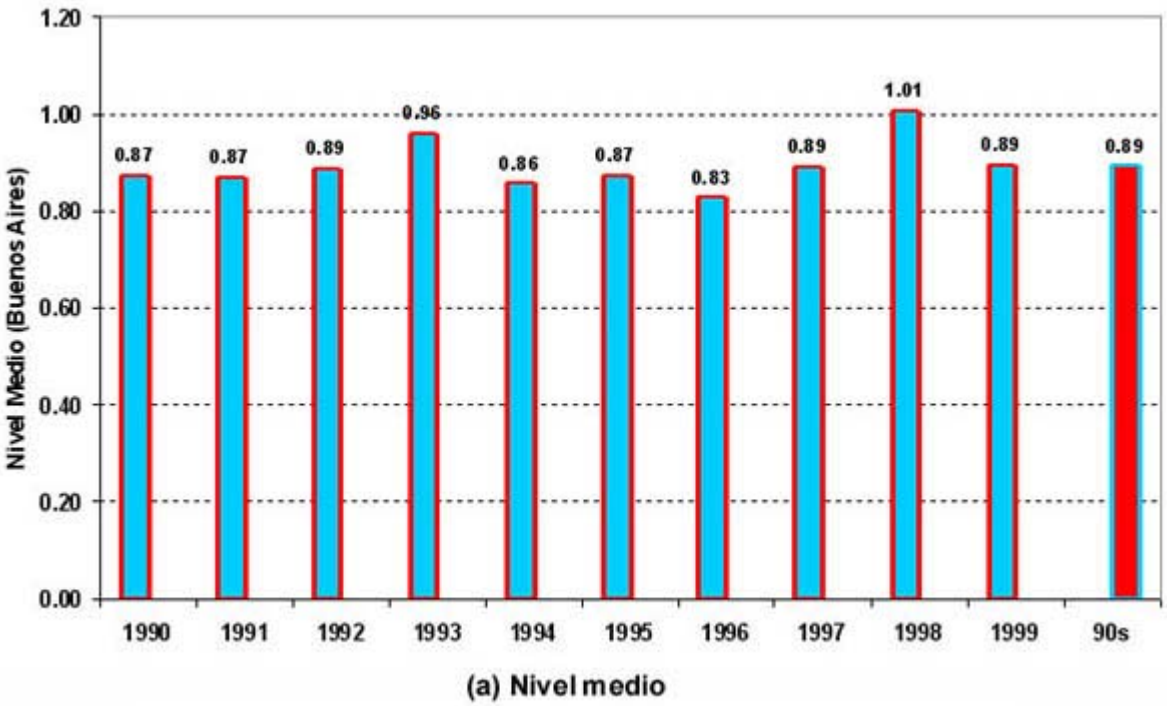
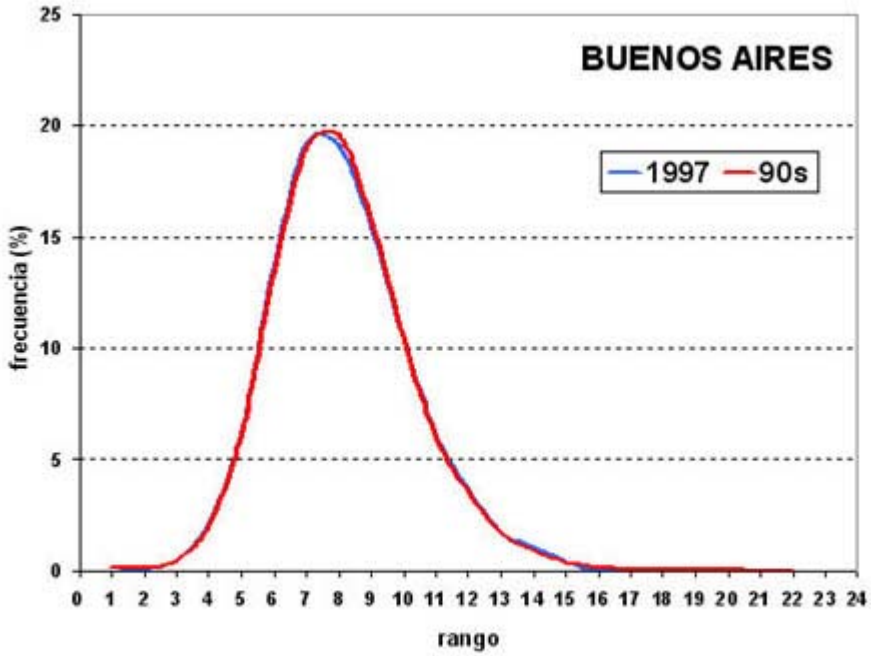


Fig. 7.8. Comparación entre las ondas de marea predichas de Tabla y simuladas con el modelo RPP-2D.(e) Torre Oyarvide, (f) San Clemente, (g) Punta del Este, (h) Mar del Plata



(a) Nivel medio



(b) Curva de frecuencia de niveles

Fig. 7.9. Estadísticas anuales y decadal en la ciudad de Buenos Aires. (a) Nivel medio, (b) Curva de frecuencia de niveles

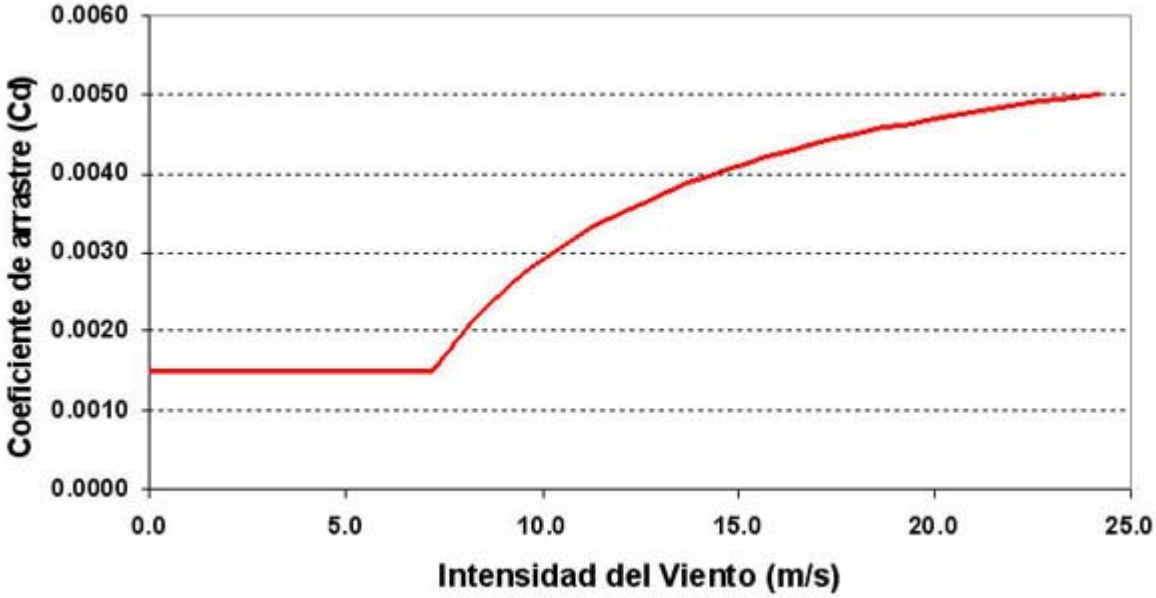


Fig. 7.10. Ley de Variación del coeficiente de arrastre CD

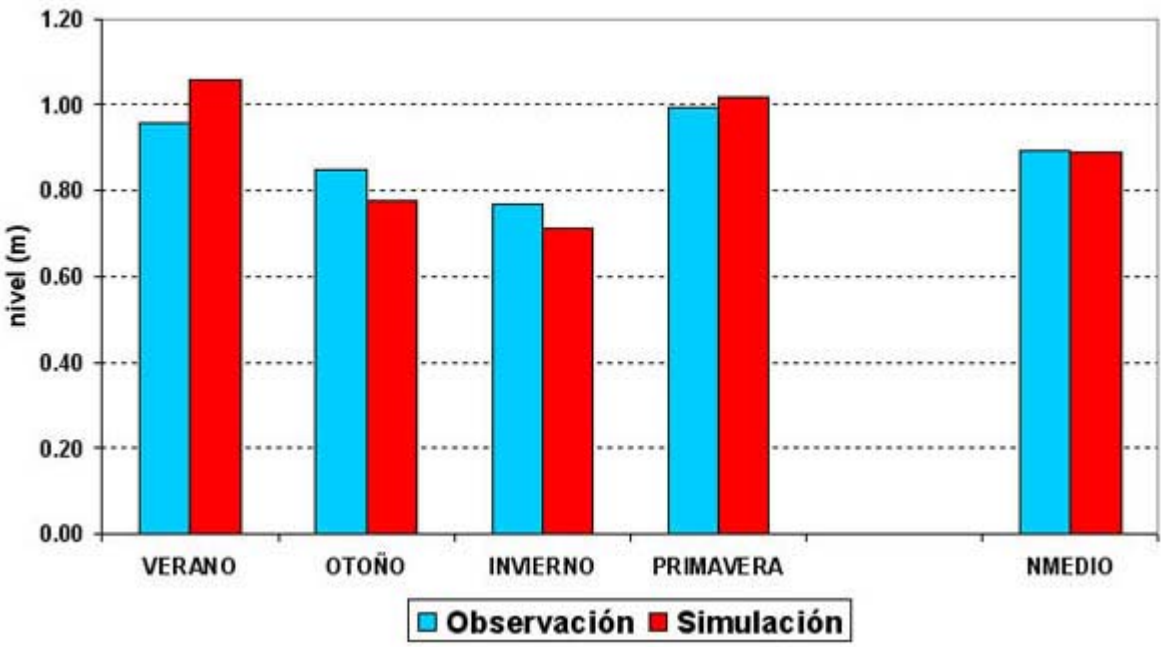


Fig. 7.11. Comparación entre los niveles medios anual y estacional para 1997 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D

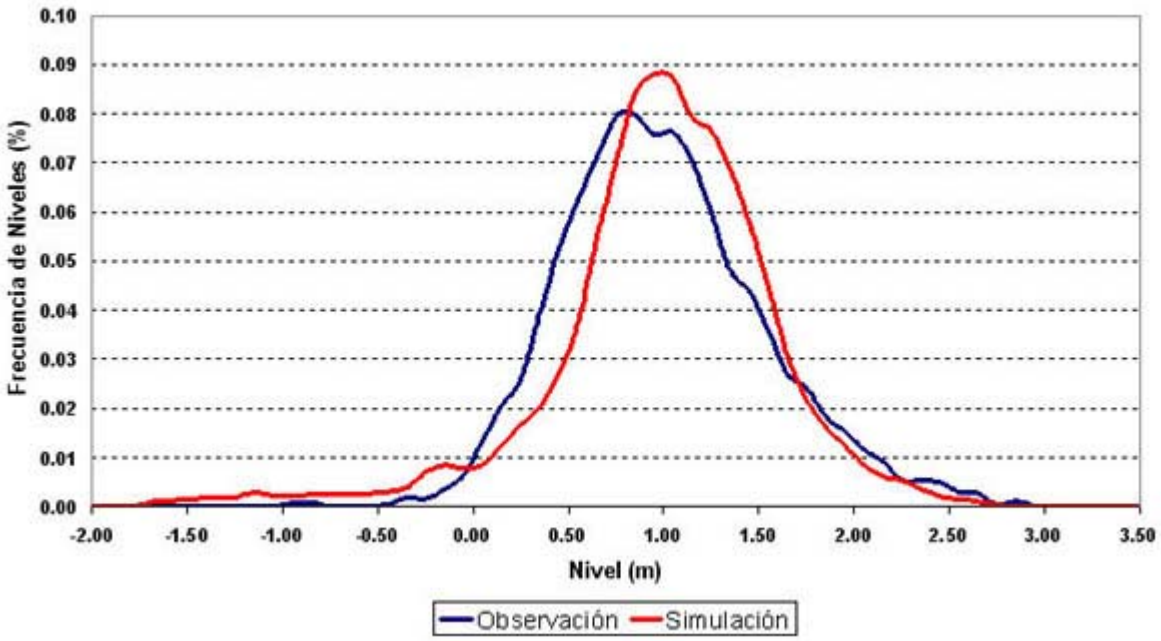


Fig. 7.12. Comparación entre curvas de frecuencia de niveles para 1997 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D

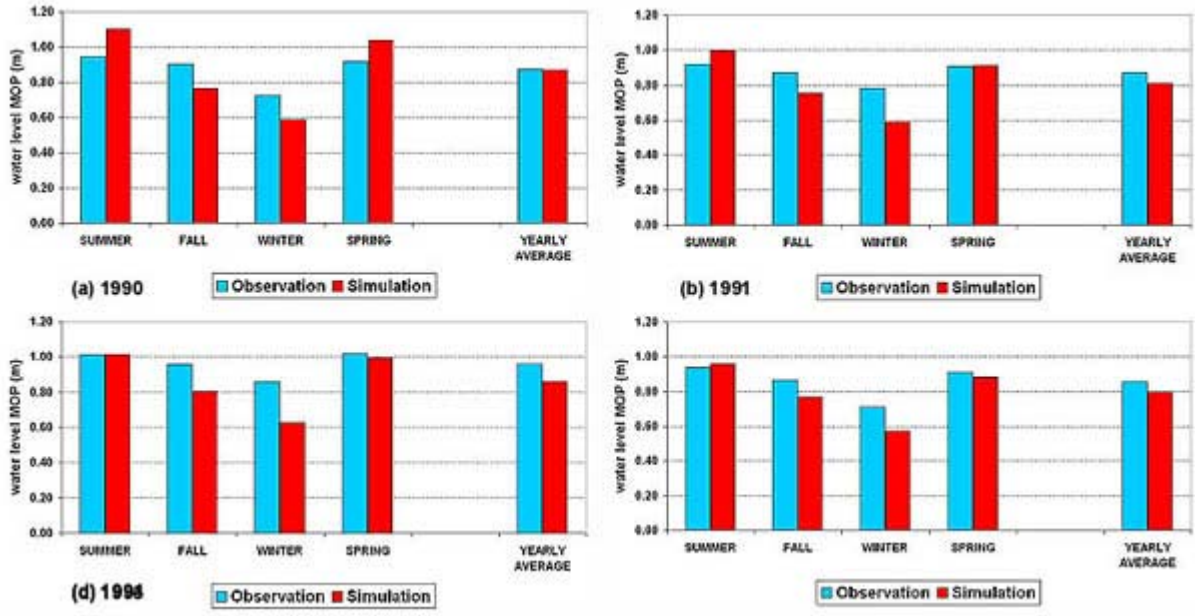


Fig. 7.13. Comparación entre niveles medios anual y estacional para la década de 1990 en Buenos obtenidos de mediciones y simulados con el modeloRPP-2D (a) 1990, (b) 1991, (c) 1993, (d) 1994

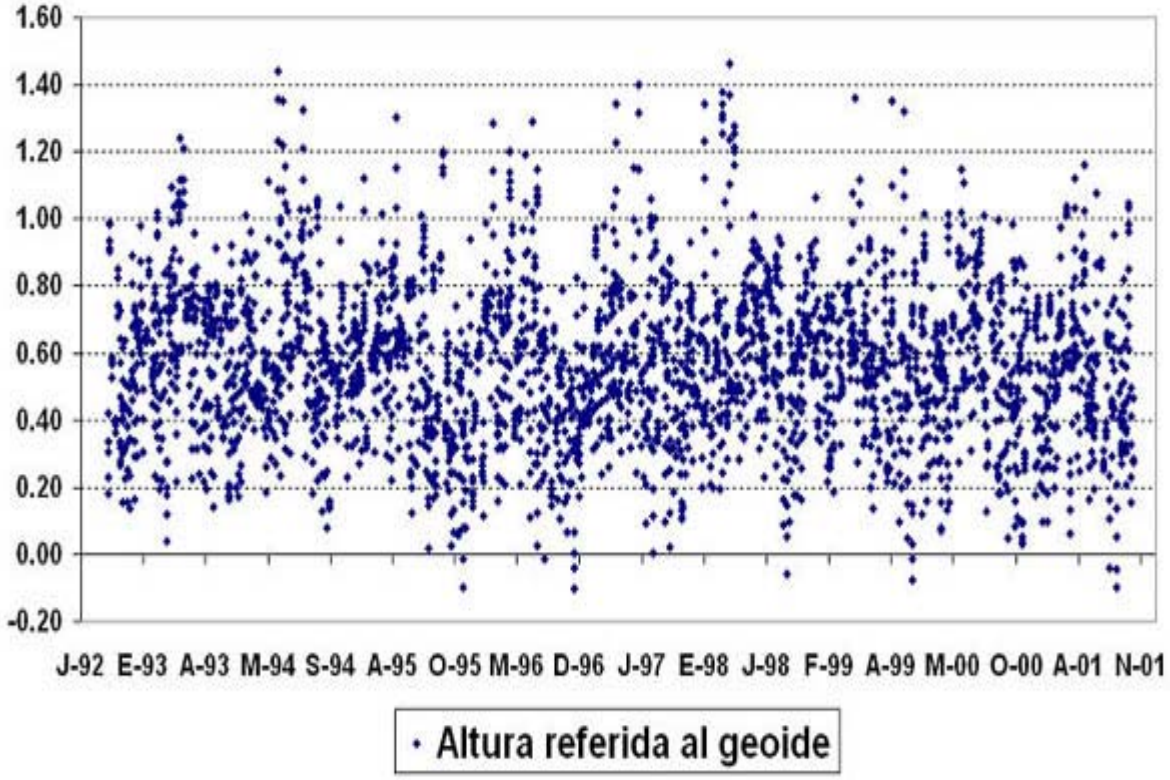


Fig. 7.14. Datos de nivel del TOPEX-POSEIDON para la estación 3092

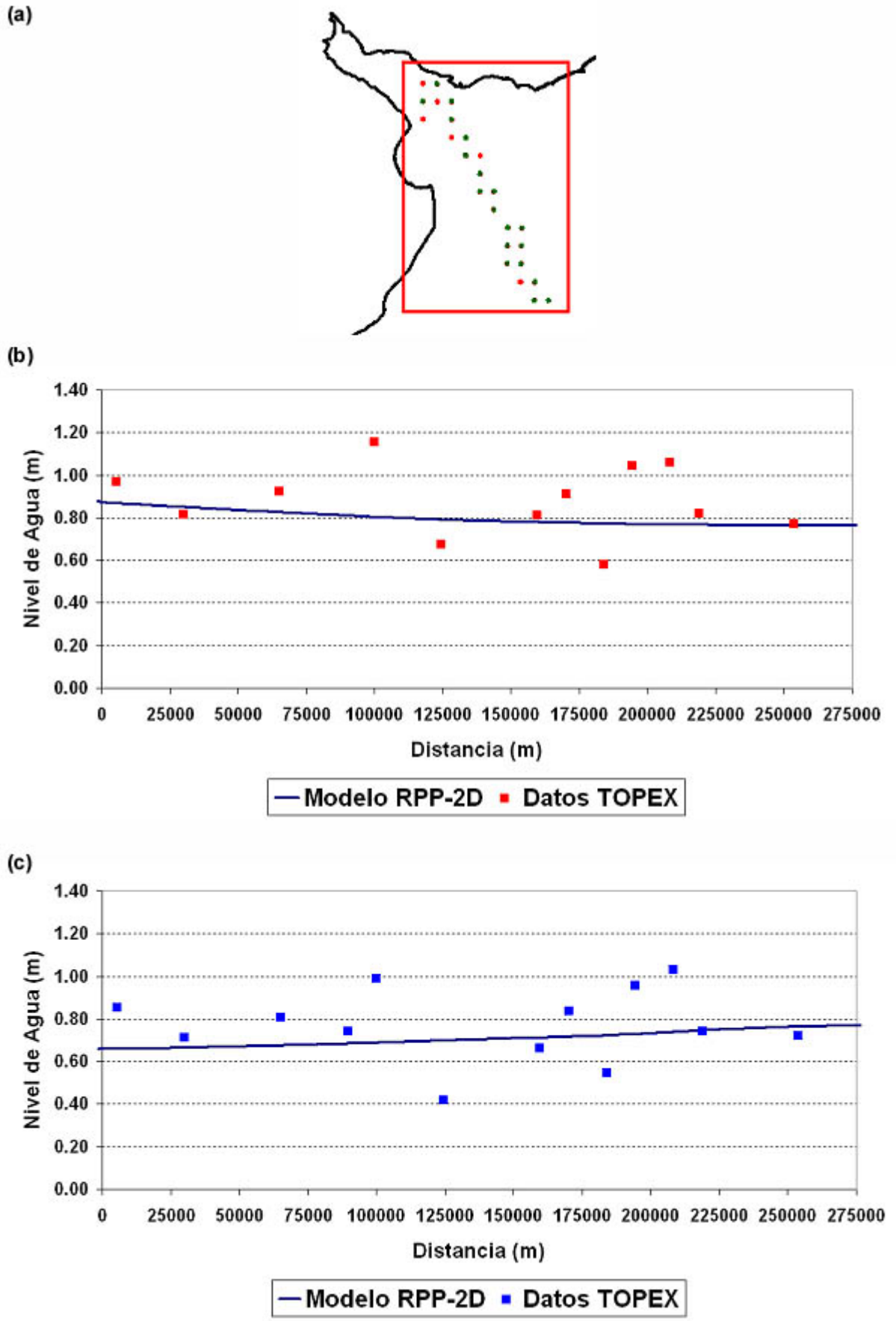


Fig. 7.15. Comparación entre datos satelitales y resultados del modelo RPP- 2D para las condiciones estacionales medias. (a) Puntos de muestreo, (b) Condiciones medias de verano, (c) Condiciones medias de invierno

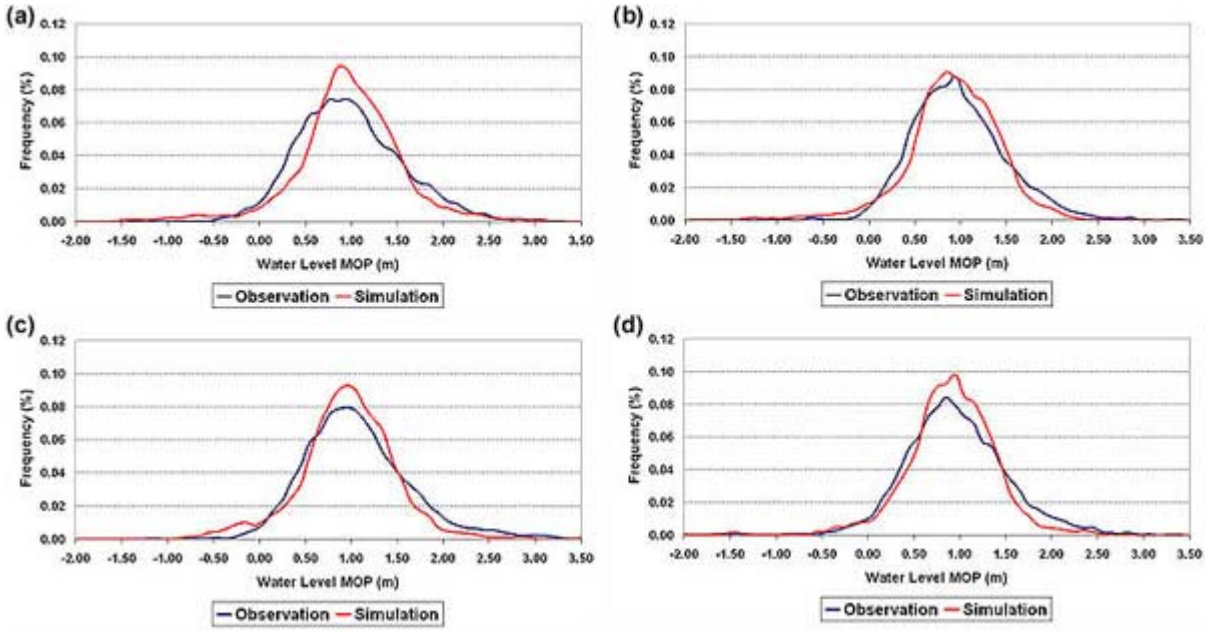


Fig. 7.16. Comparación entre curvas de frecuencia de niveles para la década de 1990 en Buenos Aires obtenidos de mediciones y simulados con el modelo RPP-2D. (a) 1990, (b) 1991, (c) 1993, (d) 1994.

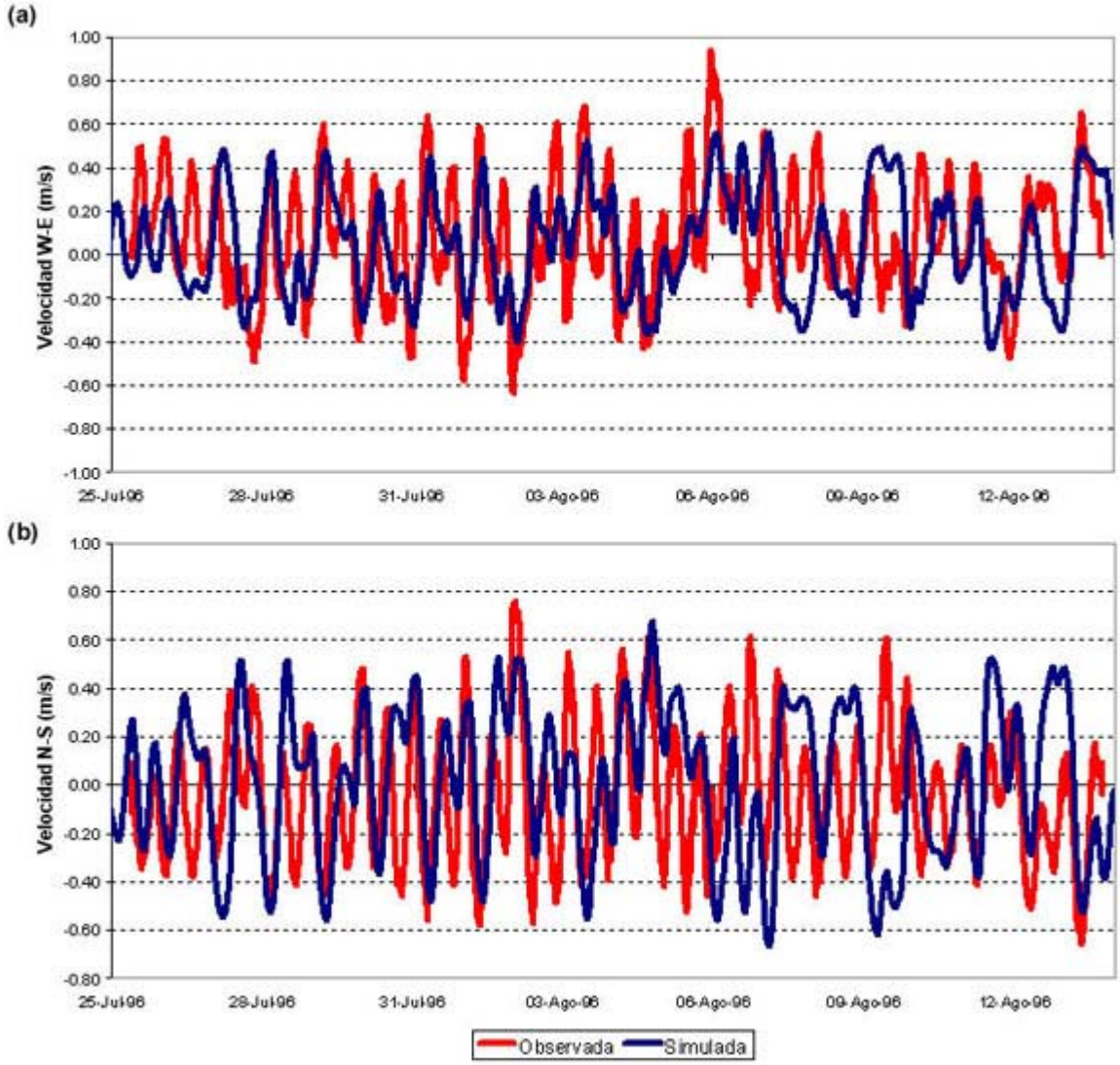


Fig. 7.17. Comparación entre velocidades de corriente en el río obtenidas de mediciones y simuladas con el modelo RPP-2D. (a) Componente Oeste-Este, (b) Componente Norte-Sur

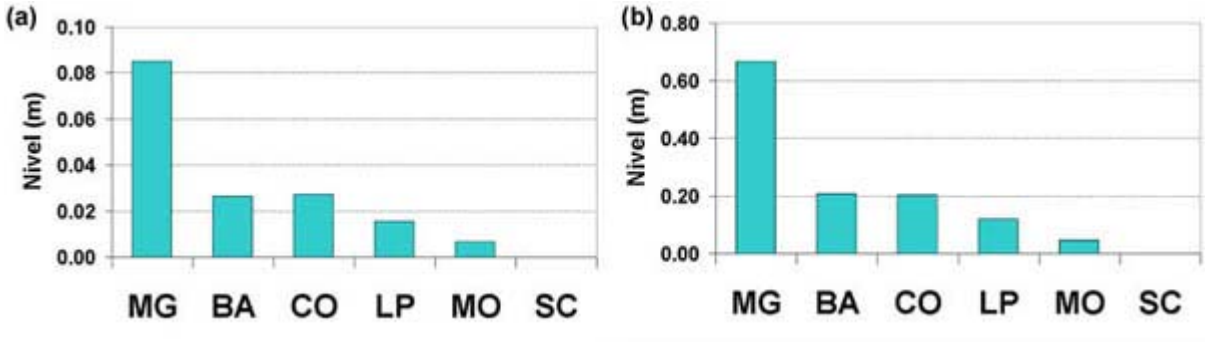


Fig. 7.18 Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un aumento del caudal de los tributarios, de acuerdo al modelo RPP- 2D. (a) 30000 m3/s (+30%), (b) 75000 m3/s

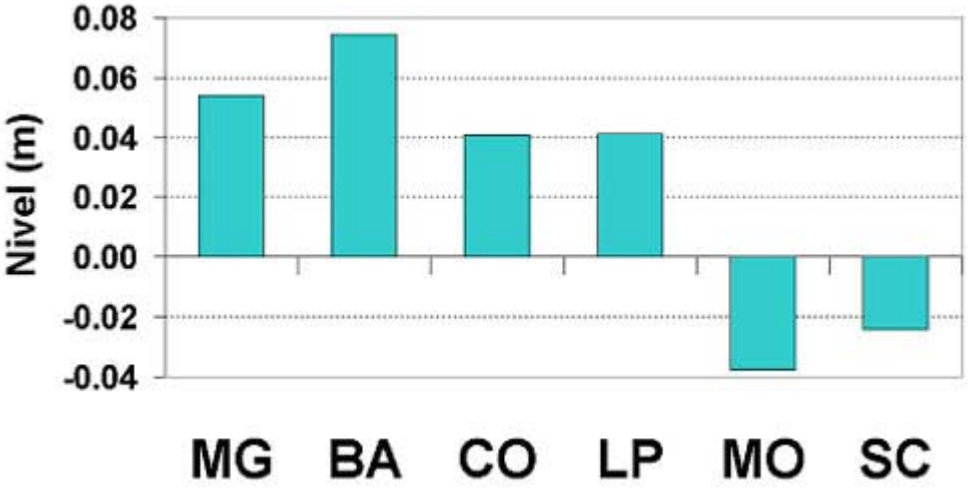


Fig. 7.19. Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un incremento y rotación hacia el este de los vientos durante el verano, de acuerdo el modelo RPP-2D

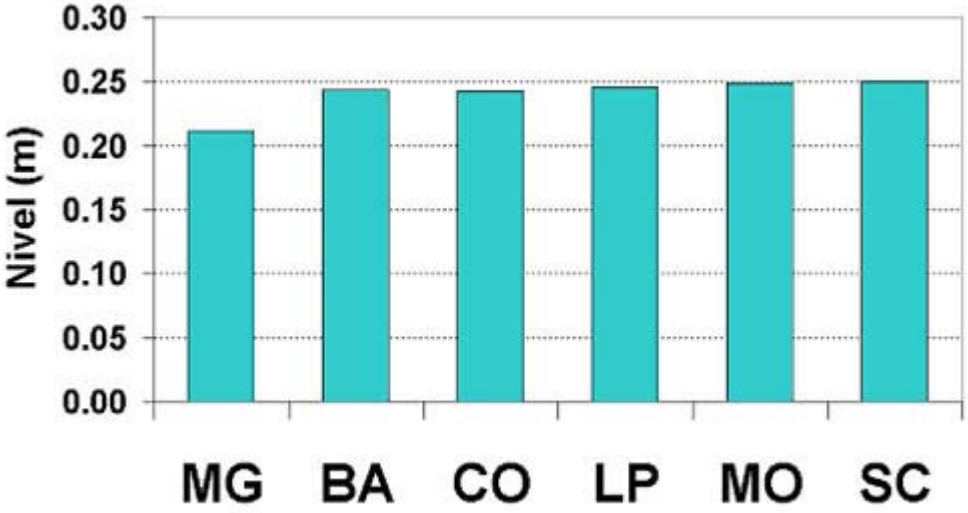


Fig. 7.20. Incremento del nivel medio en estaciones de control frente a un incremento del nivel medio del mar de 25cm, de acuerdo al modelo RPP-2D

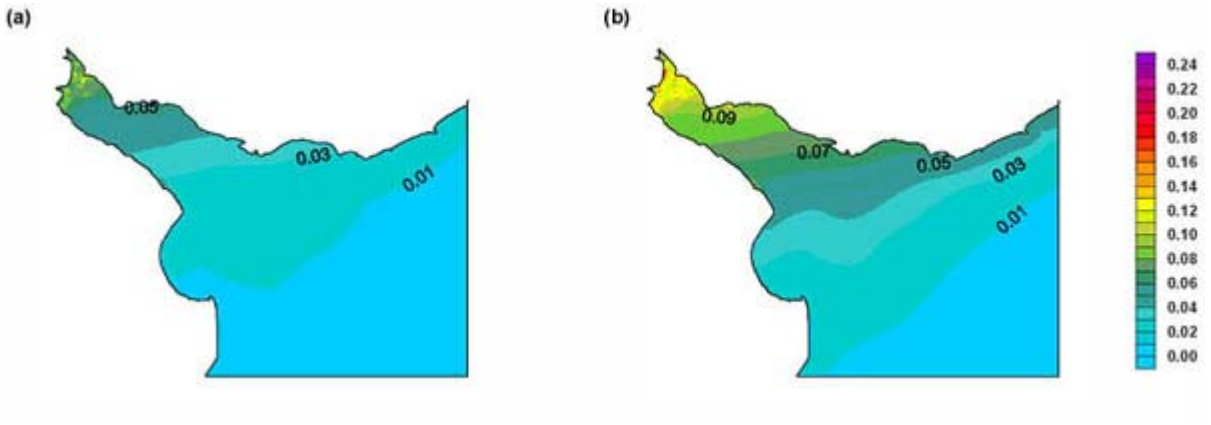


Fig. 7.21. Incremento del nivel medio para los escenarios futuros, incluyendo sólo el cambio en los vientos, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) 2030, (b) 2070

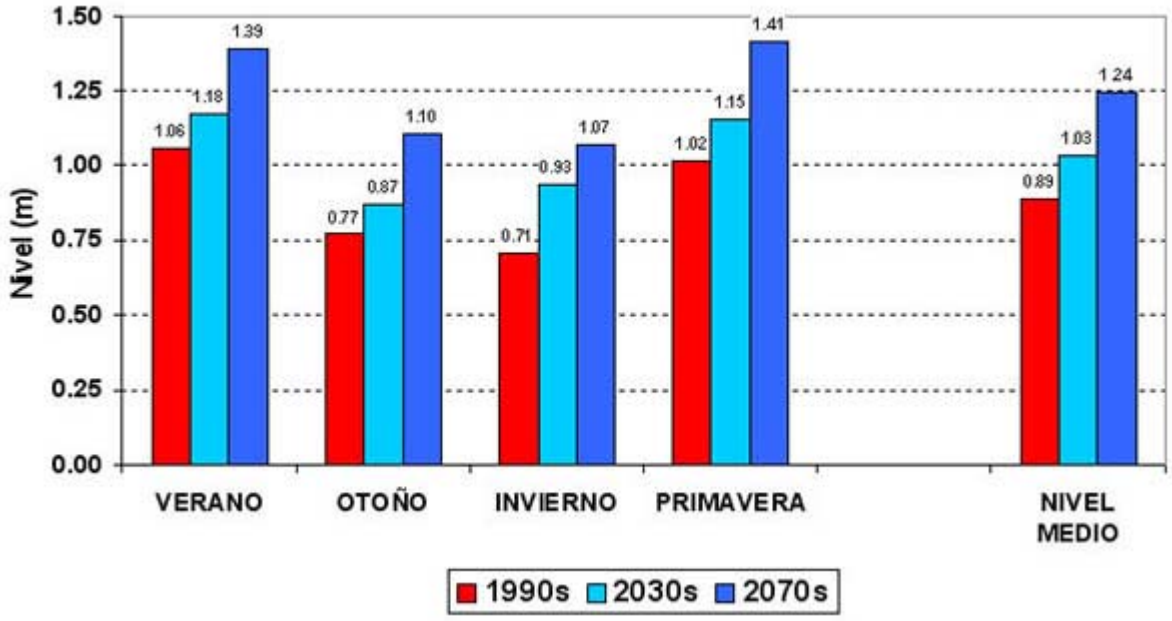


Fig. 7.22. Incremento del nivel medio en Buenos Aires para los escenarios futuros de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D

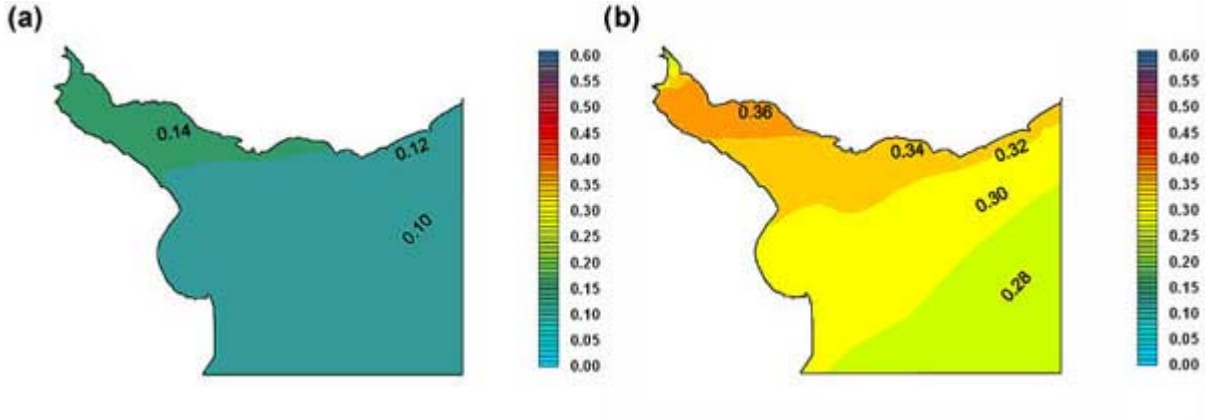


Fig. 7.23. Incremento del nivel medio para los escenarios futuros de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) 2030, (b) 2070

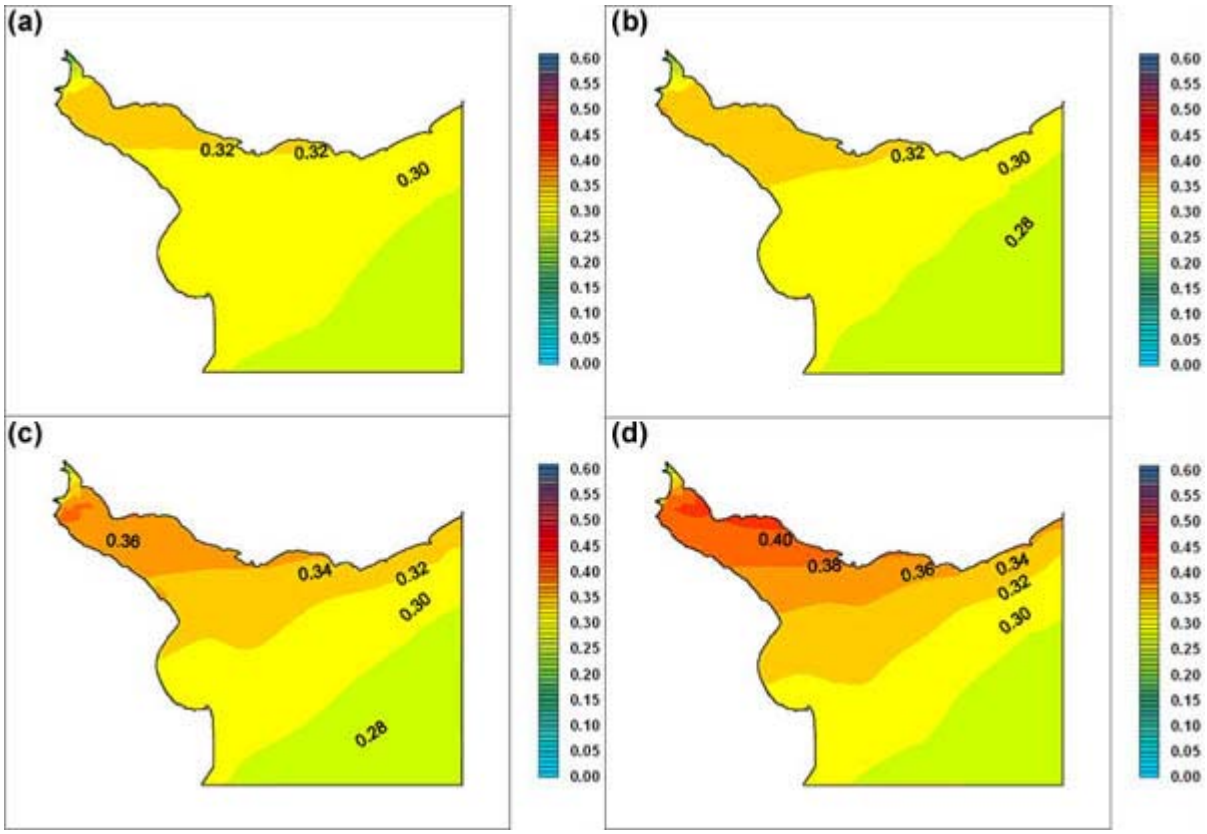


Fig. 7.24. Incremento del nivel medio estacional para el escenario de aumento medio de la década de 2070, de acuerdo al modelo RPP-2D. (a) verano, (b) otoño, (c) invierno, (d) primavera

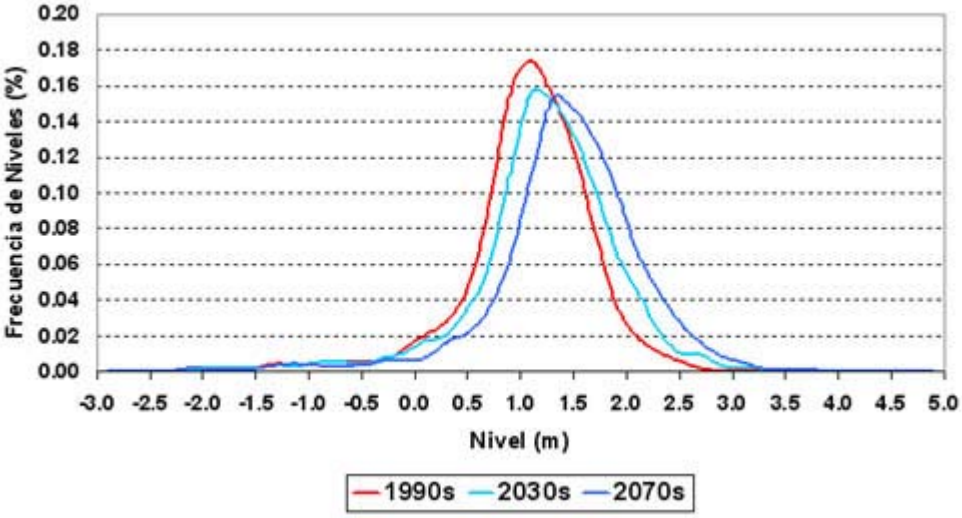


Fig. 7.25. Curvas de frecuencia de niveles para los escenarios de aumento medio, de acuerdo al modelo RPP-2D

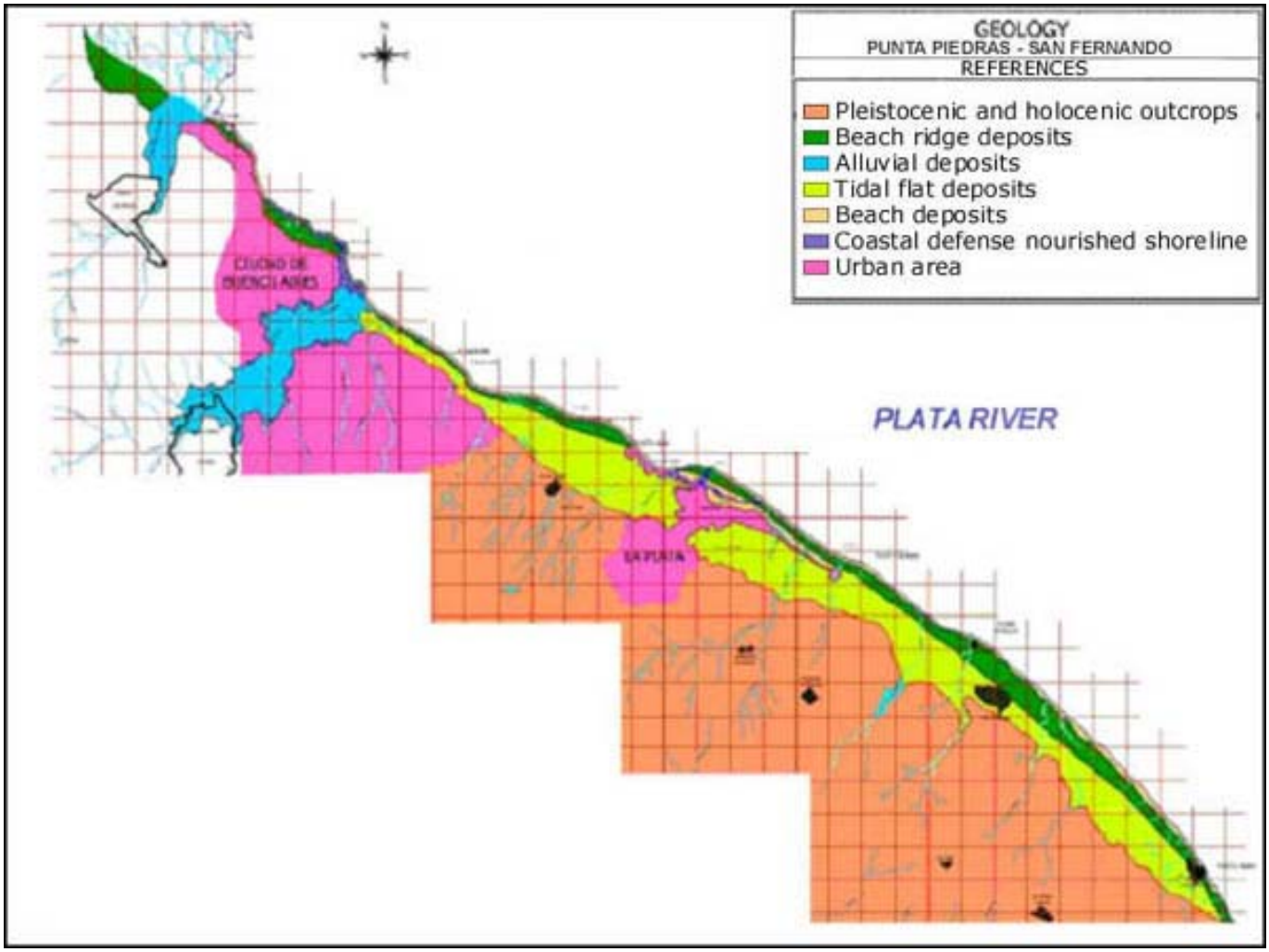


Fig. 8.1. Geología del área costera del río de La Plata entre el delta y Punta Piedras

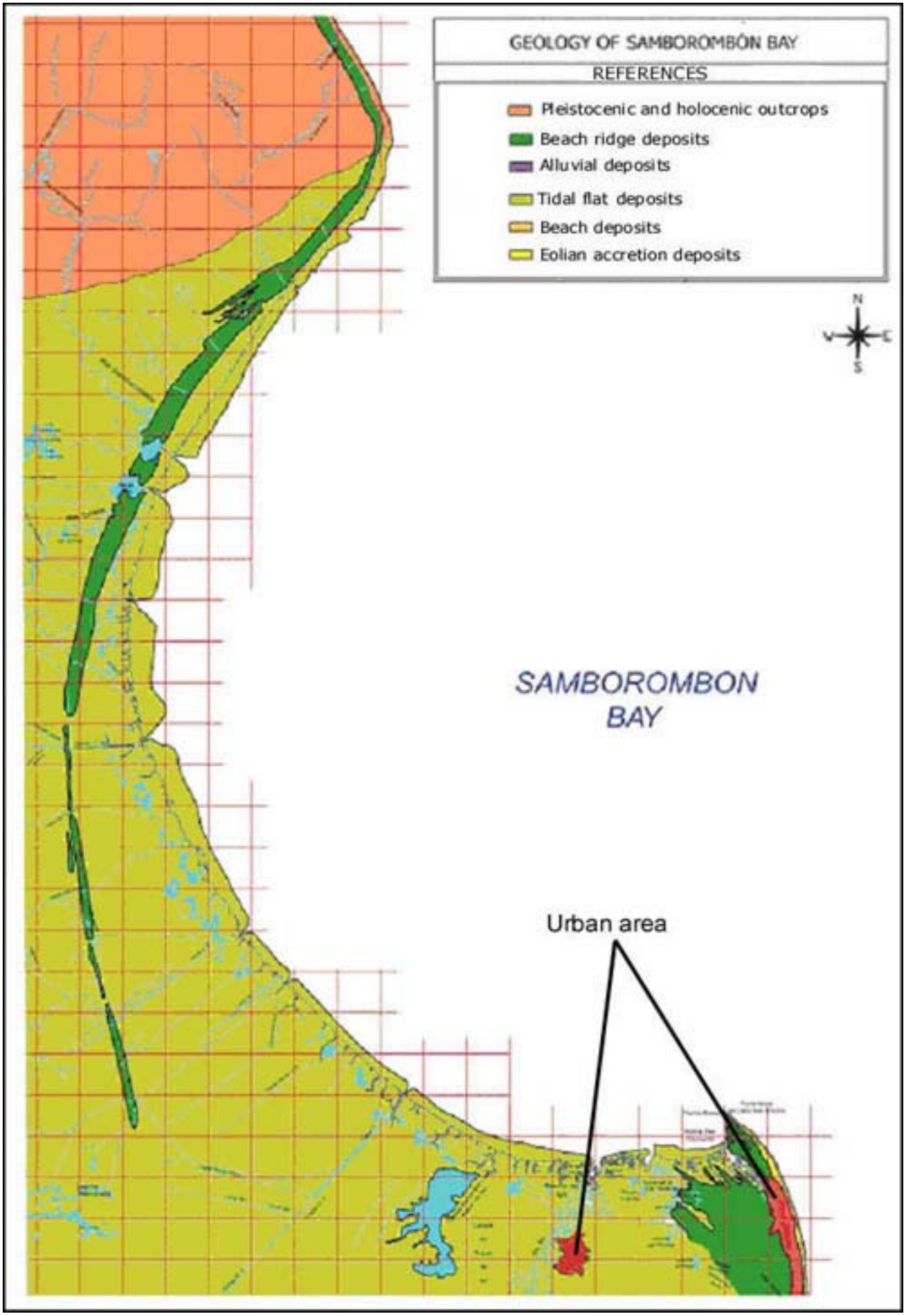


Fig. 8.2. Geología de la bahía de Samborombón entre Punta Piedras y Punta Rasa

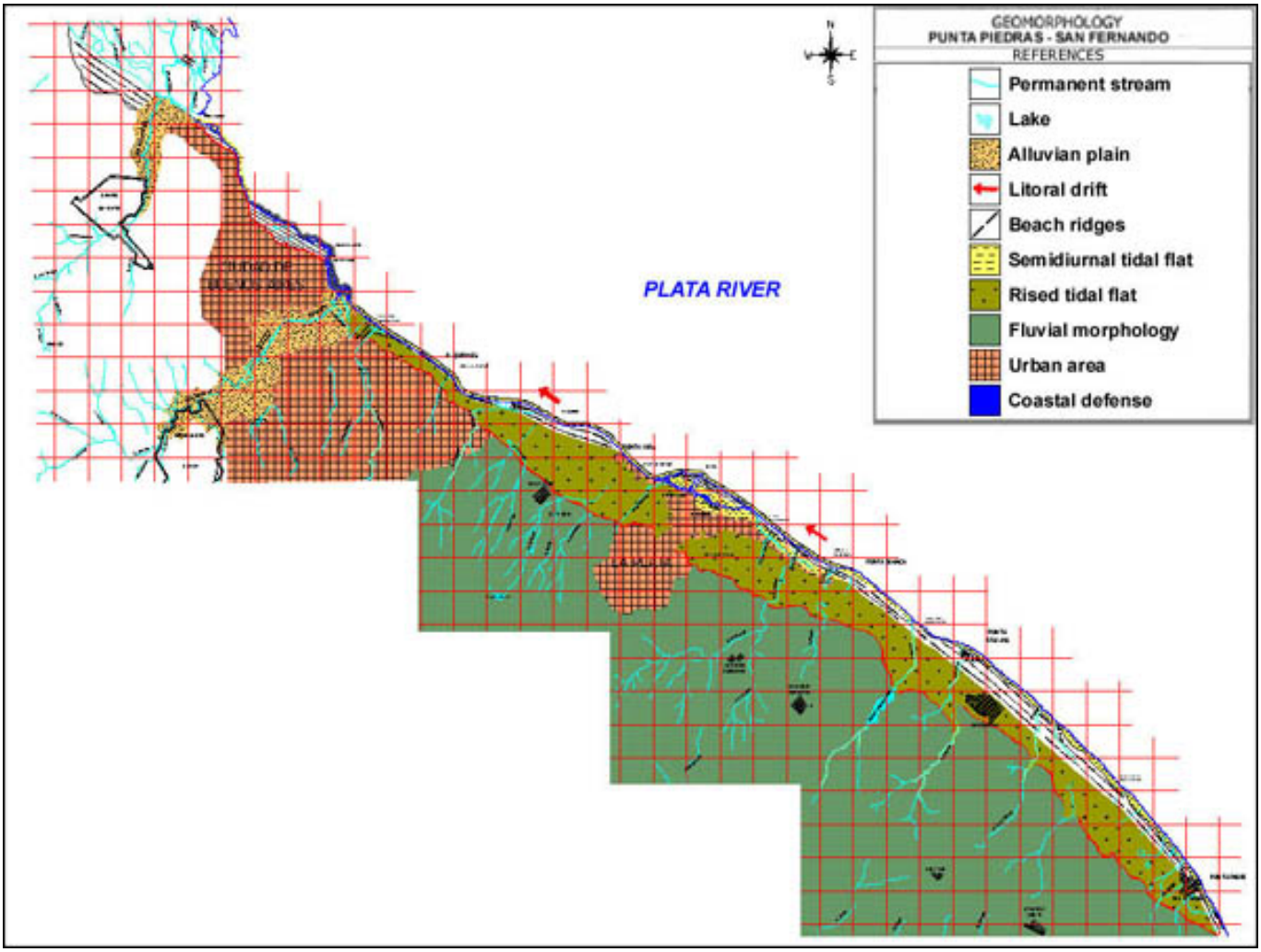


Fig. 8.3. Geomorfología del área costera del río de La Plata entre el delta y Punta Piedras

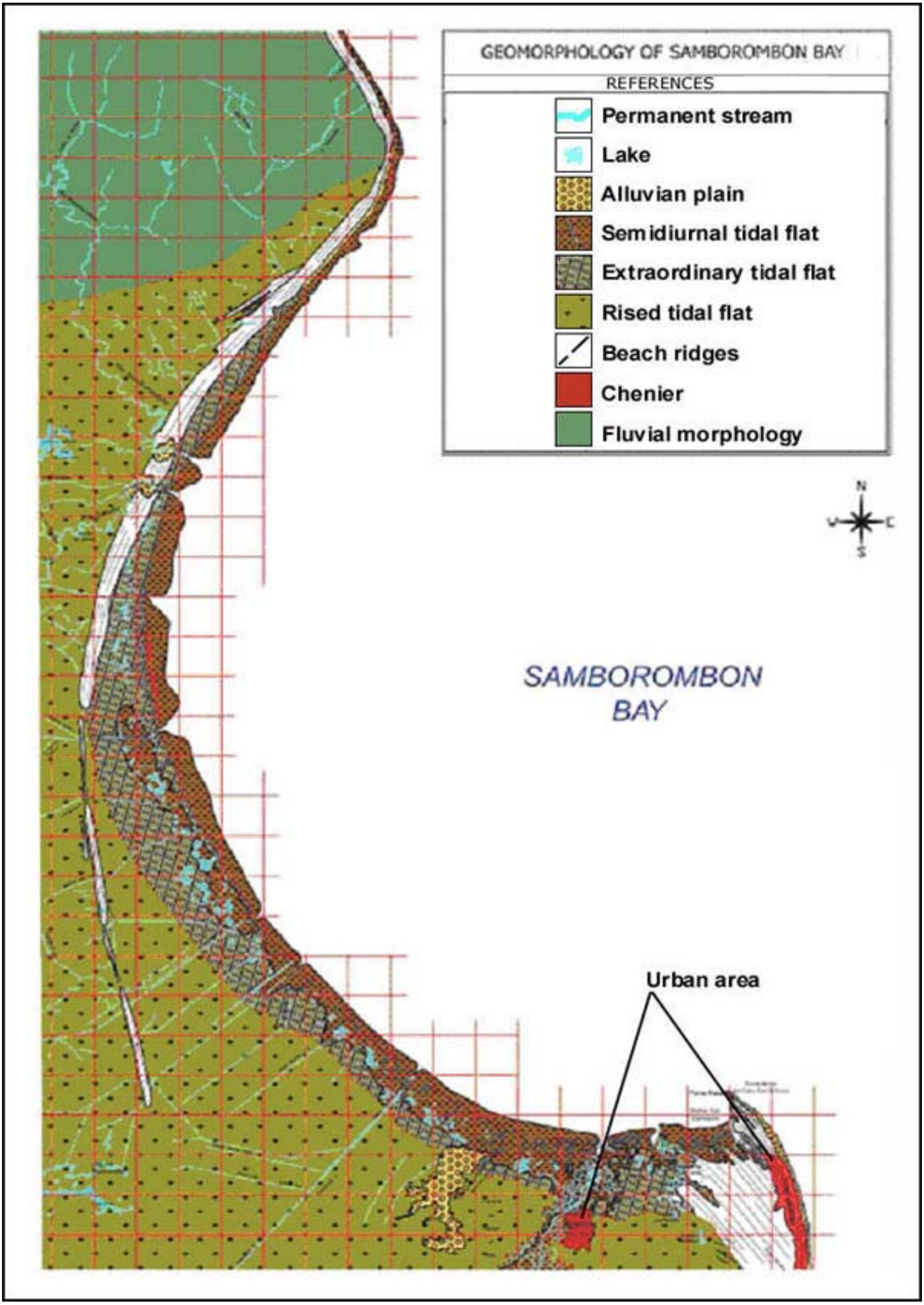


Fig. 8.4. Geomorfología de la bahía de Sambombón entre Punta Piedras y Punta Rasa

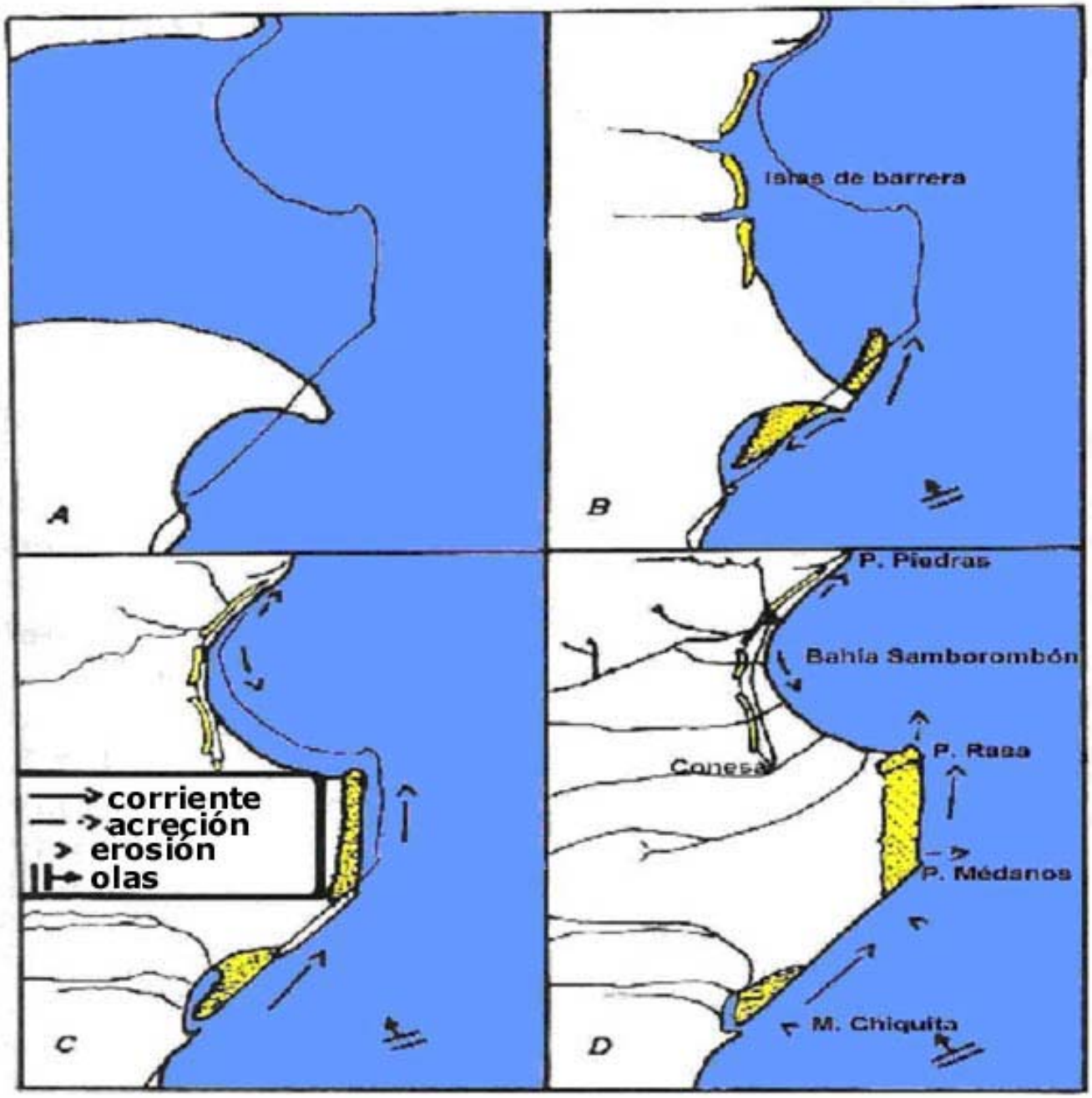


Fig. 8.5. Evolución de la bahía de Samborombón en el cuaternario alto (Codignotto y Aguirre 1993)

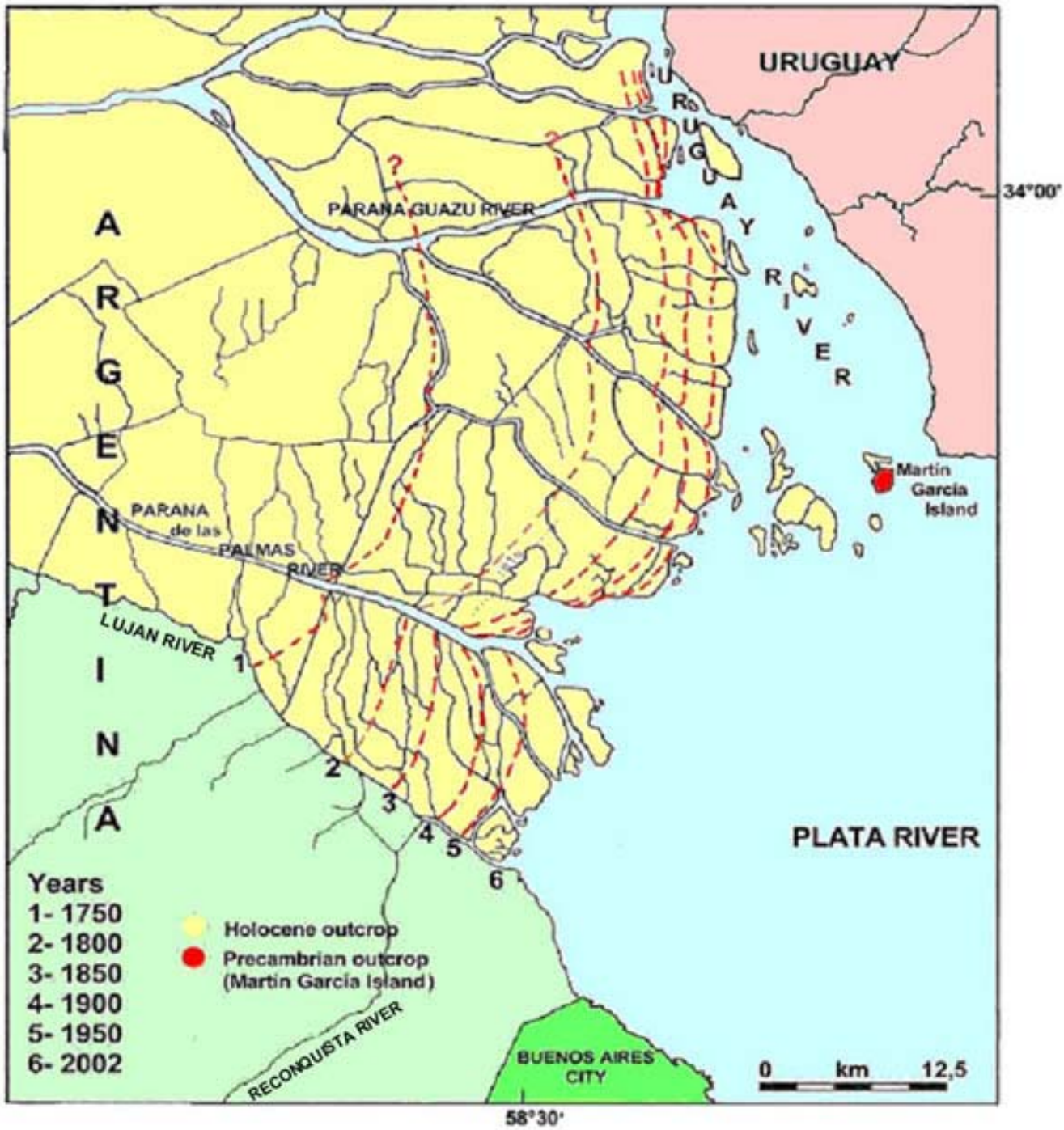


Fig. 8.6. Avance del frente del delta del río Paraná en los últimos 250 años

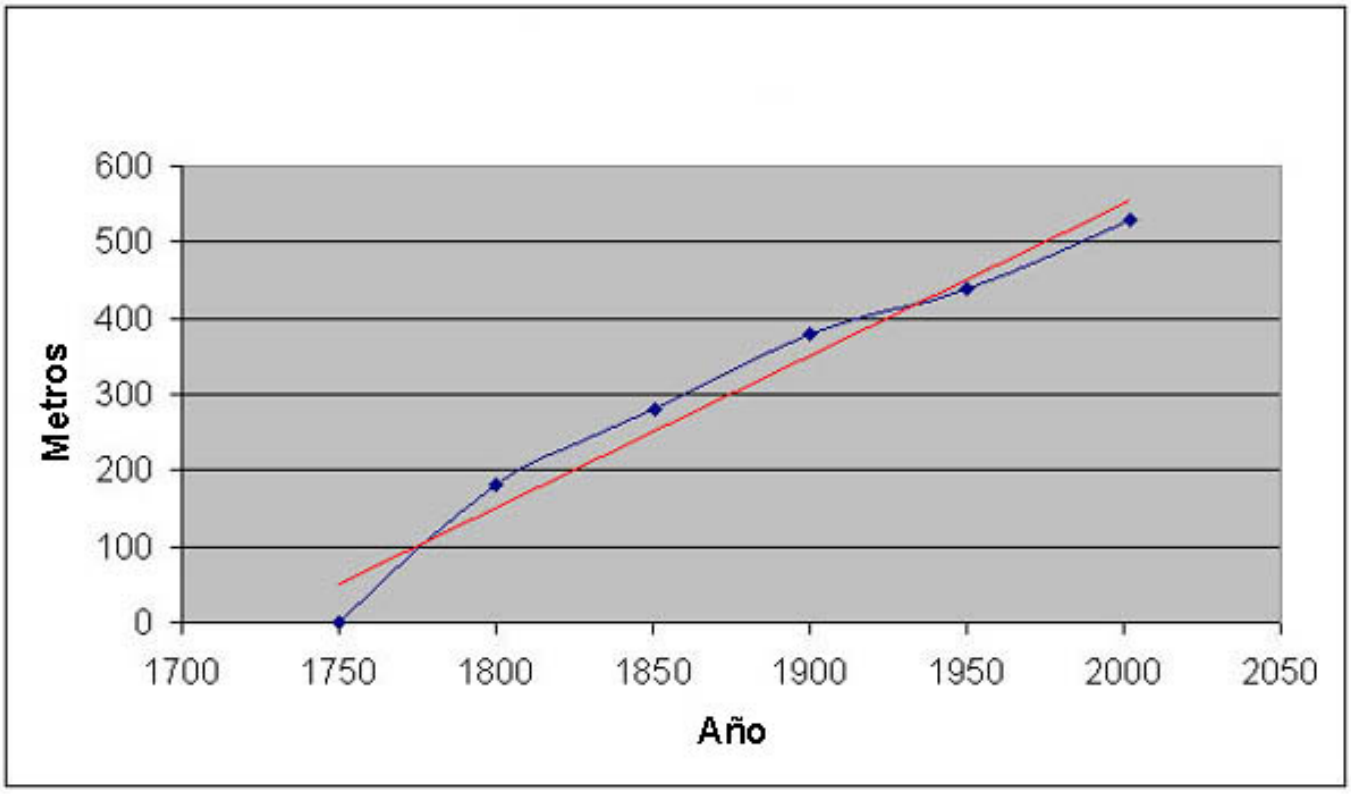


Fig. 8.7. Progradación y tendencia (en metros) del delta del río Paraná

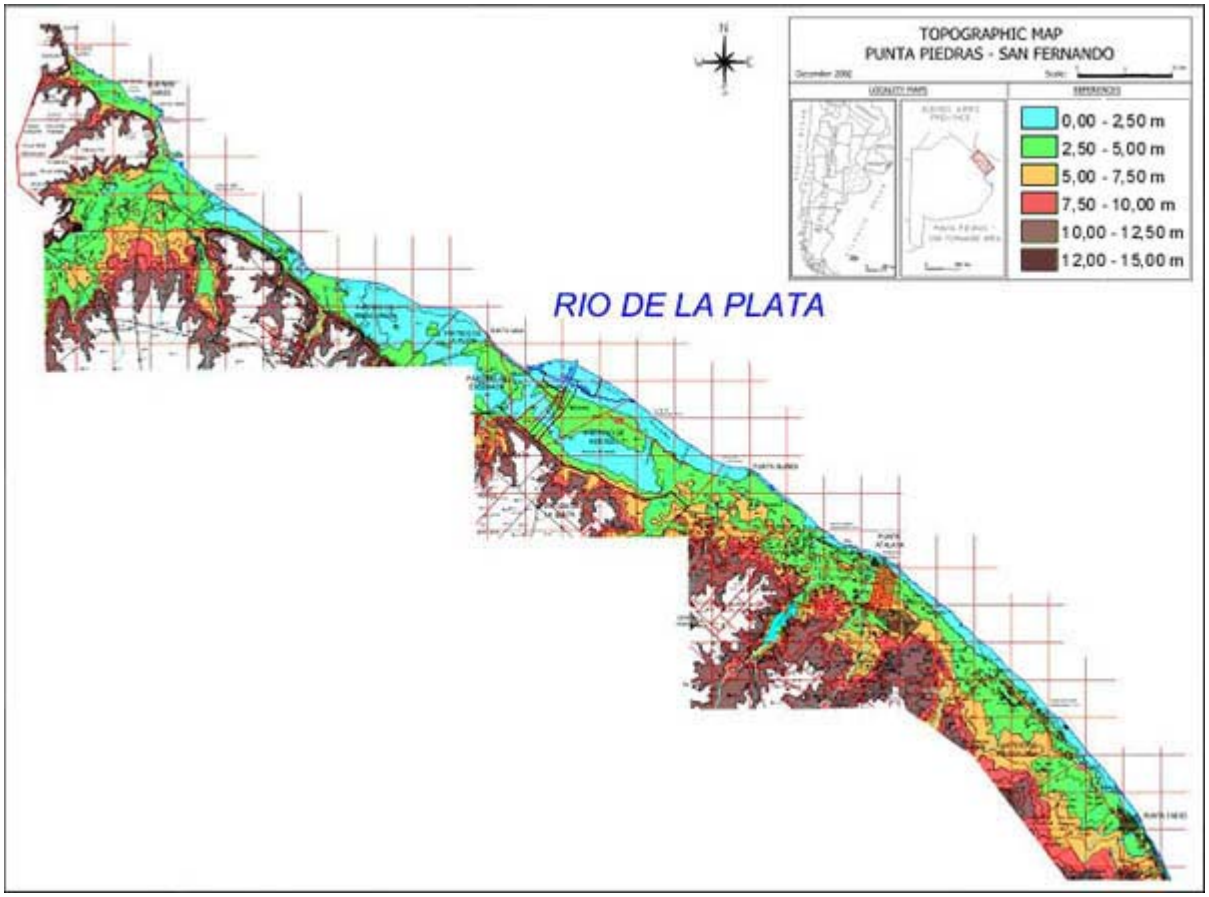


Fig. 9.1. Topografía del área costera del río de la Plata entre el Delta y Punta Piedras

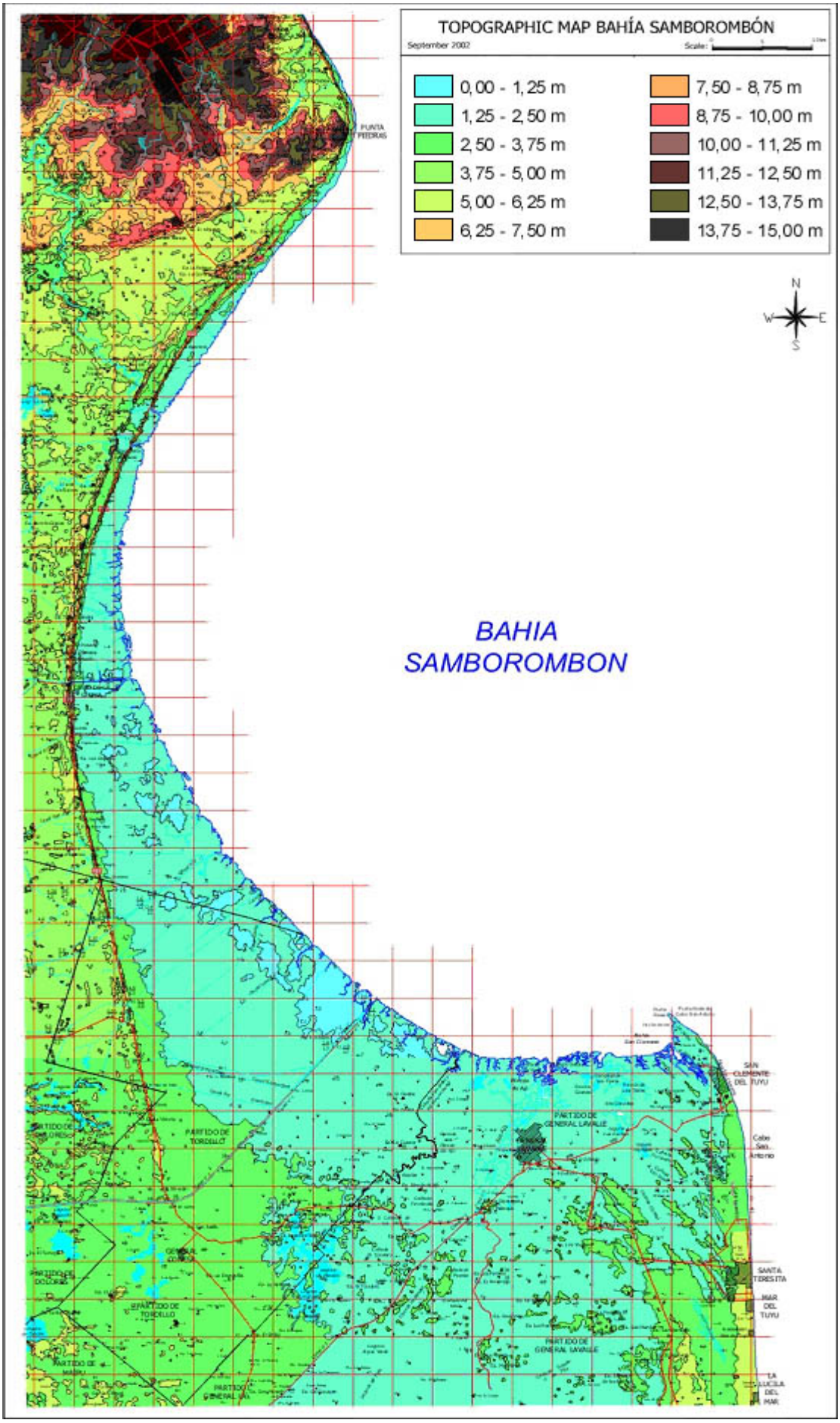


Fig. 9.2. Topografía de la bahía de Samborombón entre Punta Piedras y Punta Rasa

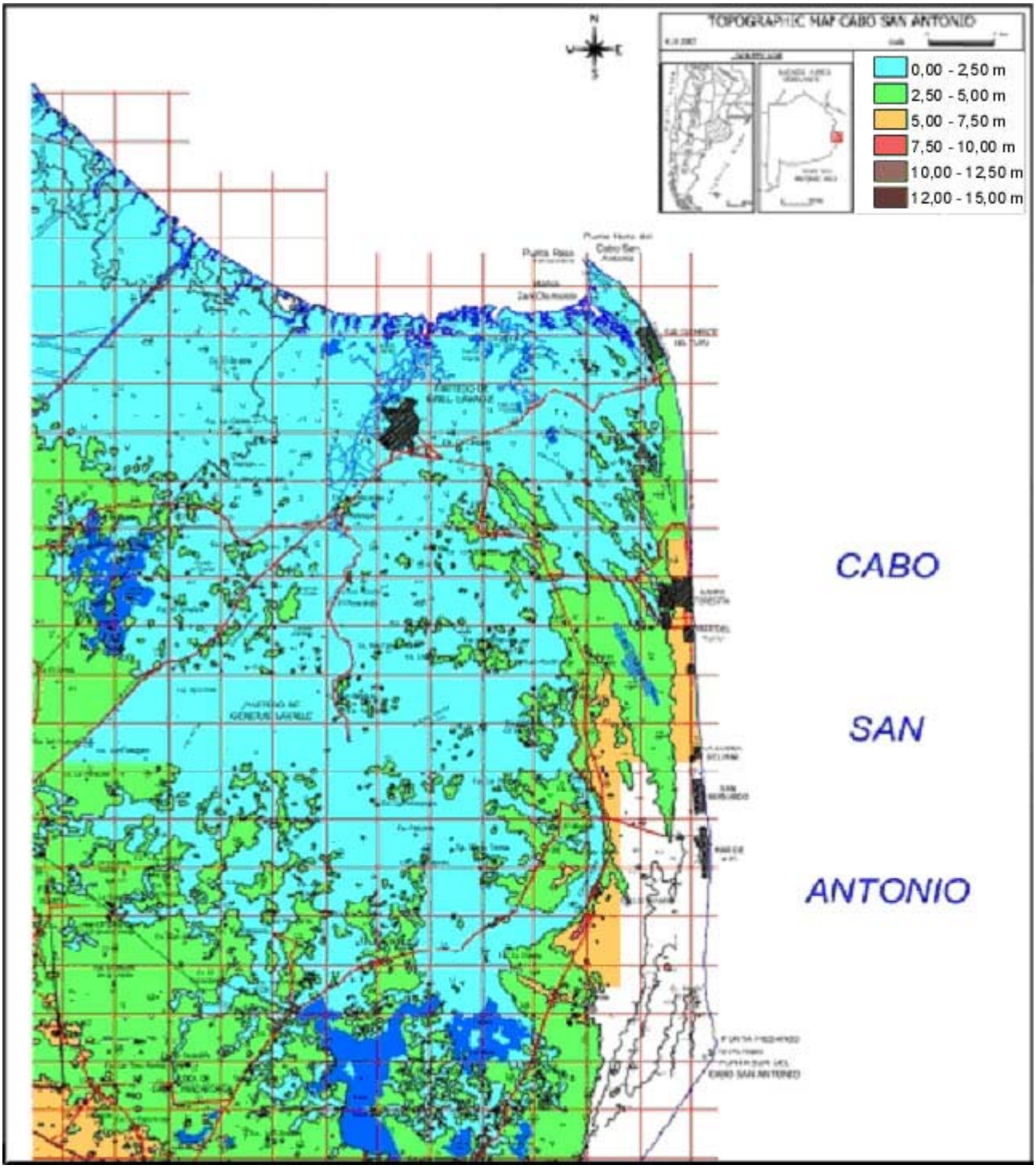


Fig. 9.3. Topografía entre Punta Rasa y Punta Médanos

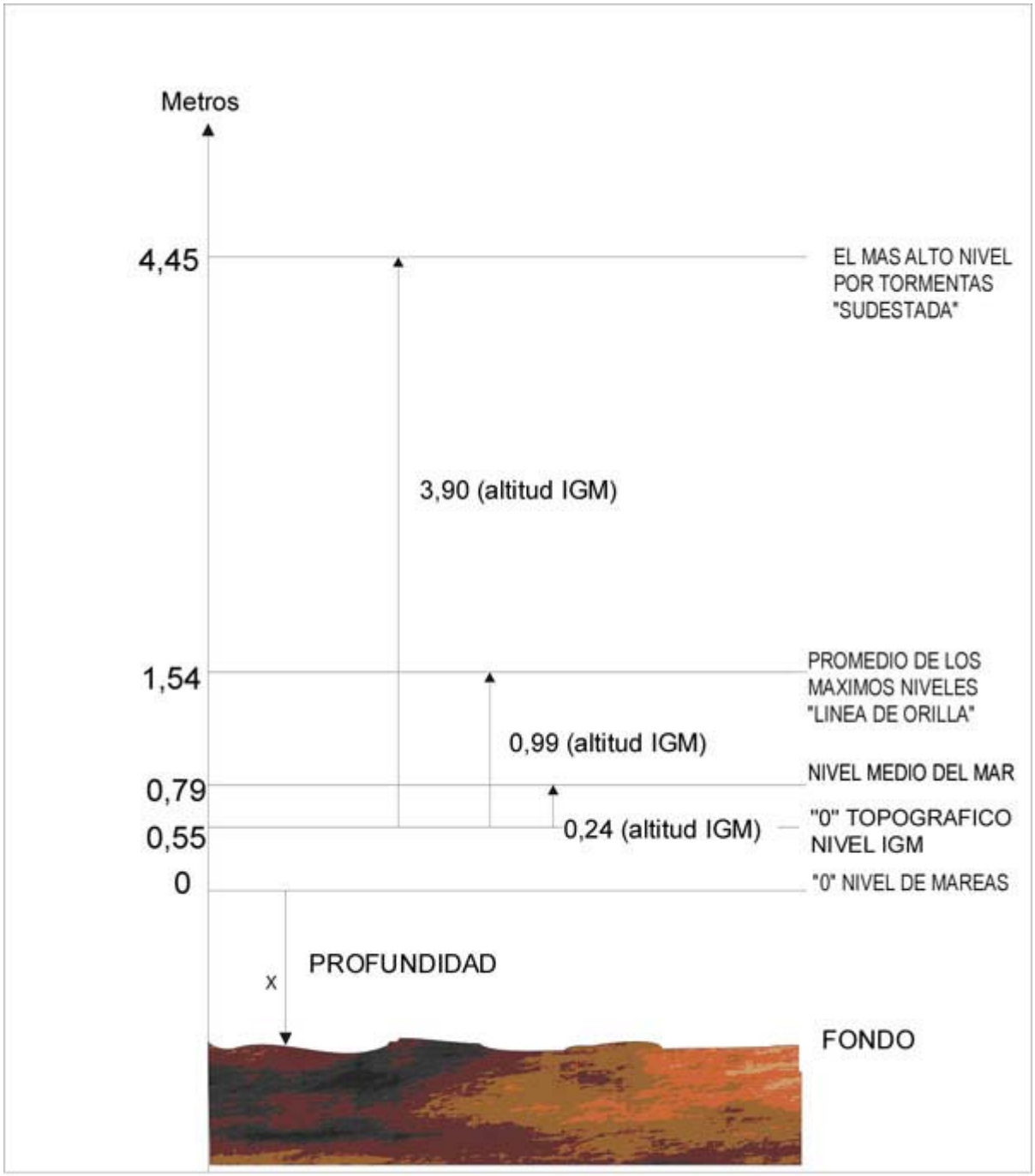


Fig. 9.4. Relación entre las alturas (IGM) y las referencias de mareas en el Río de La Plata

Fig. 9.5. Topografía de la Ciudad de Buenos Aires

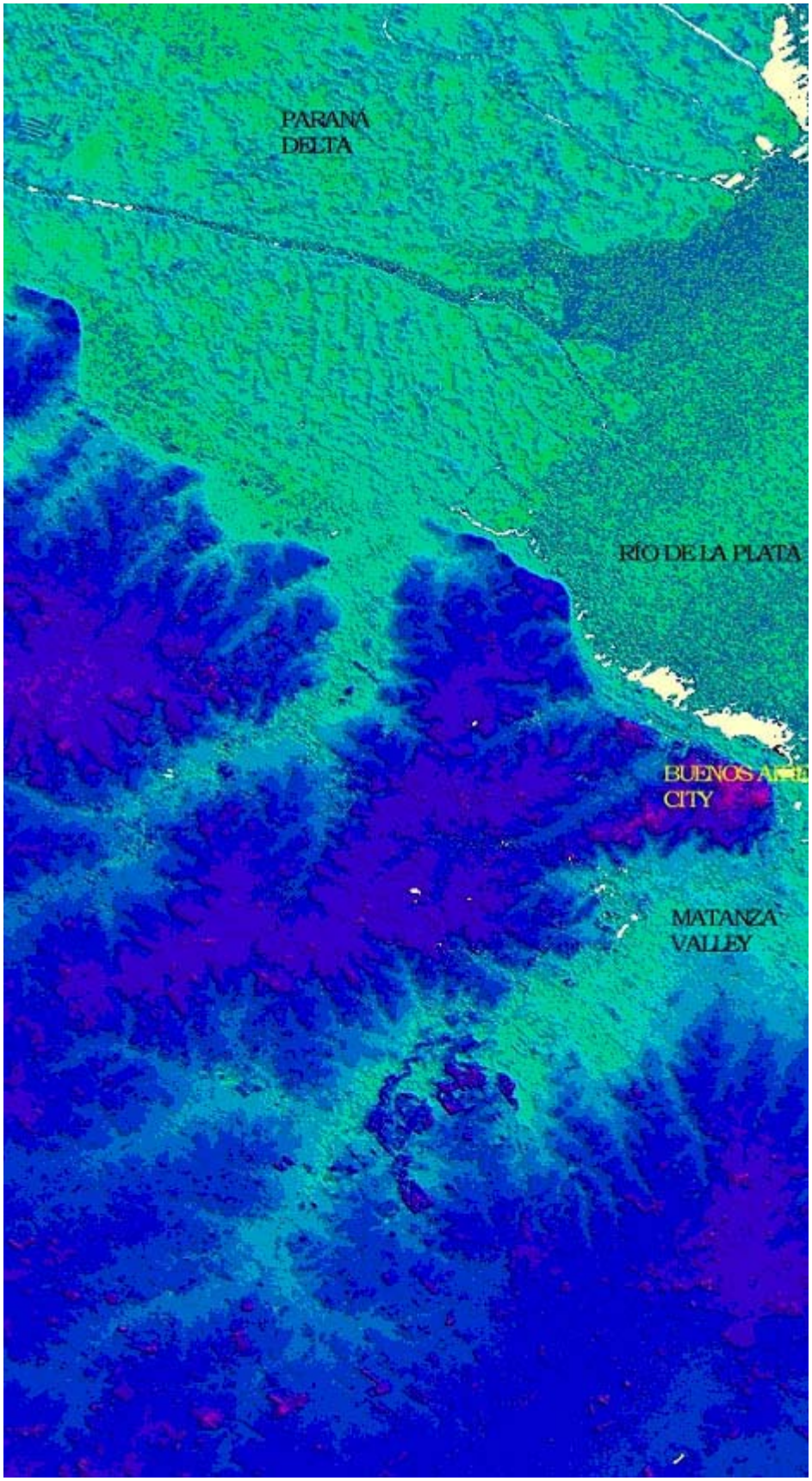


Fig. 9.6. Detalle del delta del Paraná y los valles del río Matanzas y Reconquista que flanquean a la Ciudad de Buenos Aires

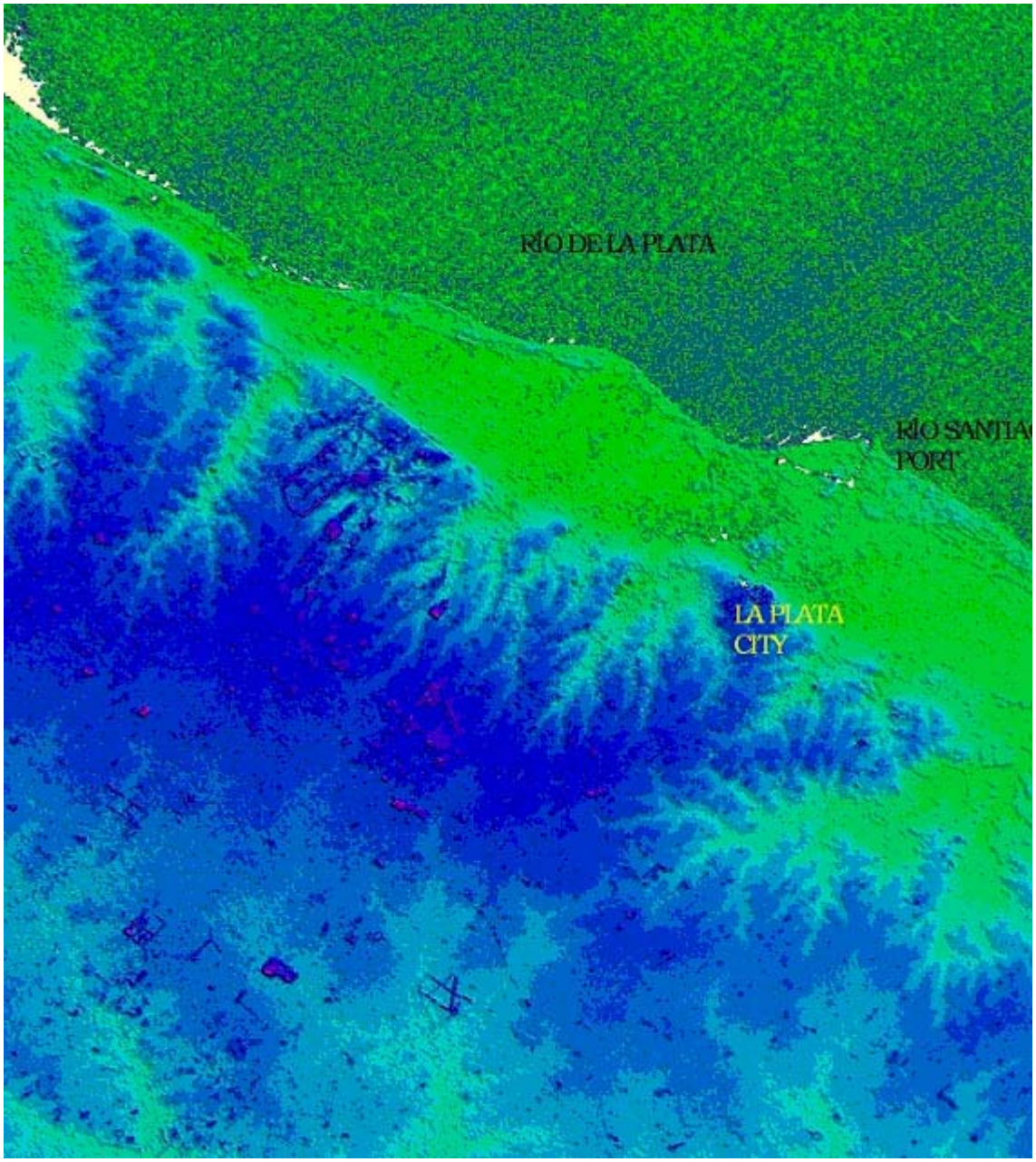


Fig. 9.7. Costa del río de la Plata y valles tributarios al mismo

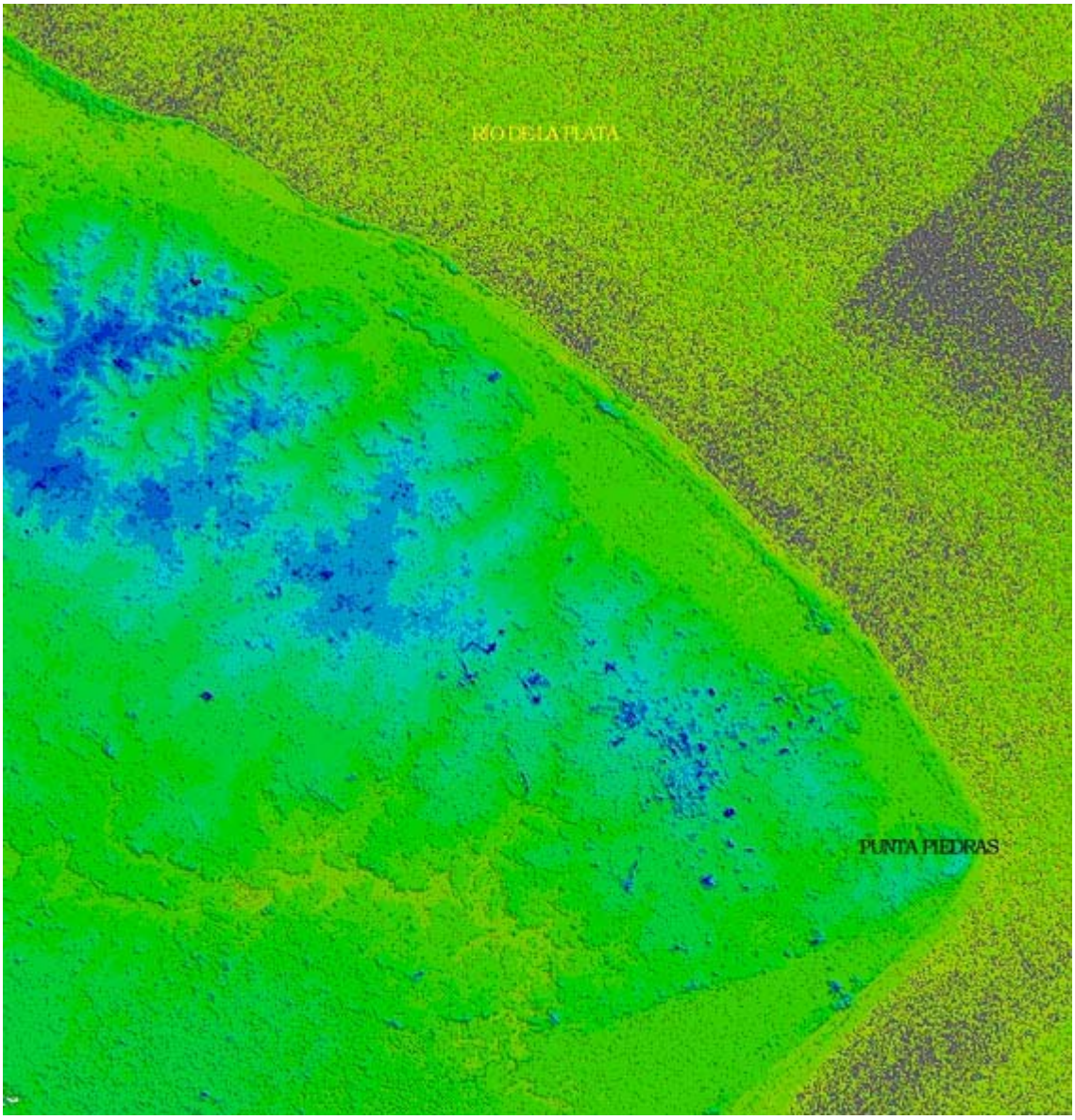


Fig. 9.8. Detalle del contorno costero en el área de Punta Piedras

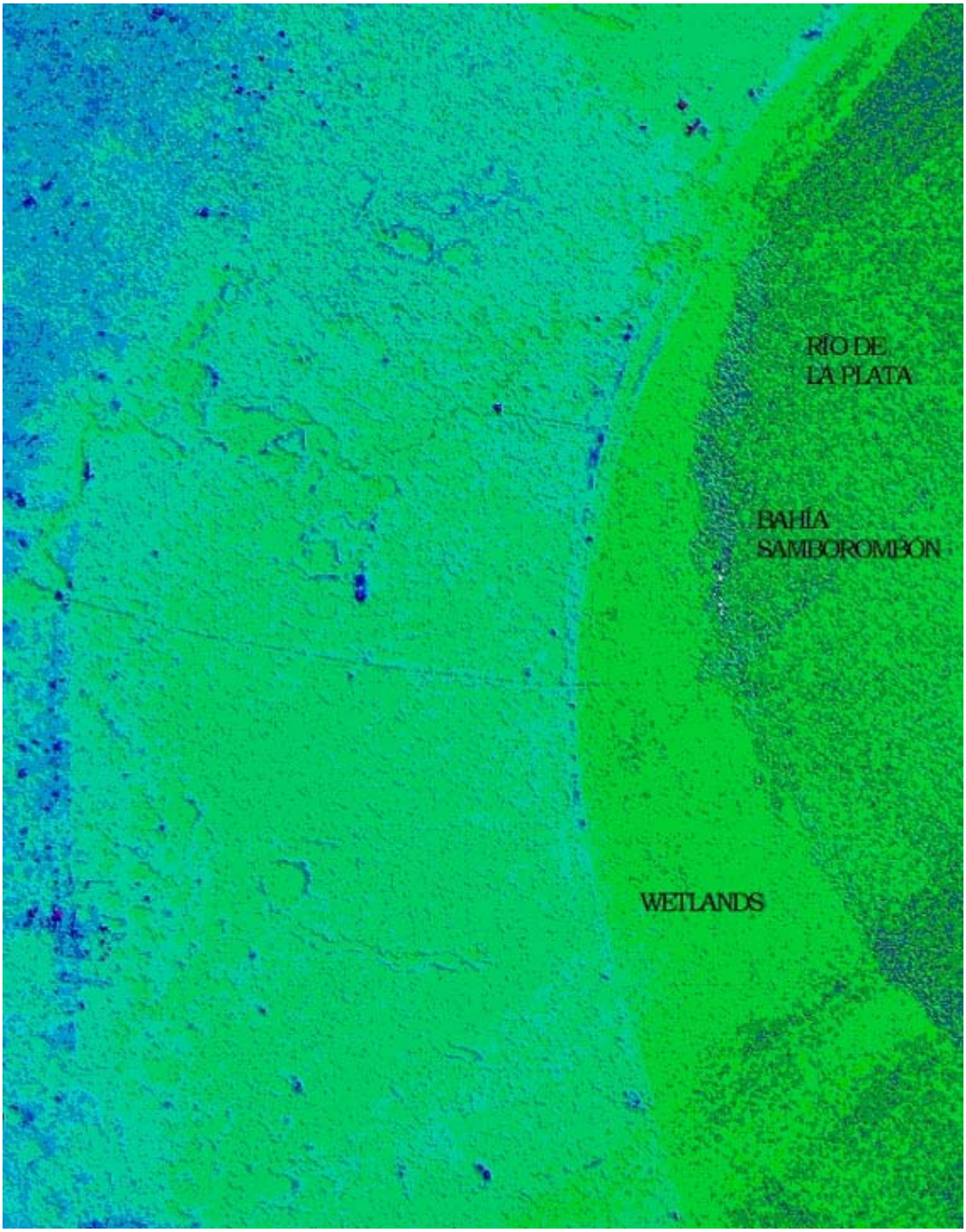


Fig. 9.9. Sector de la bahía de Samborombón mostrando el área de humedales

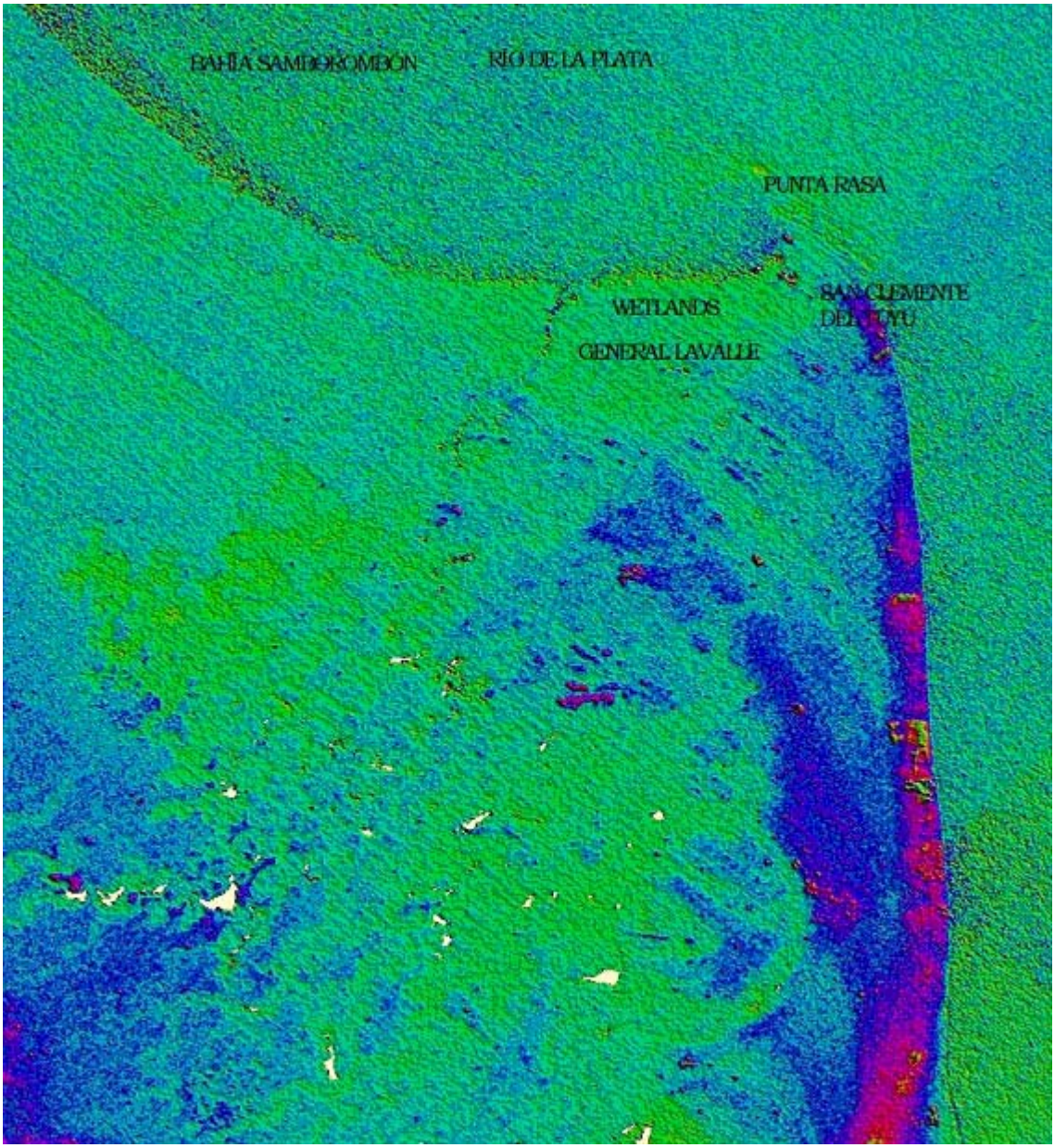


Fig. 9.10. Sector próximo a San Clemente mostrando los humedales de General Lavalle

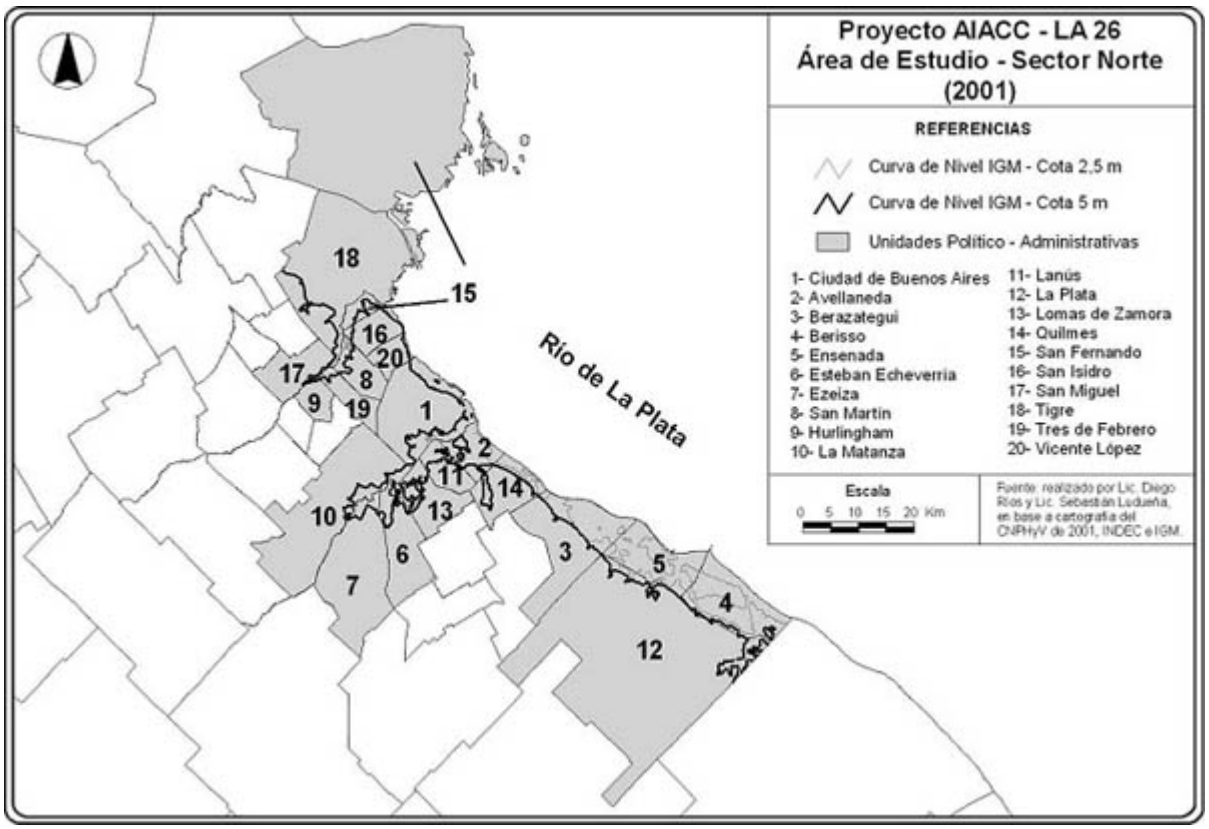


Fig. 10.1. Área de estudio, zona norte

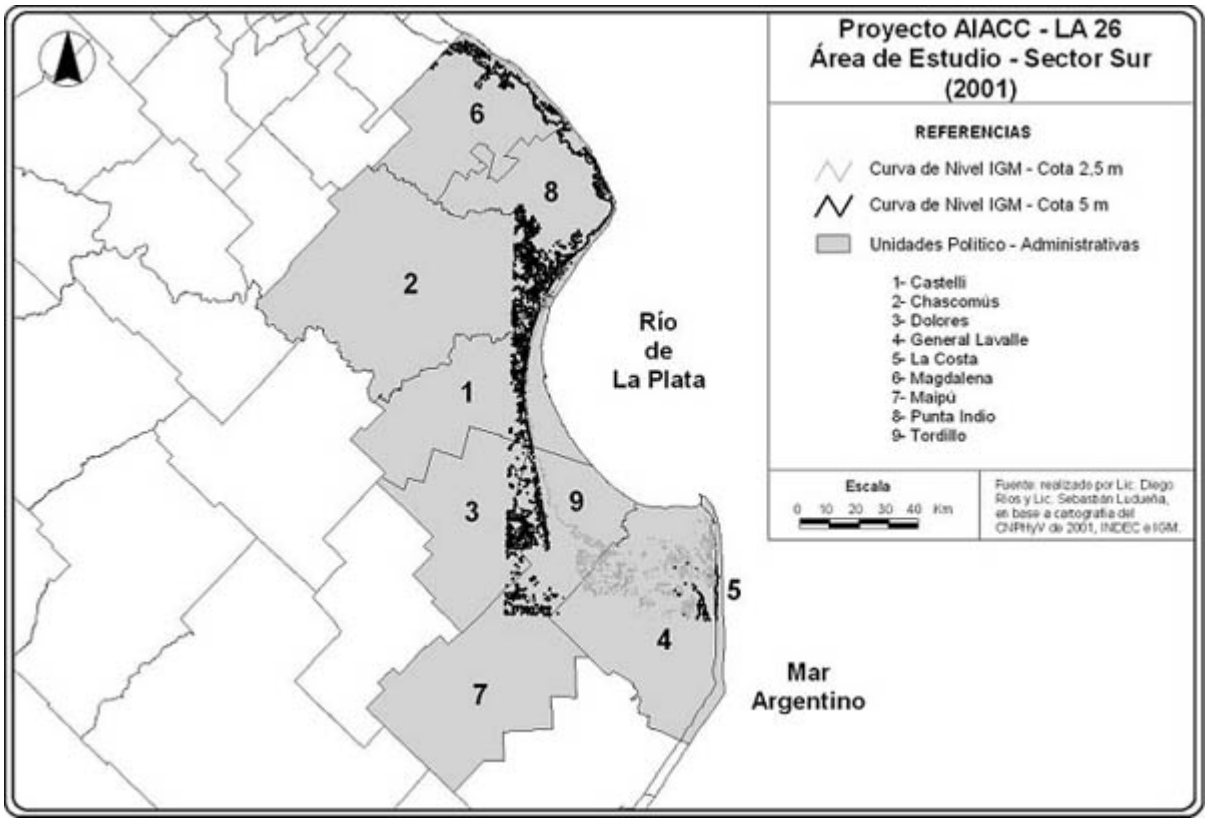


Fig. 10.2. Área de estudio, zona sur

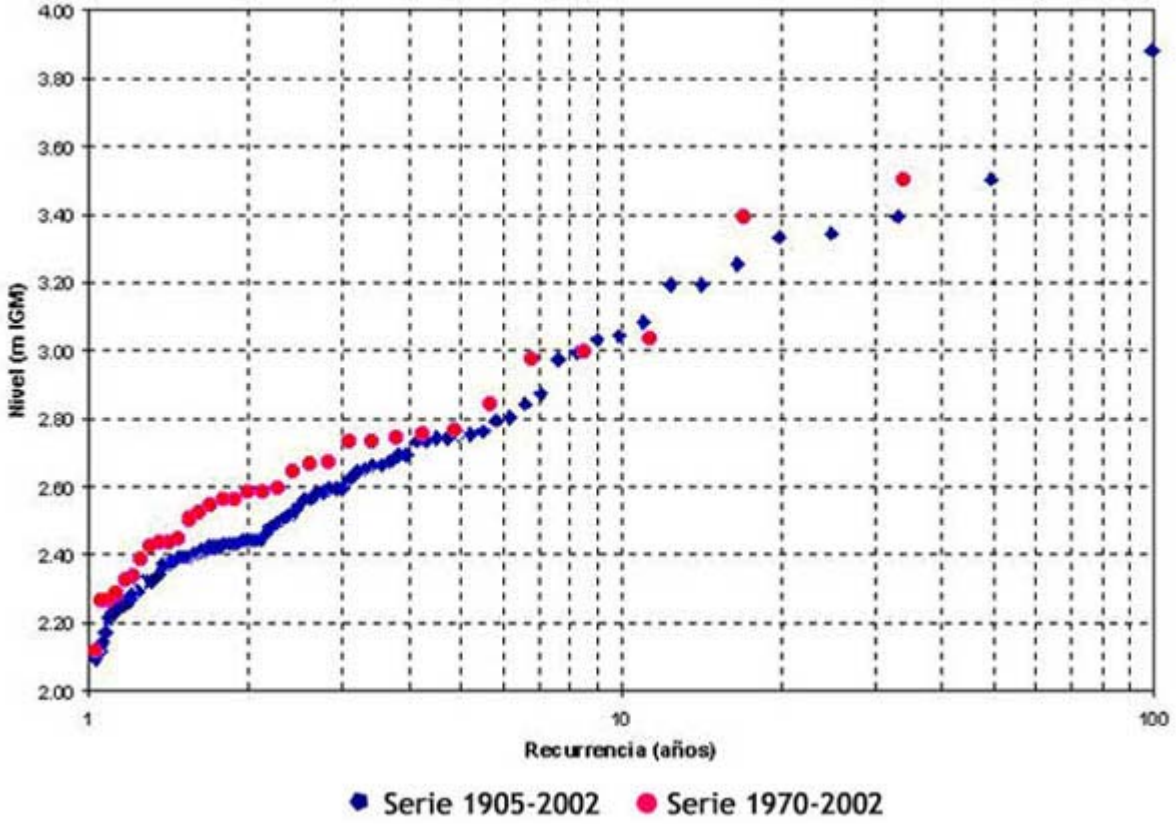


Fig. 11.1. Período de retorno ó recurrencia del nivel máximo anual en la ciudad de Buenos Aires

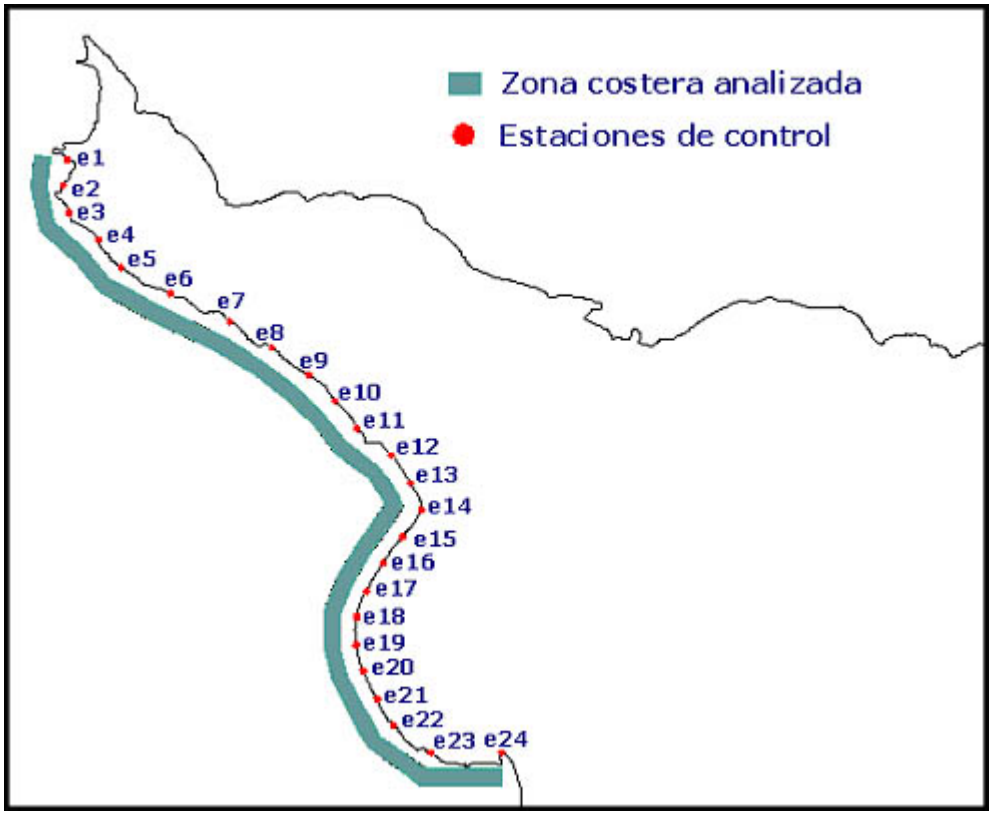


Fig. 11.2. Estaciones de control para la determinación de los mapas de riesgo

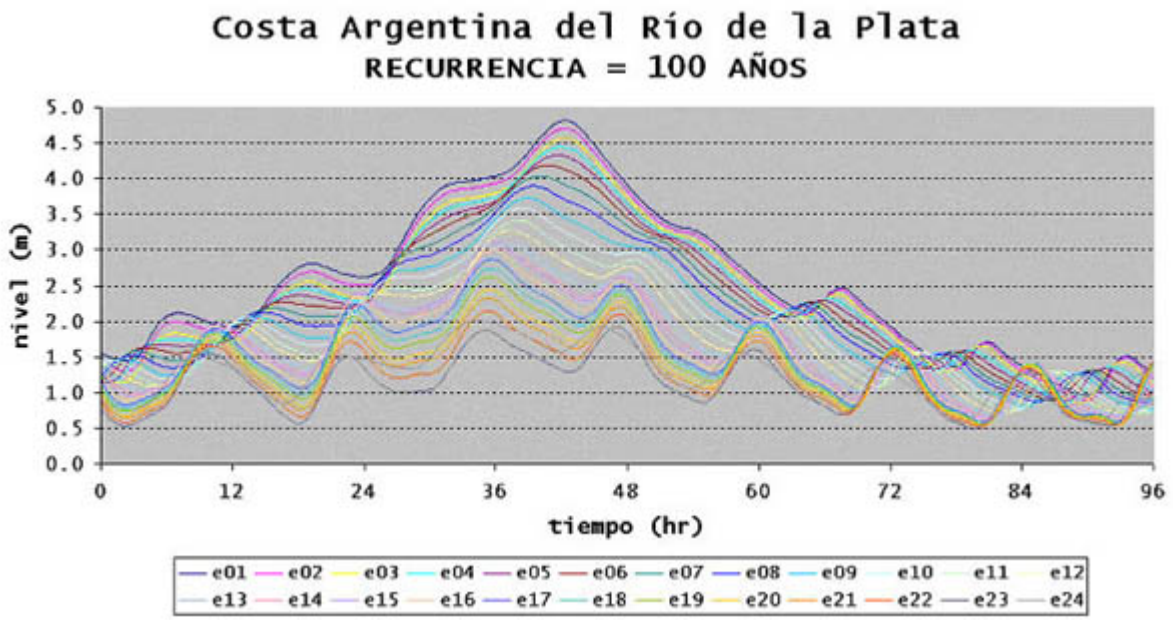


Fig. 11.3. Ondas de tormenta en las estaciones de control para la tormenta de 100 años de recurrencia

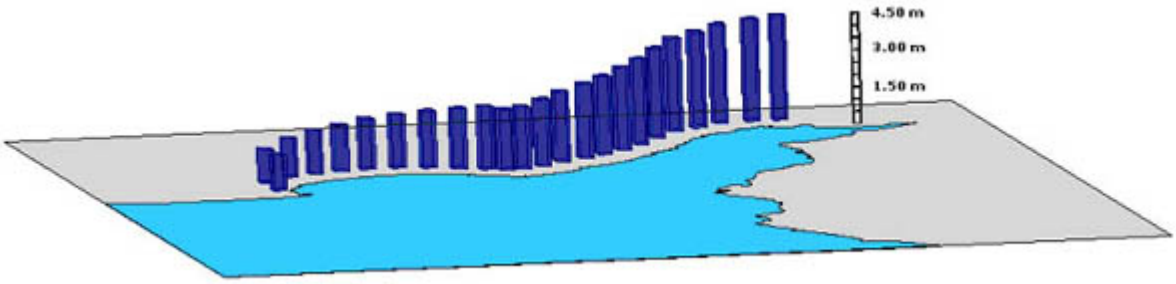


Fig. 11.4. Envolvente de los máximos de la onda de inundación para la tormenta de 100 años de recurrencia

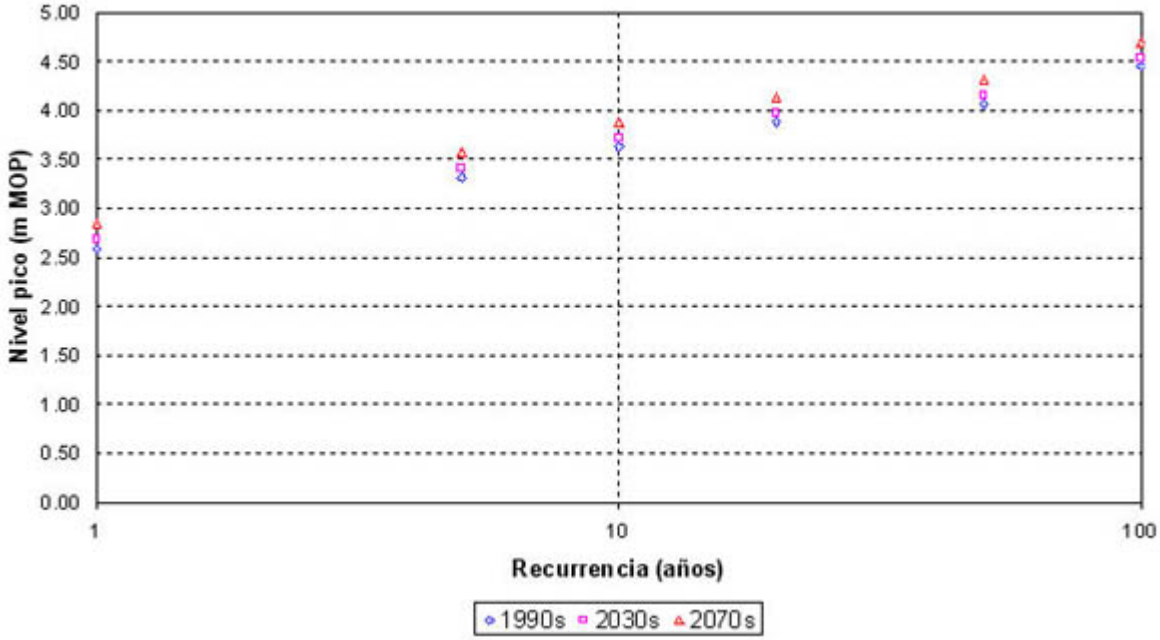


Fig. 11.5. Período de retorno ó recurrencia del nivel máximo anual en la ciudad de Buenos Aires para escenarios futuros de aumento medio del nivel medio del mar

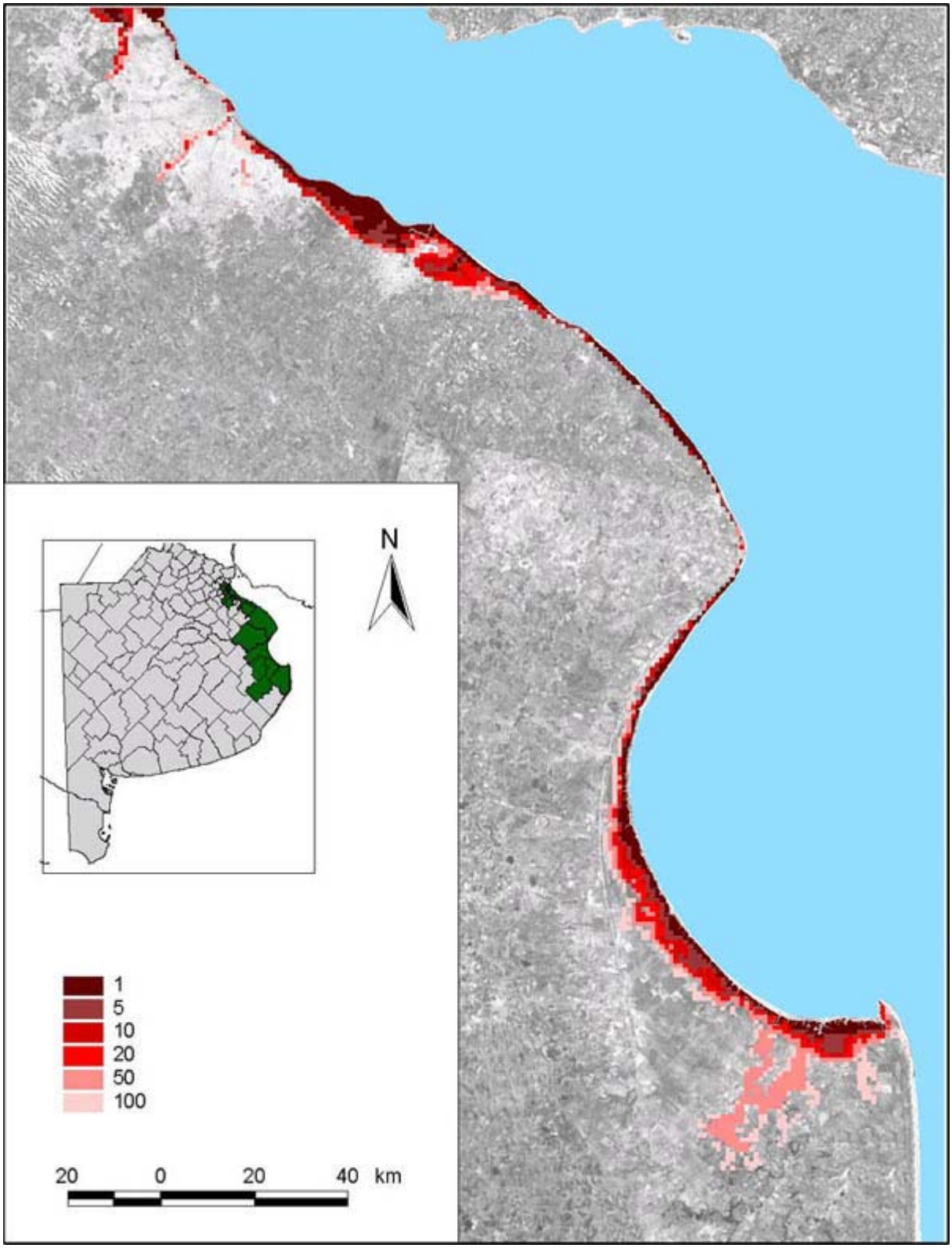


Fig. 11.6. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años)

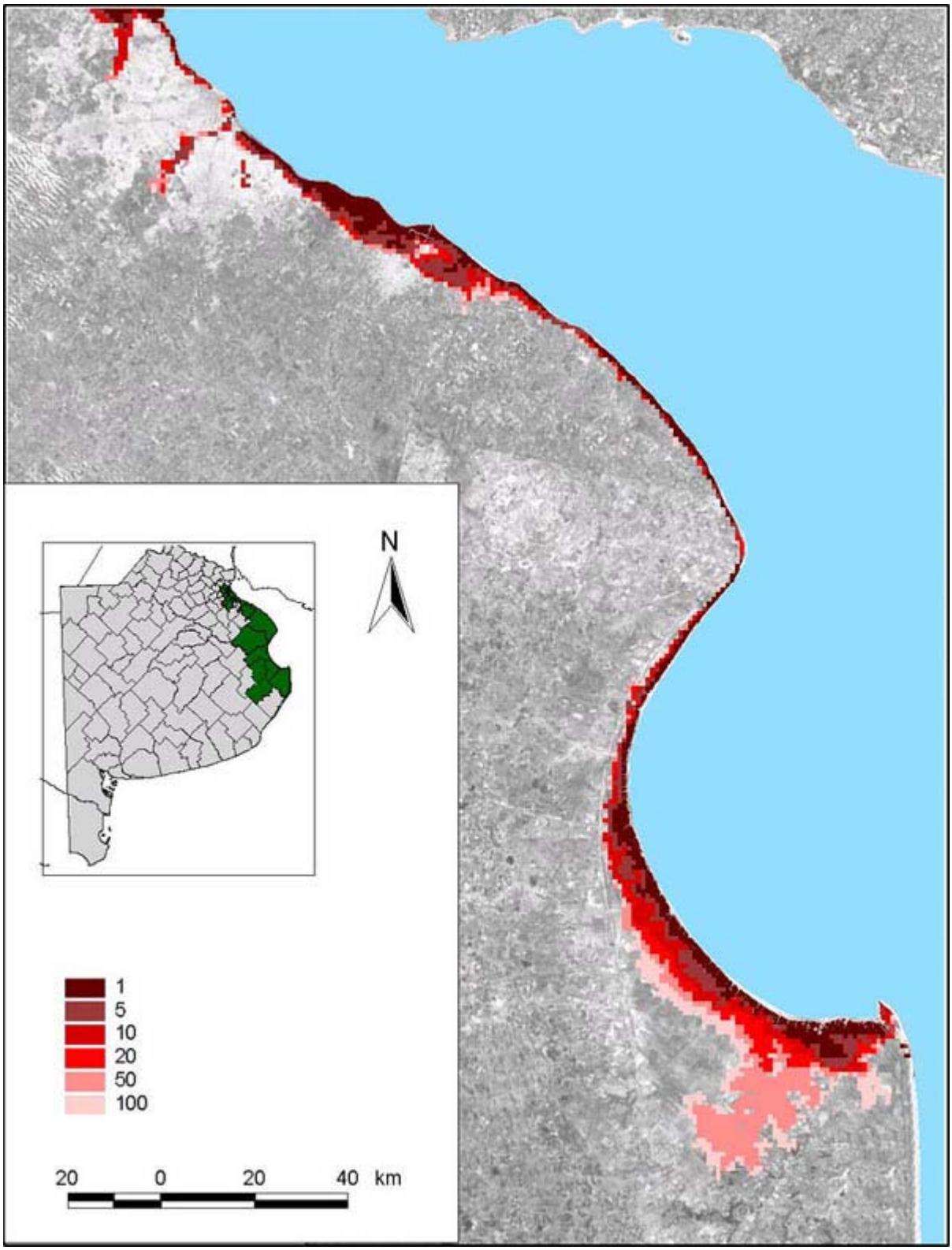


Fig. 11.7. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años) correspondiente al escenario de 2030

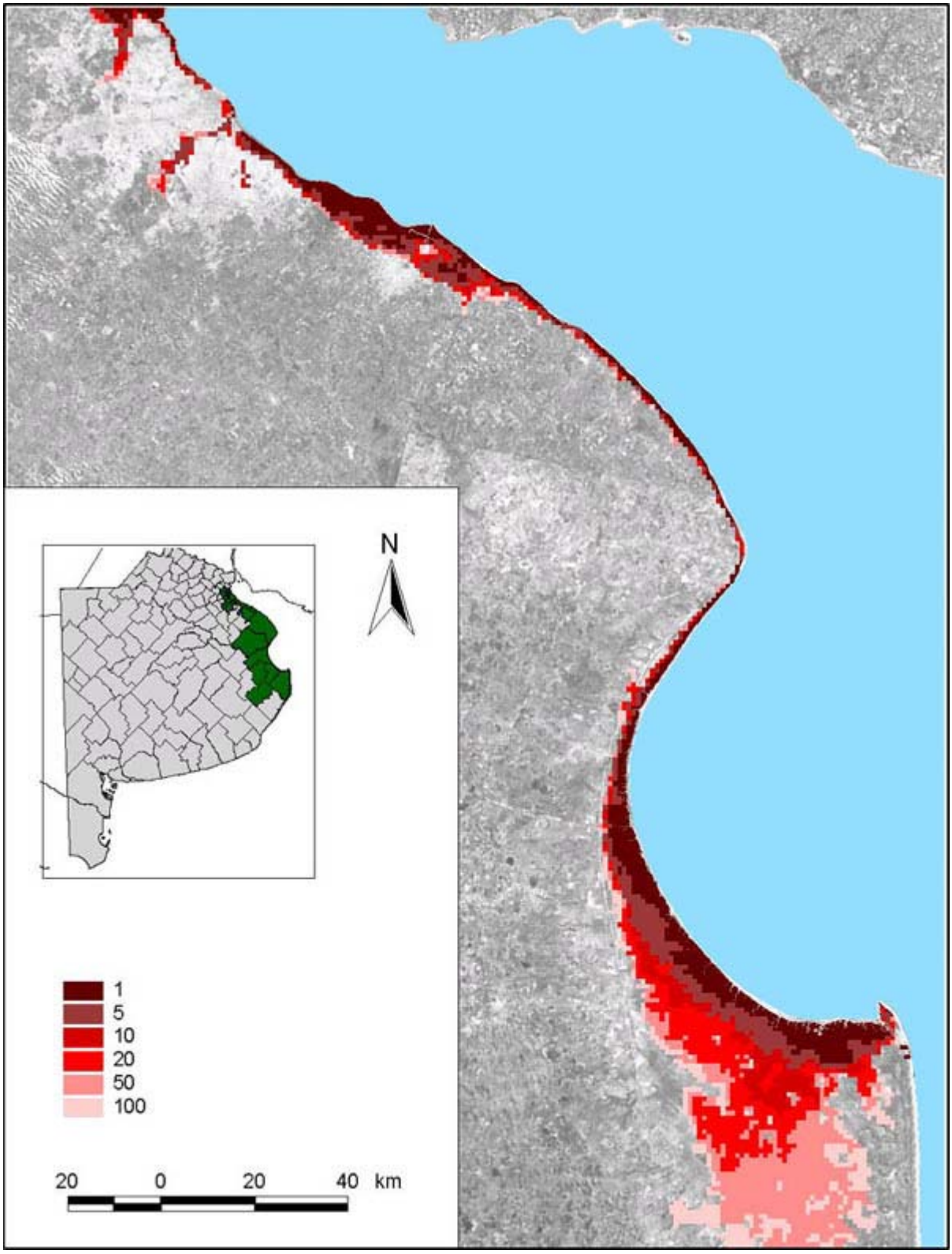


Fig. 11.8. Mapa de inundación combinado para distintas recurrencias (en años) correspondiente al escenario de 2070

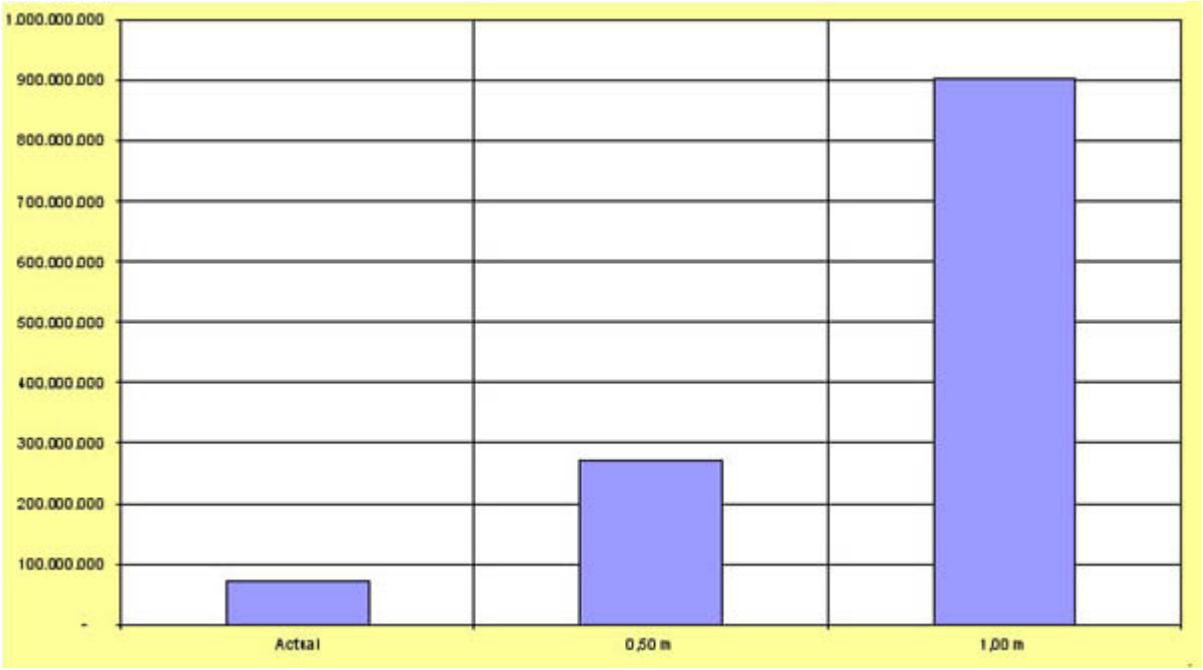


Fig. 12.1. Comparación de los daños totales anuales para condiciones actuales y escenarios de incremento del nivel del mar en pesos

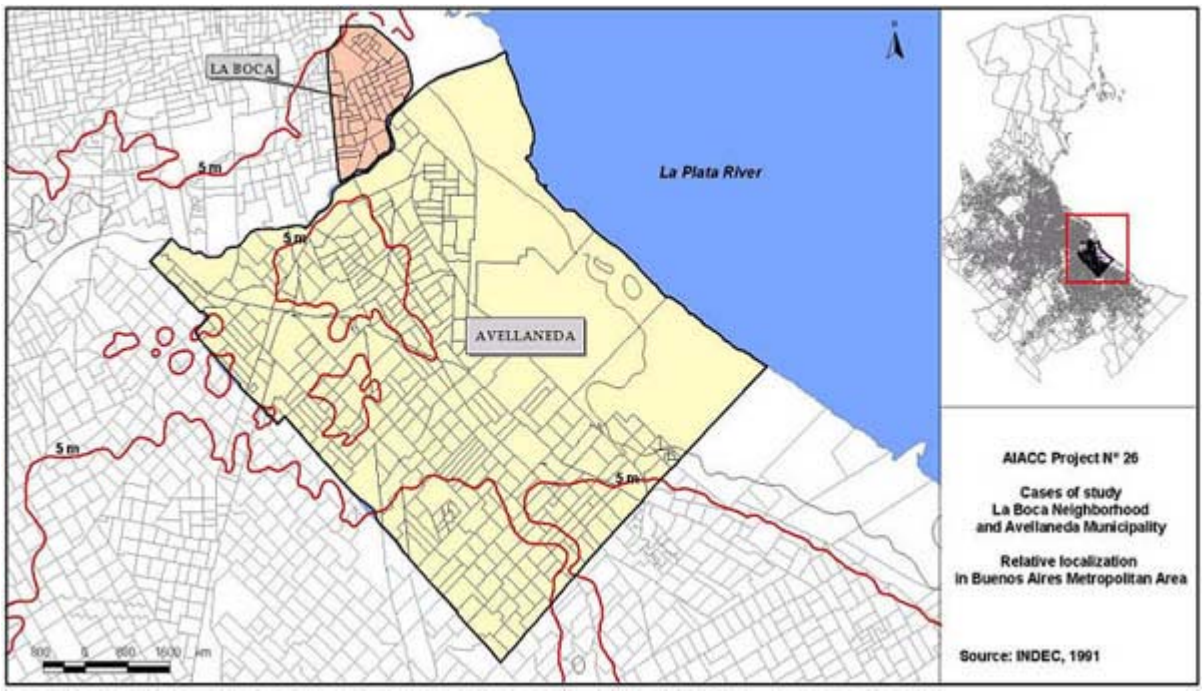


Fig. 13.1. Localización de áreas de estudio (La Boca y Avellaneda)

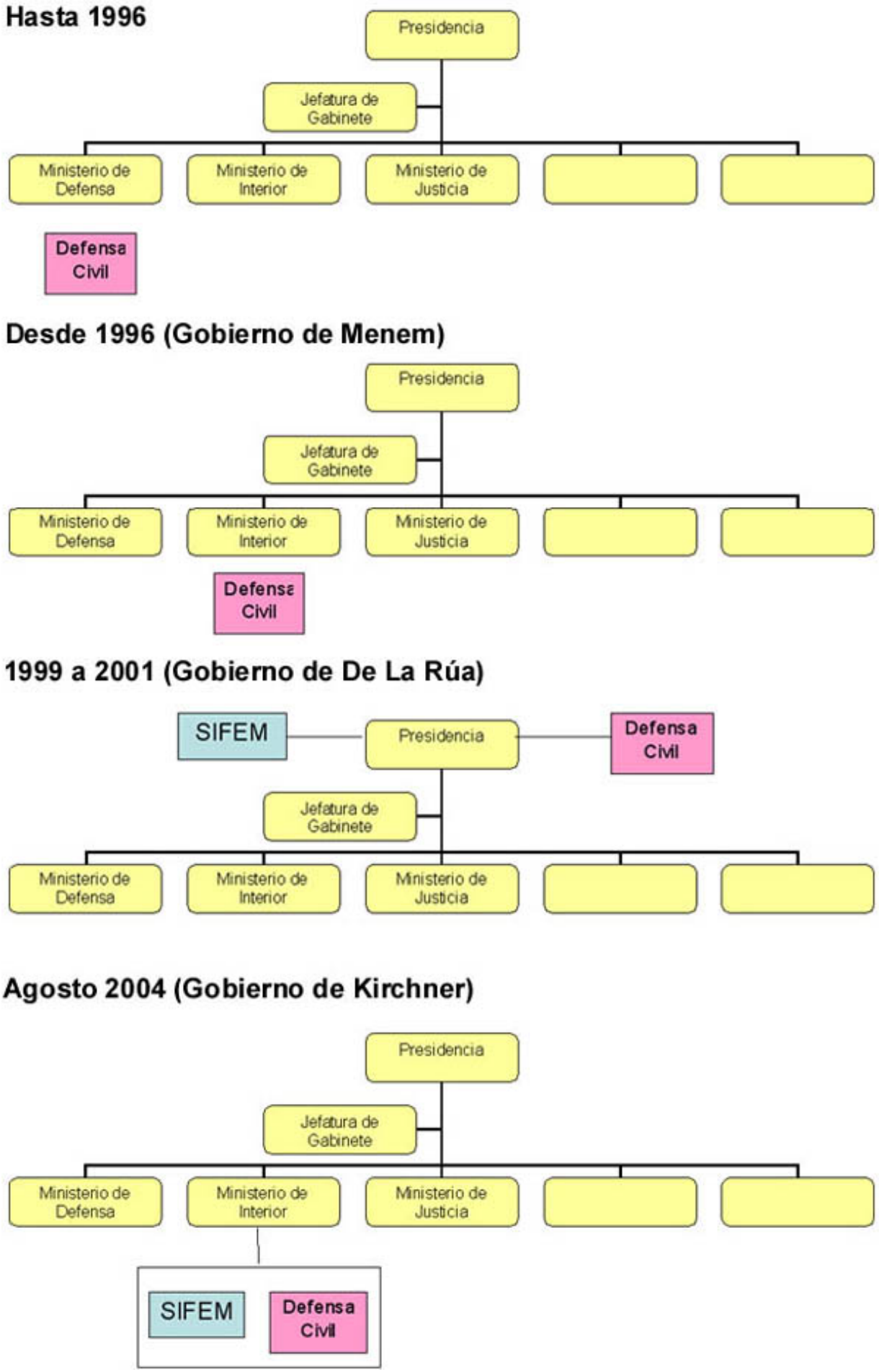


Fig. 13.2. Organigramas del Ejecutivo Nacional con cambios producidos en DC y IFEM.

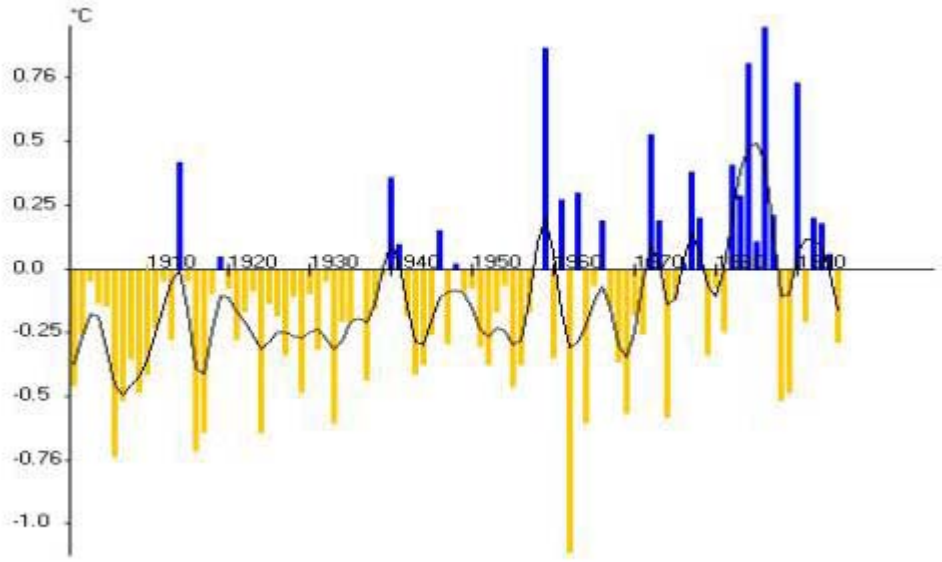


Fig. 14.1. Anomalías de precipitación en Montevideo (1901-1995; climatología 1961- 1990)

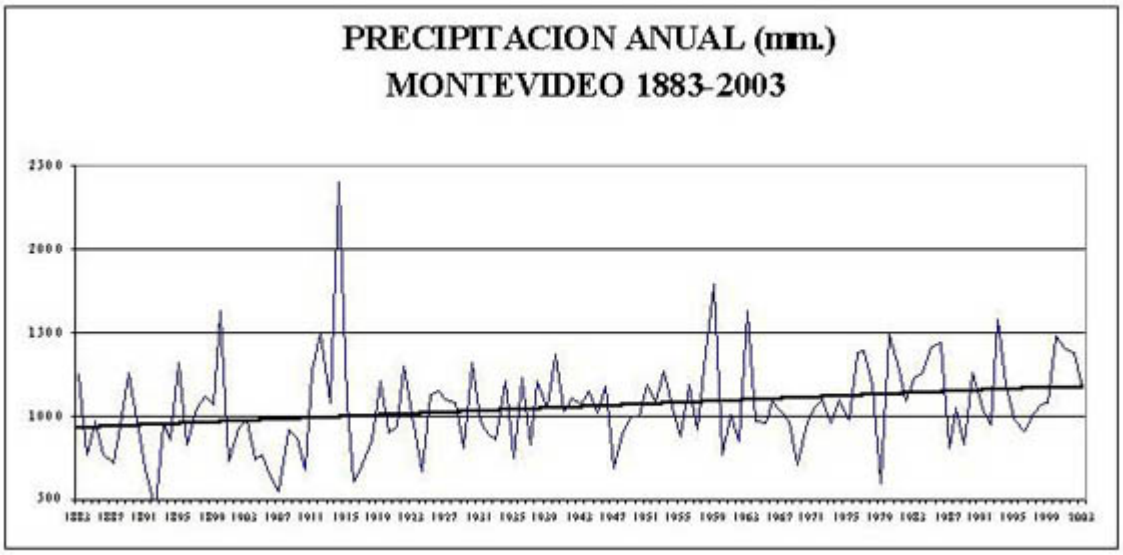


Fig. 14.2. Evolución de las medias anuales de precipitación en Montevideo (1883-2003)

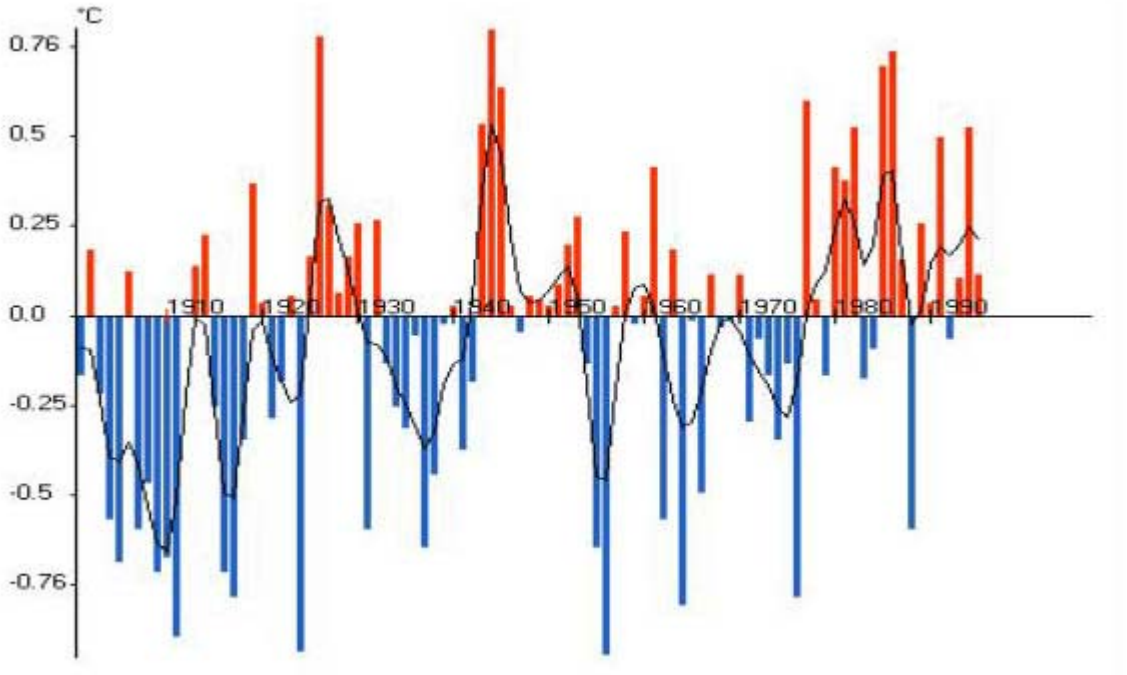


Fig. 14.3. Anomalías de temperatura en Montevideo (1901-1995; climatología 1961-1990

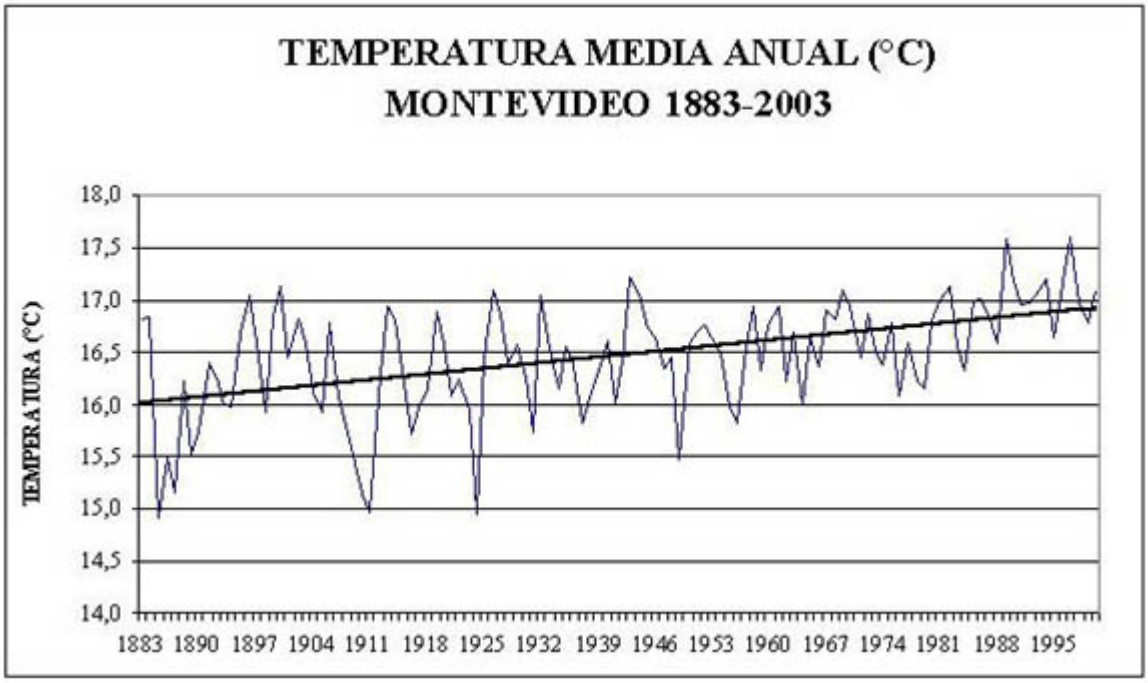


Fig. 14.4. Evolución de las medias anuales de temperatura en Montevideo (1883-2003)

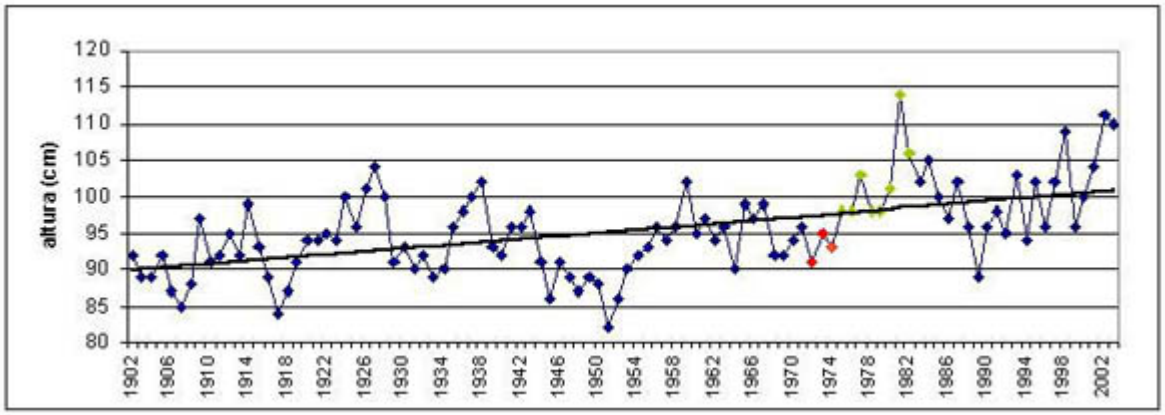


Fig. 14.5. Evolución de nivel medio del mar en Punta Lobos, Montevideo (1902-2003). Los años en color corresponden a estimaciones a partir de otras estaciones

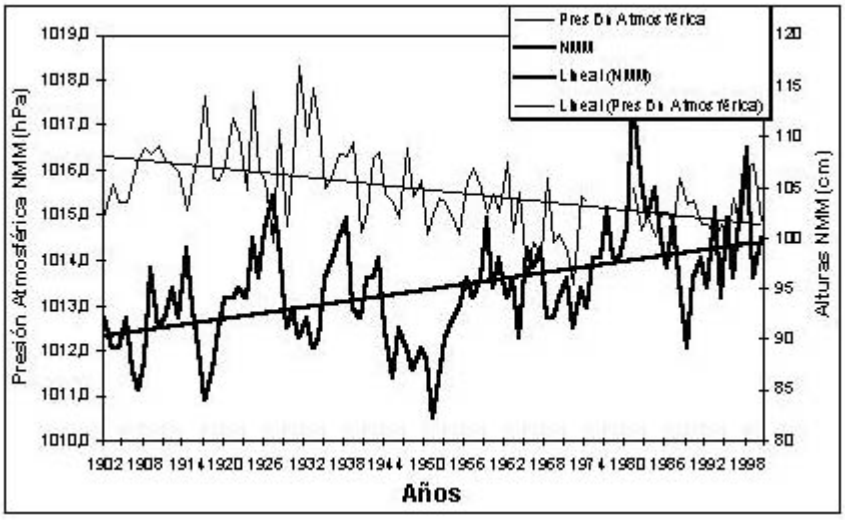


Fig. 14.6. Evolución comparada de la presión a nivel del mar y del nivel del mar en Montevideo (1902-2000; de Forbes 2002)

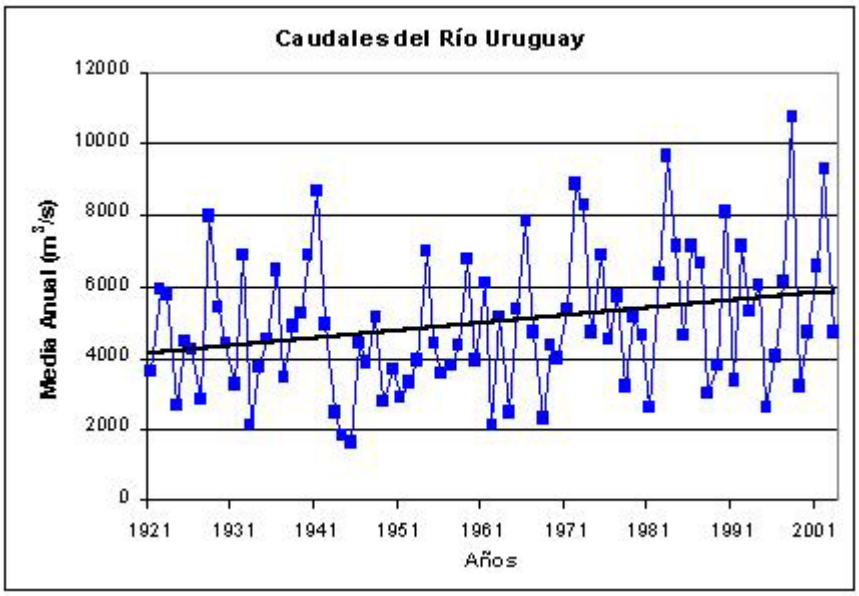


Fig. 14.7. Evolución de los caudales anuales del Río Uruguay en Salto (1921- 2003)

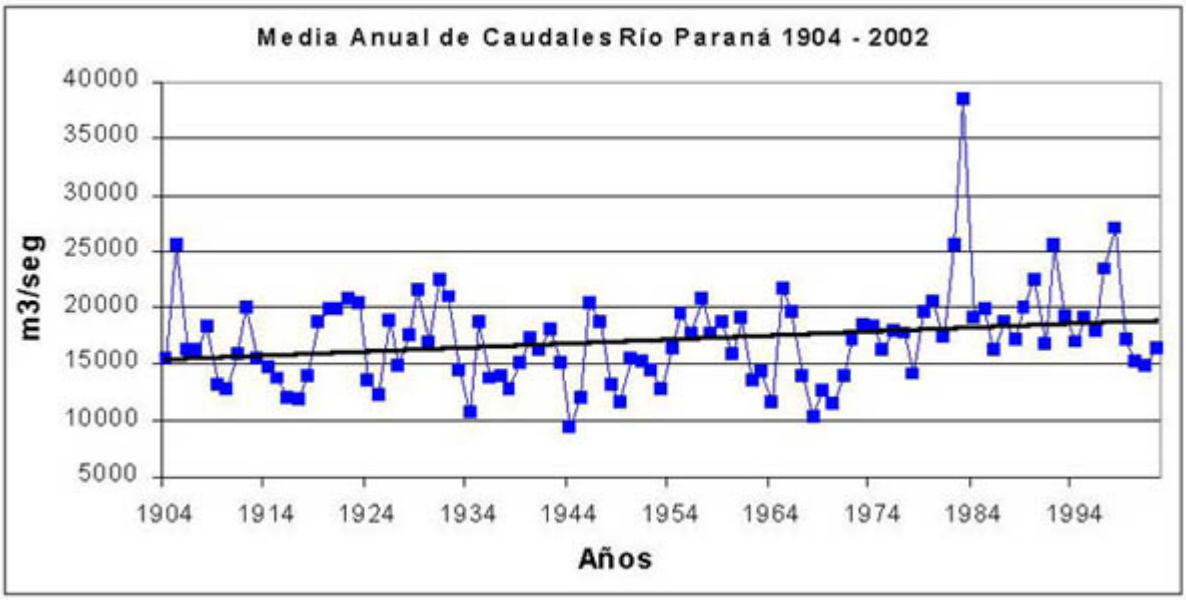


Fig. 14.8. Evolución de los caudales anuales del Río Paraná en Corrientes (1904-2002)

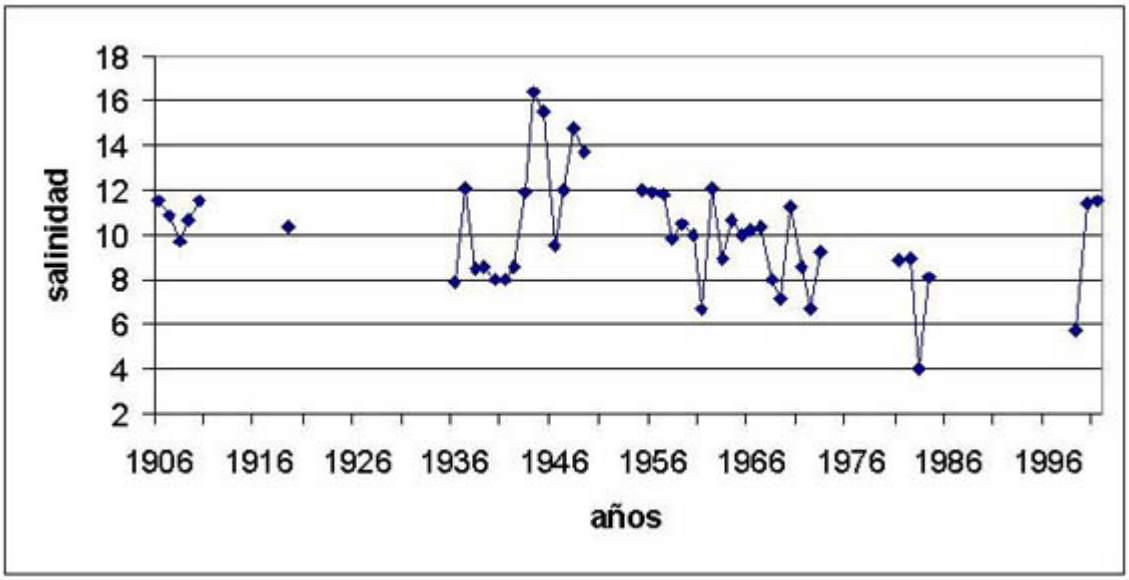


Fig. 14.9. Evolución discontinua de la salinidad anual en Montevideo desde 1906. Nota: el año marcado como 1919 es la media del período 1911-1928

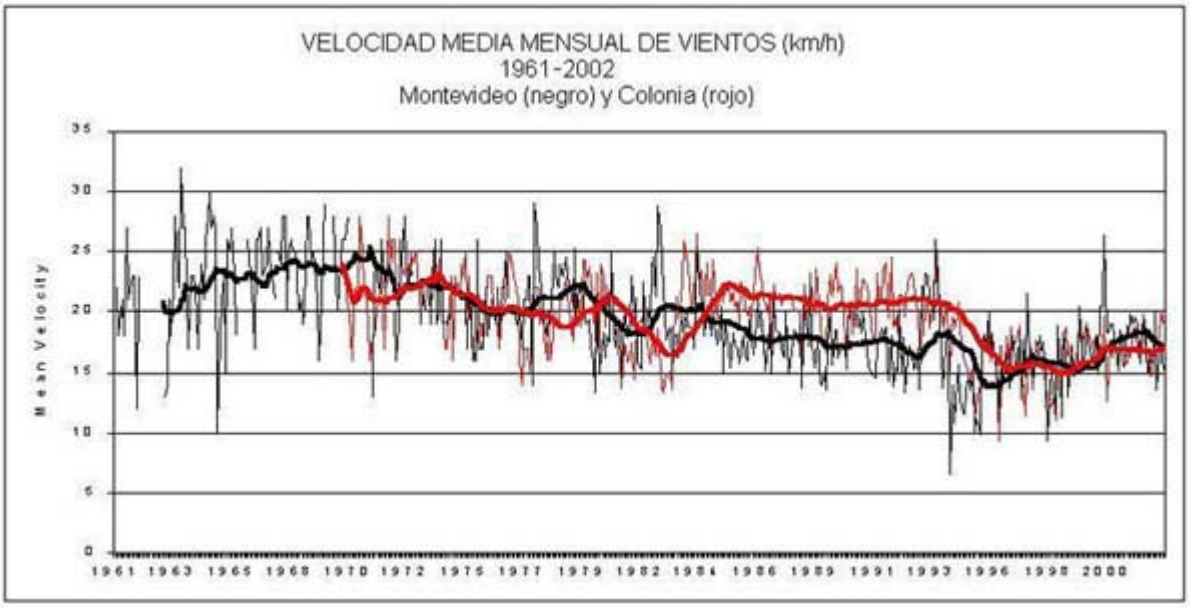


Fig. 14.10. Evolución de la velocidad media de los vientos en Montevideo y Colonia (1961-2000)

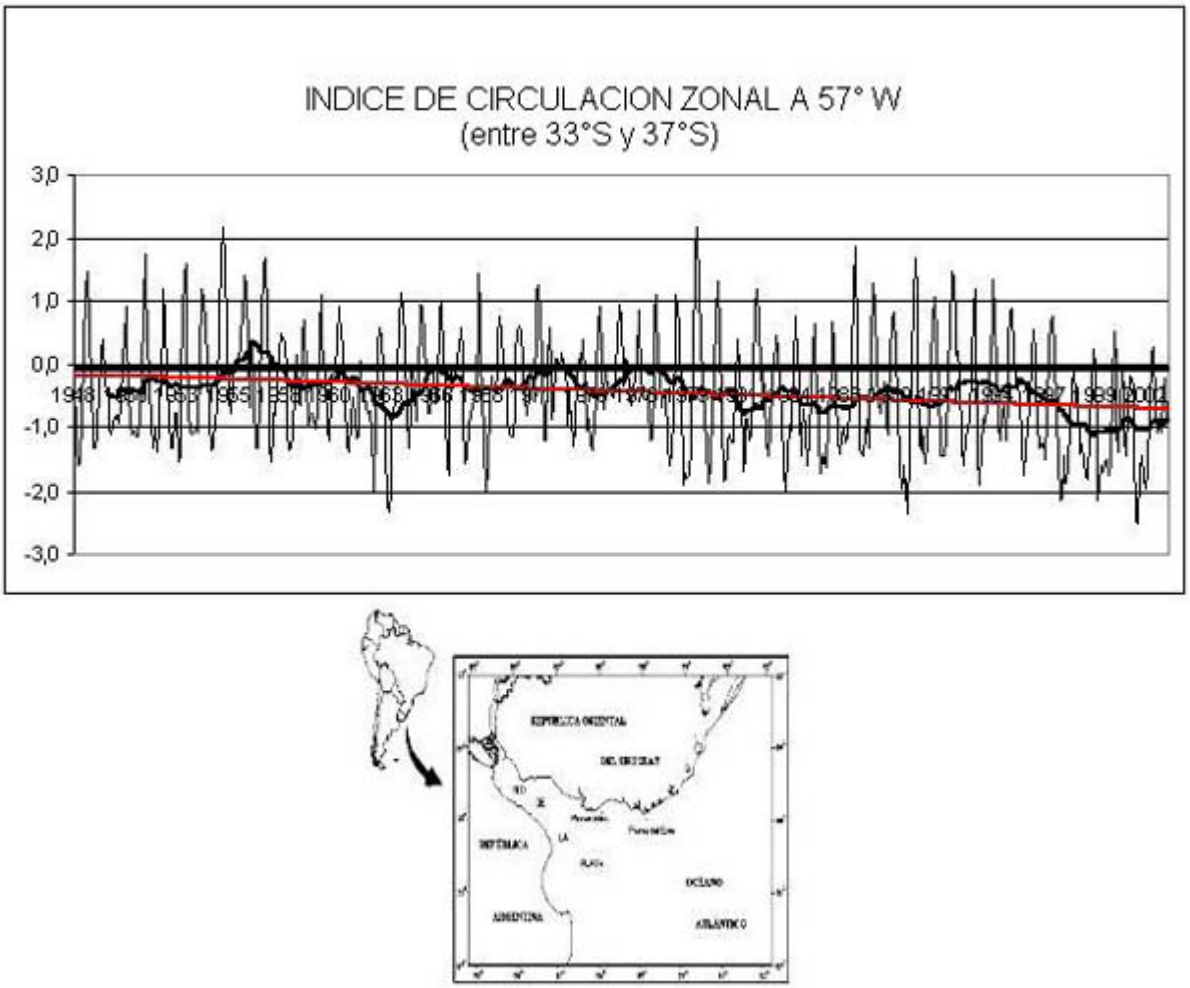


Fig. 14.11. Evolución del índice de circulación zonal en el Río de la Plata (1948-2000)

Fig. 15.1. Esquema FPEIR (Forzantes-Presión-Estado-Impacto-Respuesta) del estado trófico de un sistema estuarial

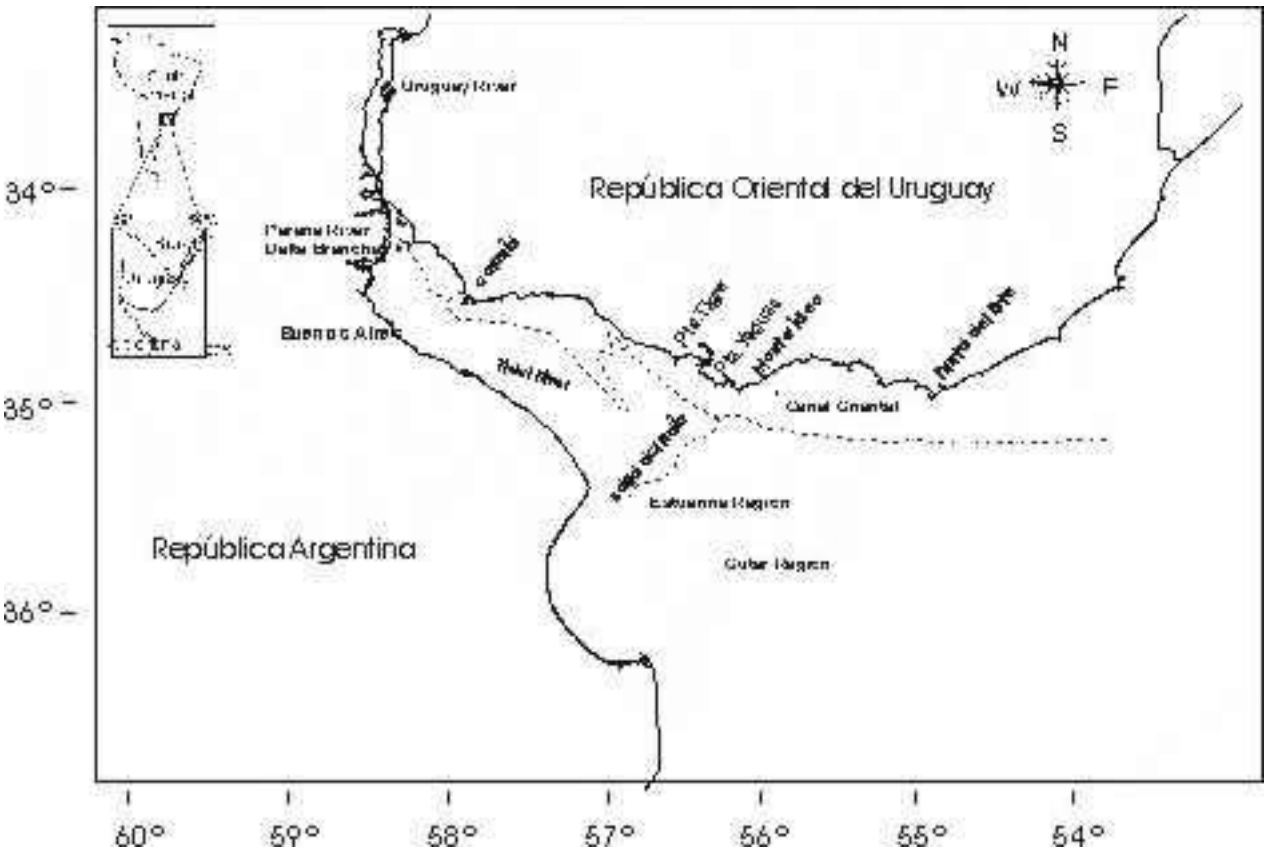


Fig. 15.2. Esquema del Río de la Plata donde se muestra el río mareal, la zona marina y el Canal Oriental a lo largo de la costa uruguaya

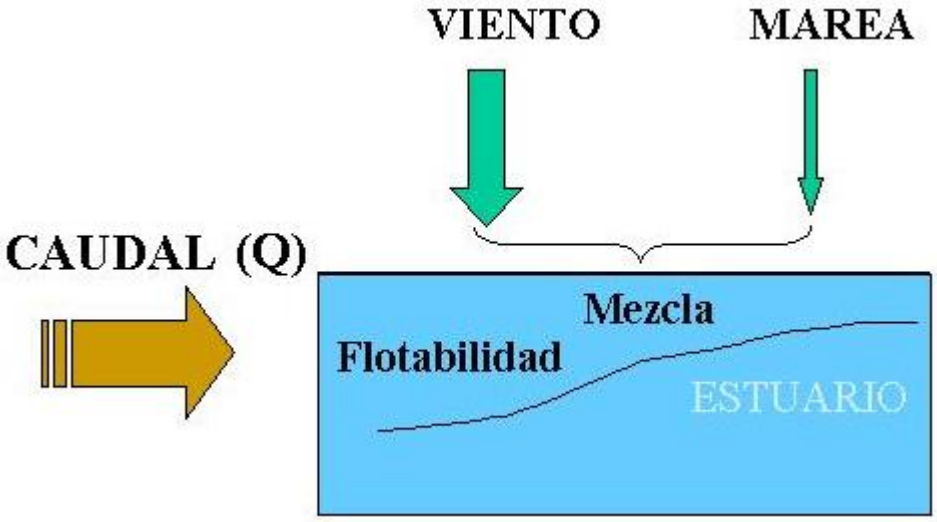


Fig. 15.3. Esquema de las fuerzas de flotabilidad en un estuario del tipo del Río de la Plata

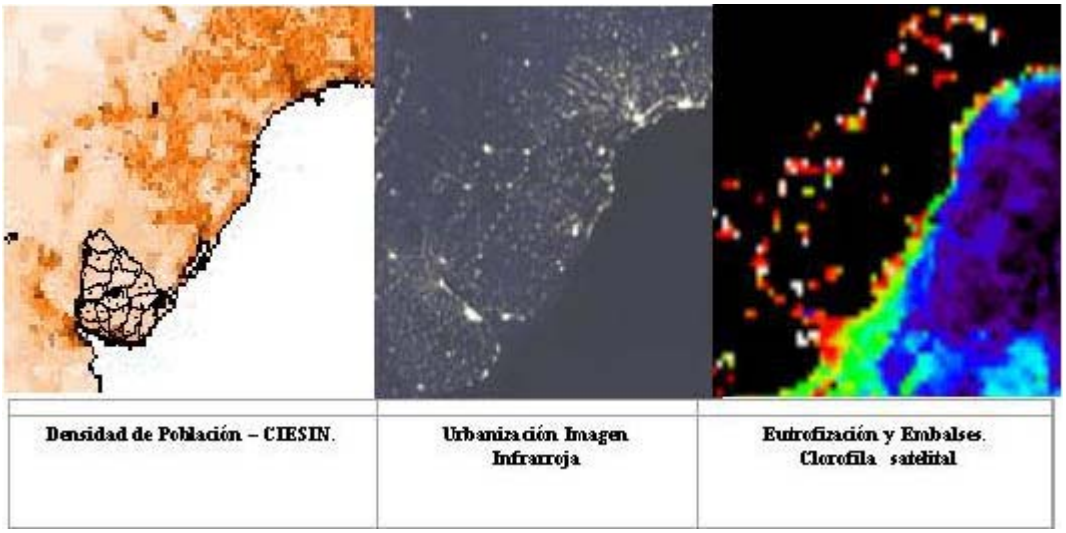


Fig. 16.1. Imágenes sobre la densidad de población, urbanización y eutrofización en ríos y embalses en la cuenca inferior del Río de la Plata

○	Area Fuente de Biomasa Algal	Impacto Tipo 6 (Alta Frecuencia y Alta Intensidad)	Embalses Salto Grande, R. Bonete, Baygorria, Palmar.
○	Area Adyacente	Impacto Tipo 5 (Alta Frecuencia e Intensidad Media a Alta)	Salto, Paysandú, Río Negro, Soriano.
○	Area de Conjunción de diferentes Fuentes (R. Negro, R. Uruguay)	Impacto Tipo 4 (Media Frecuencia e Intensidad Media-Alta	Soriano, Colonia
○	Entrada al Río de la Plata (Zona Limnetica)	Impacto Tipo 3 (Media Frecuencia e Intensidad Baja)	Colonia, San Jose
○	Area Intermedia (Región Estuarial / Zona Frontal)	Impacto Tipo 2 (Baja frecuencia e intensidad media-alta)	San Jose, Montevideo, Canelones
○	Area Marina	Impacto Tipo 1 (baja frecuencia e intensidad)	Canelones, Maldonado

Fig. 16.2. Ubicación de las zonas de embalses y sus áreas y tipos de influencia e impacto

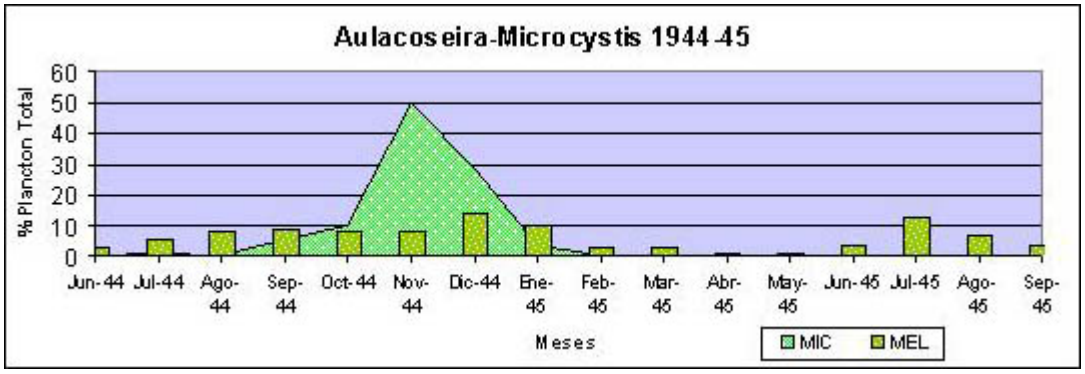


Fig. 16.3. Ocurrencia de cianofíceas en Buenos Aires (1944-45), cuando los caudales de entrada al Río de la Plata fueron los mínimos históricos (modificado de Guarrera 1950)

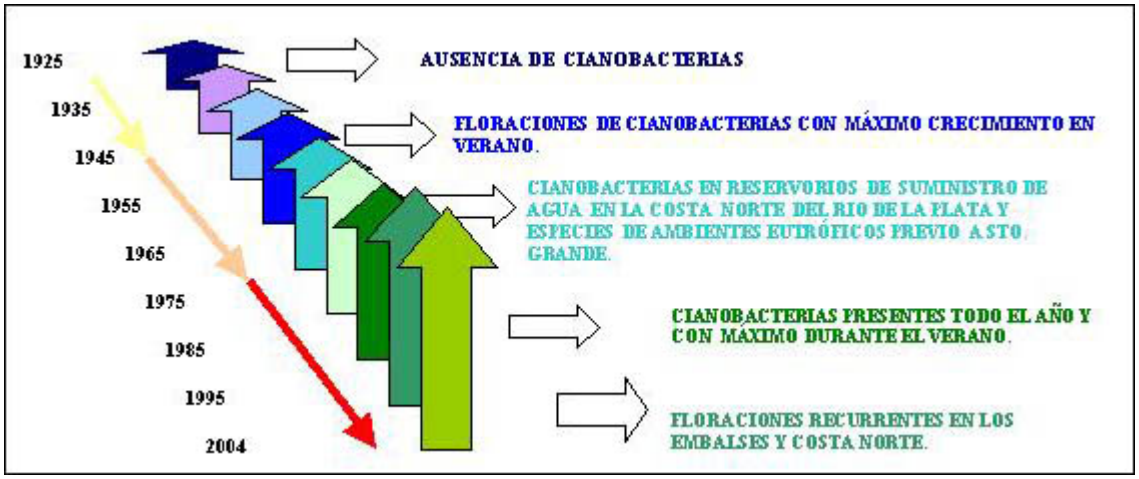


Fig. 16.4. Evolución por períodos de la presencia ocasional de cianobacterias hasta el desarrollo de floraciones nocivas en la costa Norte del RP (1925-2004)

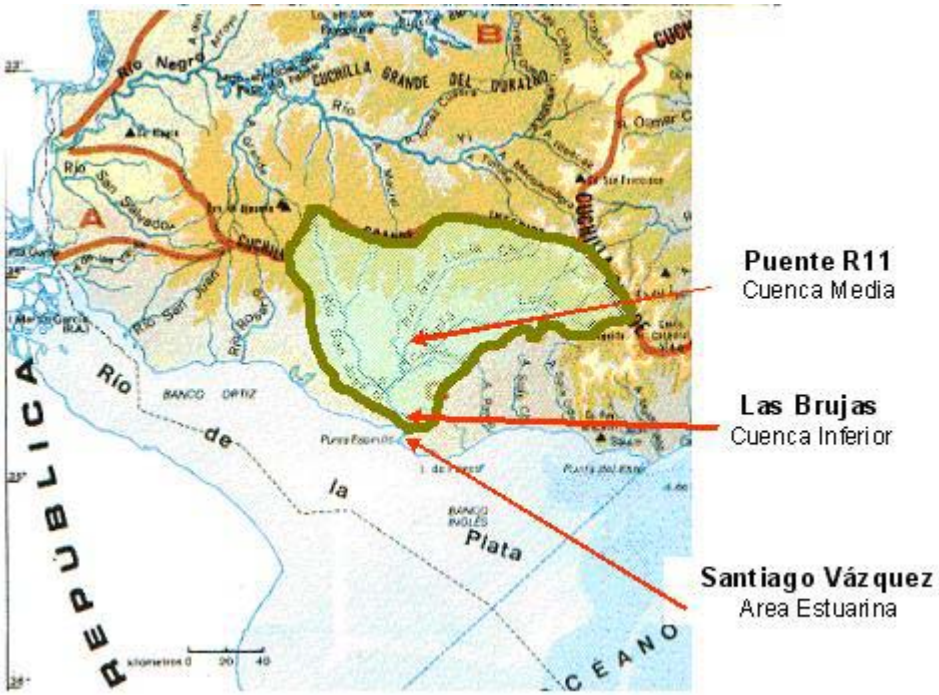


Fig. 17.1. Área de Estudio de la Cuenca Inferior y media del Río Santa Lucía (SL)

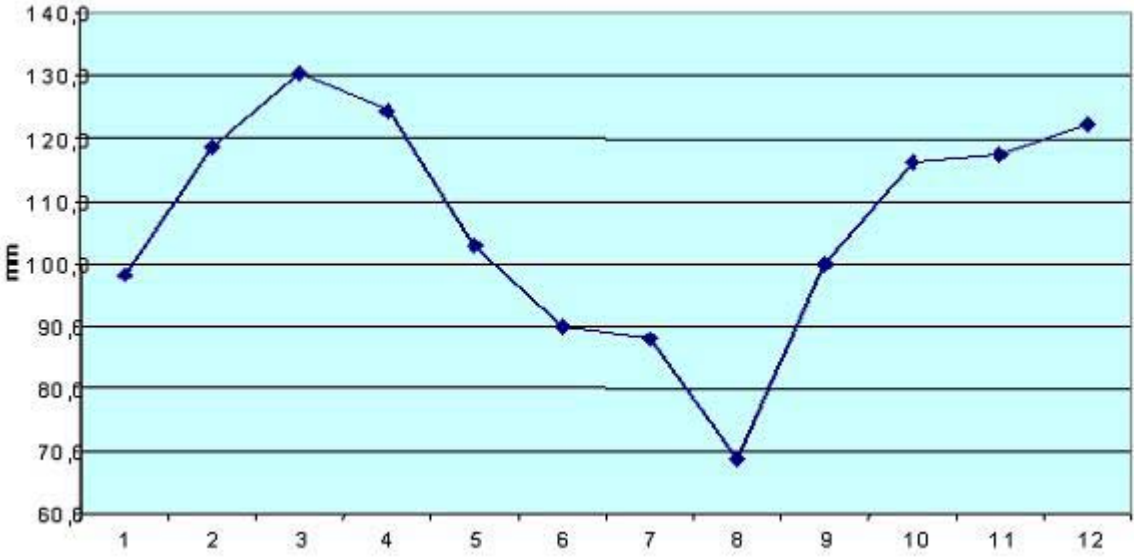


Fig. 17.2. Distribución mensual de la frecuencia de precipitaciones en Florida (34°18' S, 56°14' W, período 1990-2003) muy correlacionada con el caudal en Ruta 11

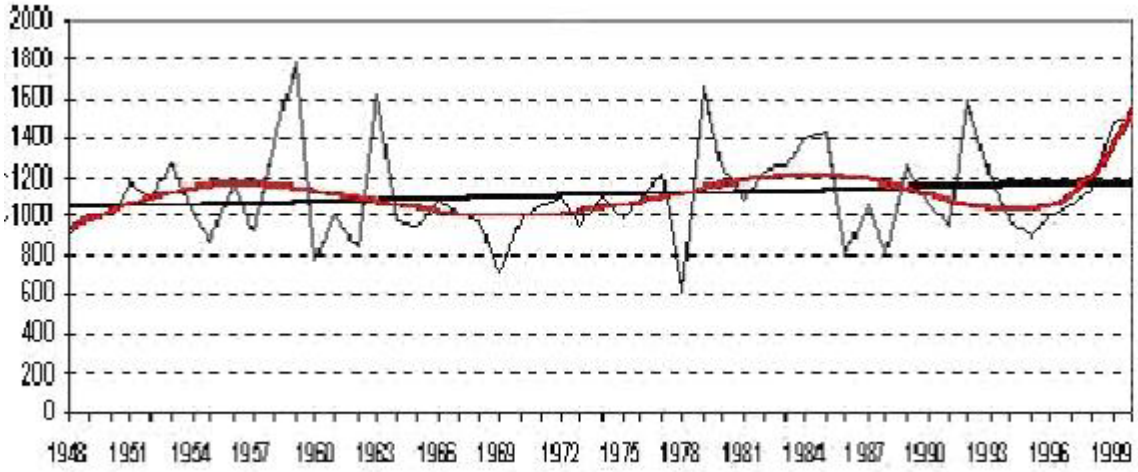


Fig. 17.3. Evolución anual de las precipitaciones en Montevideo (34°52' S, 56°12' W 1948-2001), de patrón similar a la cuenca inferior del SL.

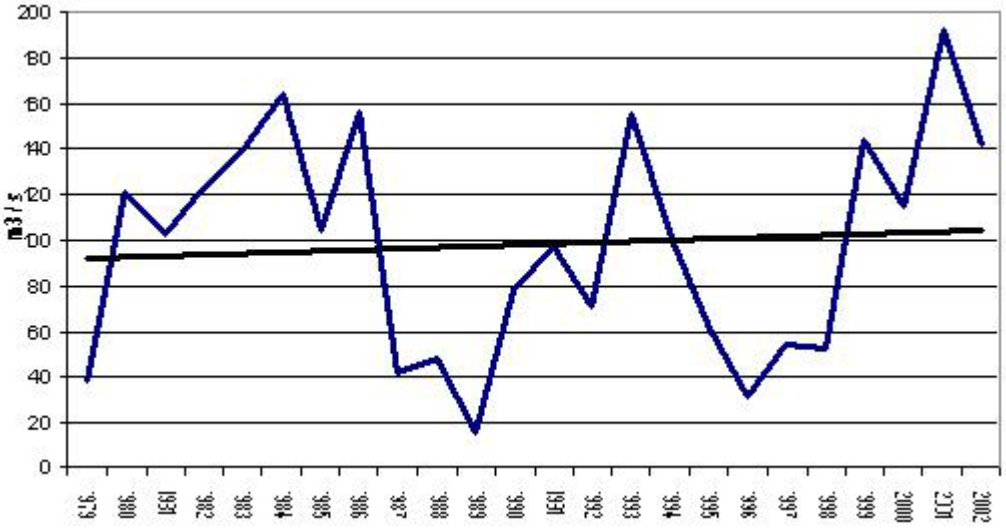


Fig. 17.4. Evolución reciente (nuevo aforo) de los caudales del Río Santa Lucía (1979-2003)

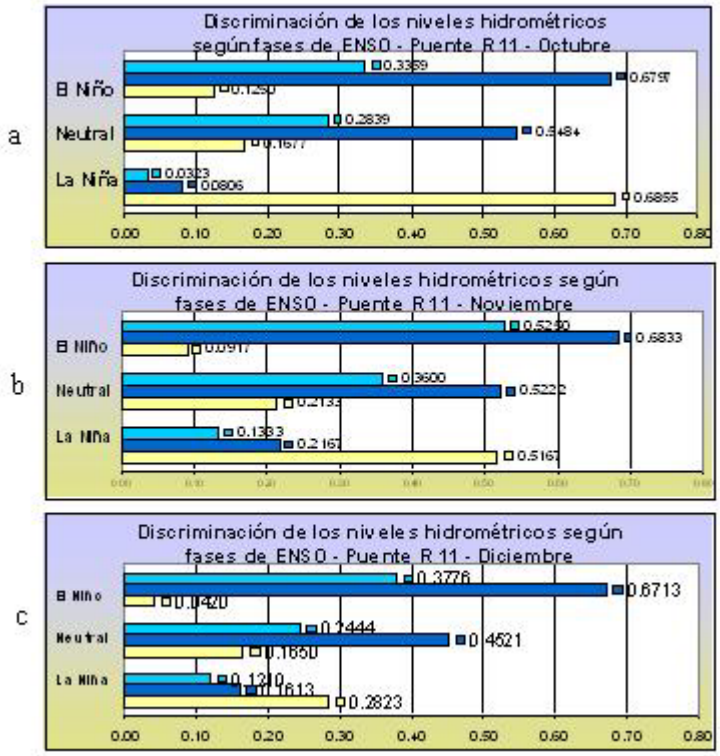


Fig. 17.5. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la Cuenca Media, en Primavera: a) Octubre, b) Noviembre y c) Diciembre. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003

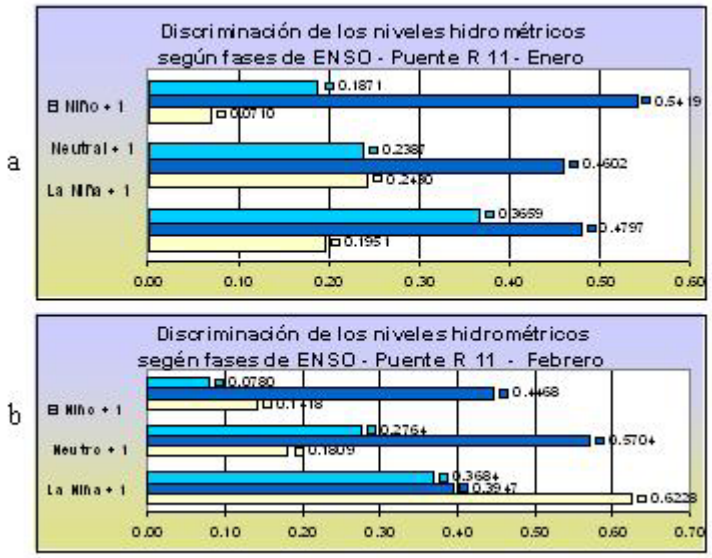


Fig. 17.6. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la Cuenca Media, en Verano: a) Enero, b) Febrero. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003

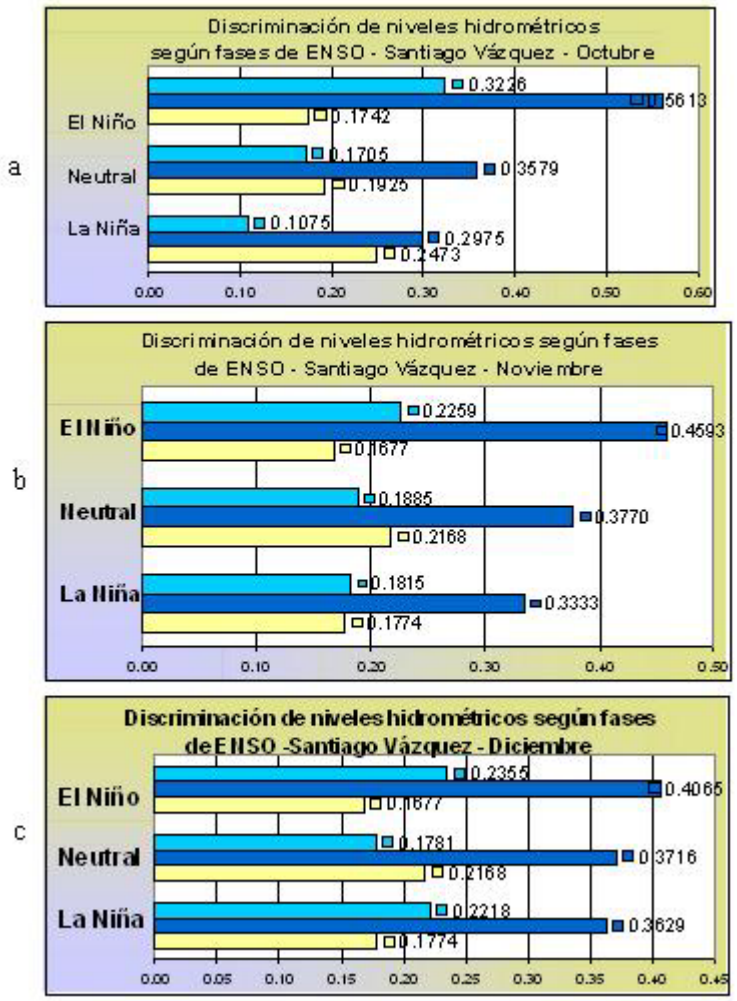


Fig. 17.7. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la zona estuarina, en Primavera: a) Octubre, b) Noviembre y c) Diciembre. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003

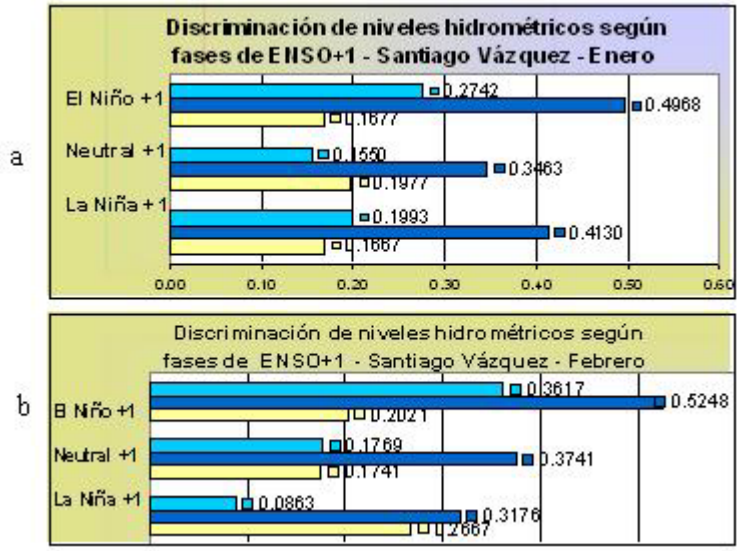


Fig. 17.8. Frecuencia de niveles hidrométricos según las Fases de ENSO en el punto de aforo de la zona estuarina, en Verano: a) Enero, b) Febrero. En verde: niveles "grandes", en celeste: niveles "altos", en amarillo: niveles "bajos". Período 1979-2003

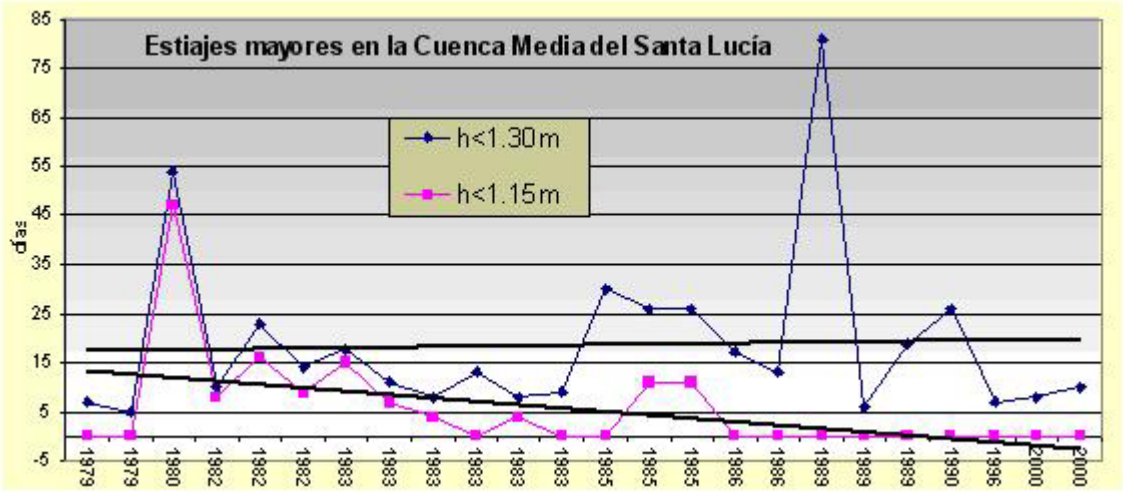


Fig. 17.9. Frecuencia en días de estiajes por debajo de los umbrales 1,0, y 1,5m. en el puente sobre Ruta 11. Período 1979-2003.

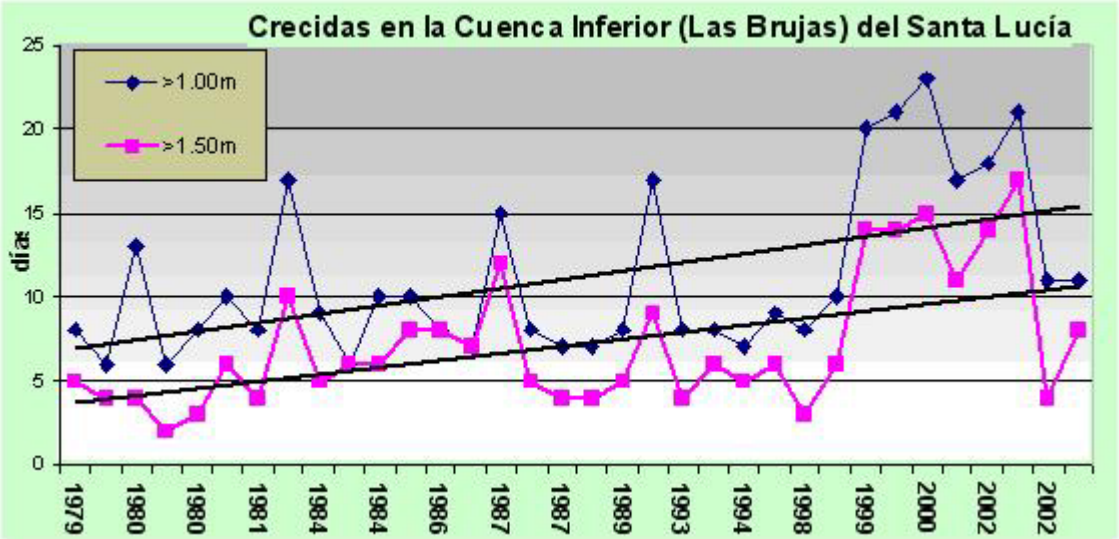


Fig. 17.10. Frecuencia en días de las crecidas por encima de los umbrales 1, 0, y 1,5m. En "Las Brujas". Período 1979-2003

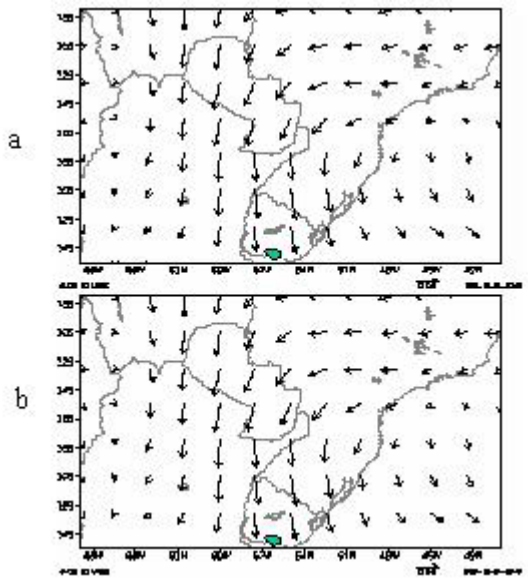


Fig. 17.11. Flujo de humedad en el nivel de 925 hPa, a) 5 días antes del máximo de crecida en Puente Ruta 11 y b) 3 días antes. Composición de los 15 mayores eventos para el río Santa Lucía. En verde se ubica la cuenca

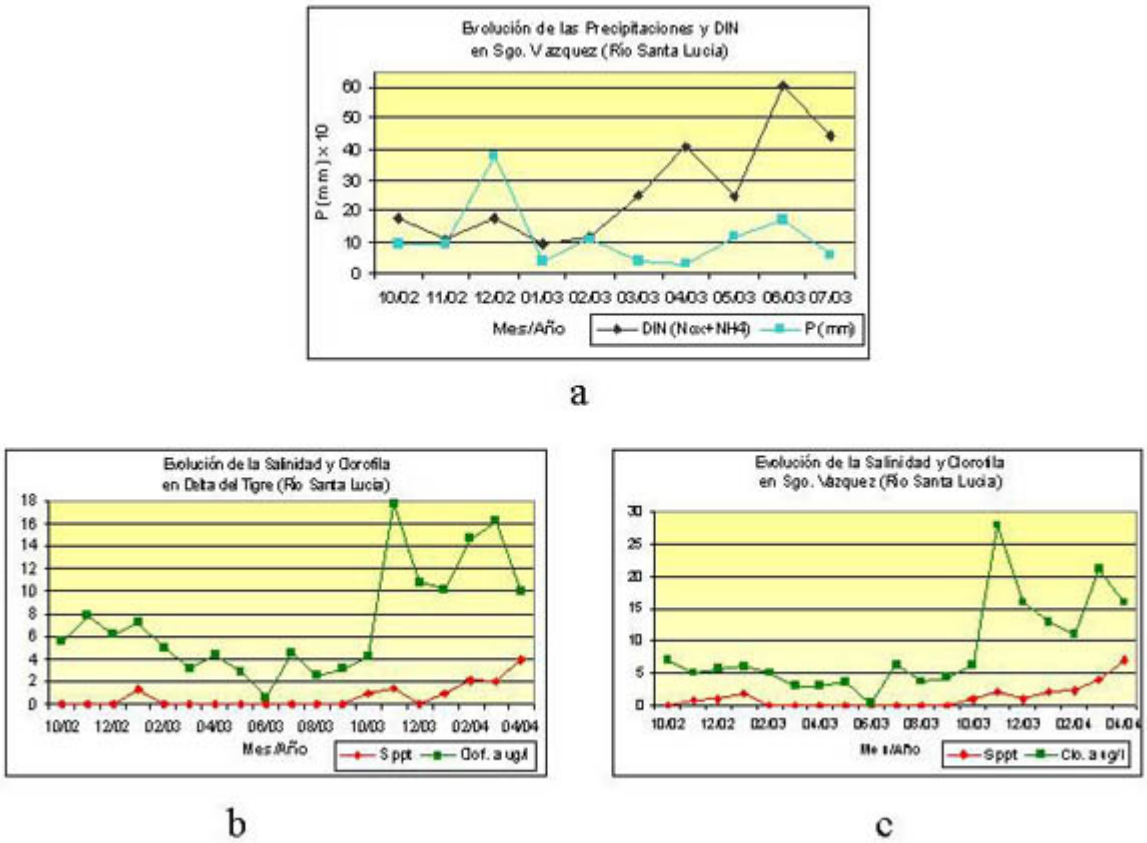


Fig. 17.12. Evolución de la carga de N en función de las precipitaciones en Sgo. Vázquez (a), y de la clo-a en función de la salinidad en Delta del Tigre (b) y Sgo. Vázquez (c)

Fig. 17.13 Evolución de la temperatura en El Prado-Montevideo (1974-2003)

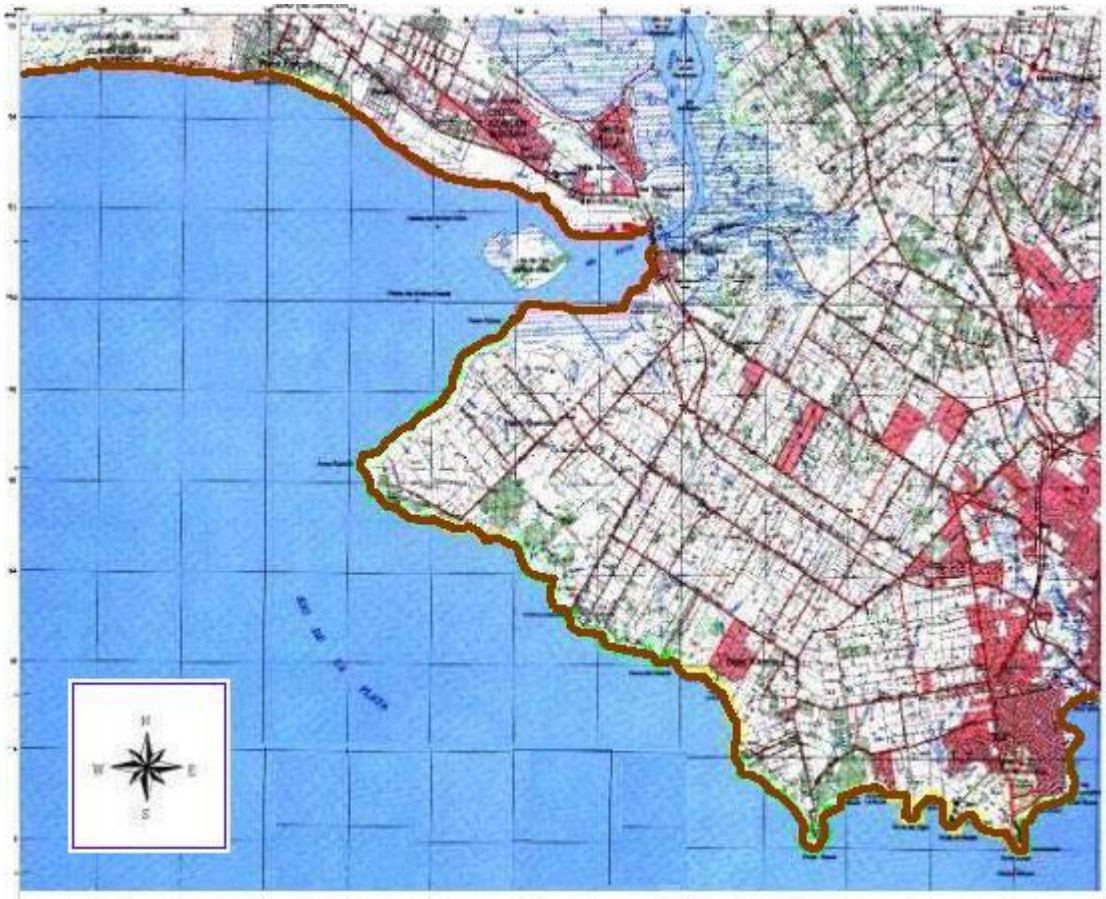


Fig. 18.1. Área de estudio de la vulnerabilidad entre Punta Lobos y Playa Pascual

Fig. 18.2. Ubicación del sistema frontal del RP bajo condiciones medias de descarga del Río Uruguay

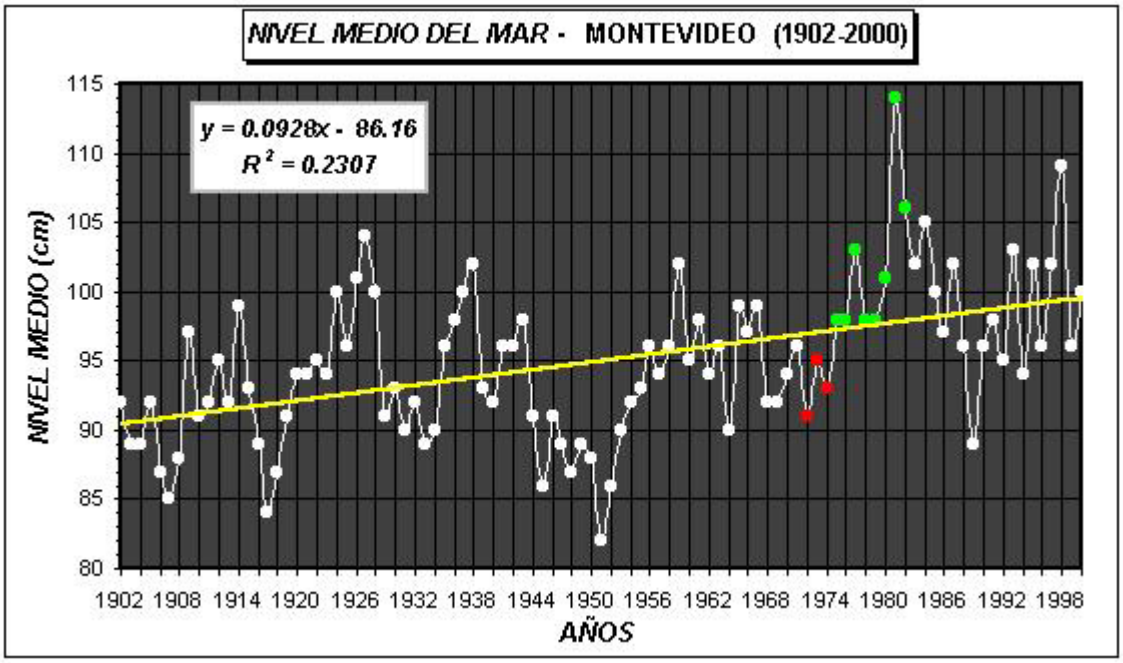
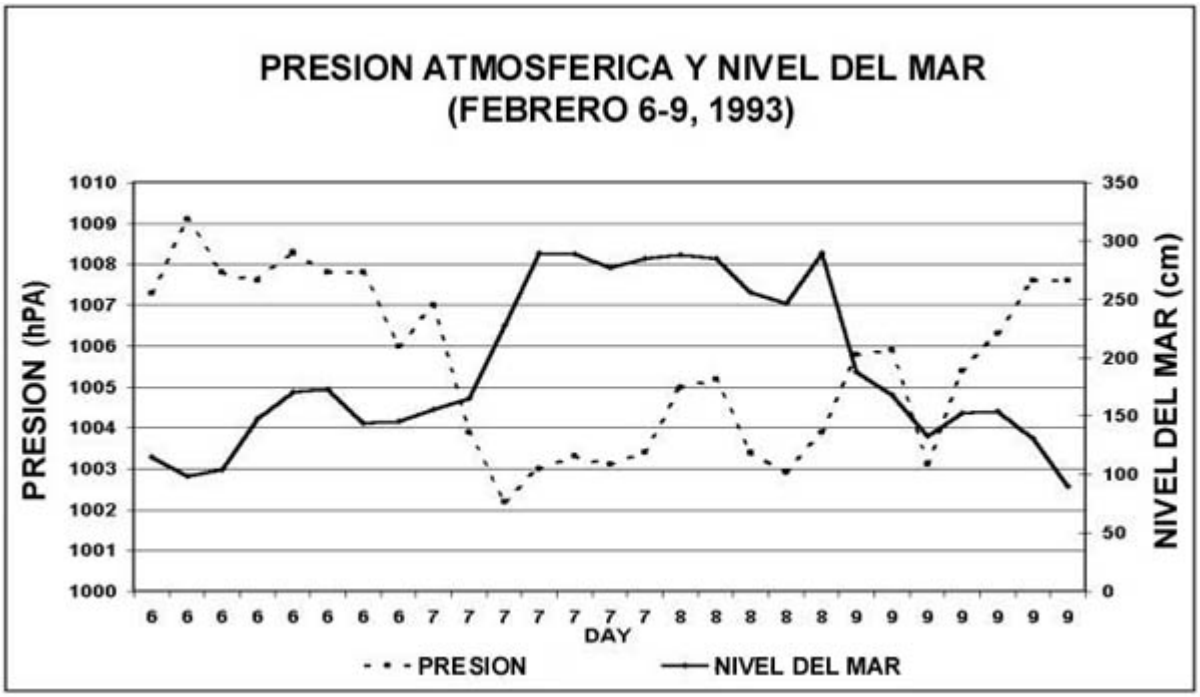


Fig. 18.3. Evolución del nivel medio del mar en Punta Lobos (1902-2000)



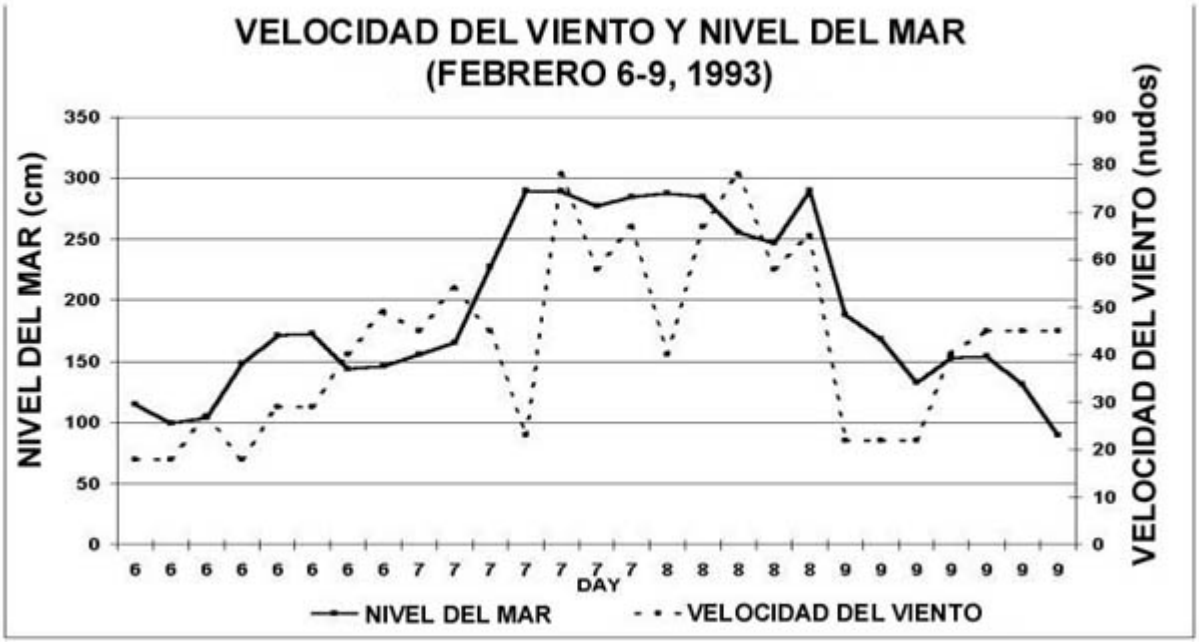


Fig. 18.4. Evolución del nivel del mar en relación a la presión atmosférica (arriba) y la velocidad del viento (abajo) durante el evento extremo de febrero 1993

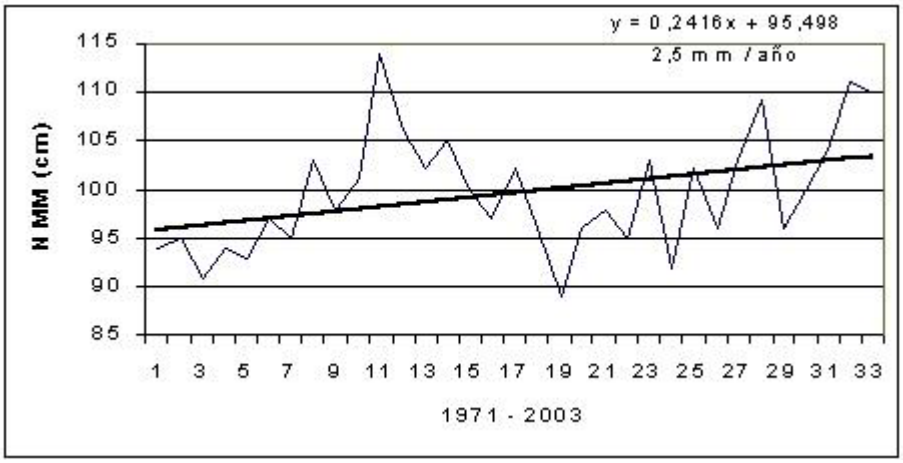


Fig. 18.5. Evolución anual del nivel medio del mar (1971-2003)

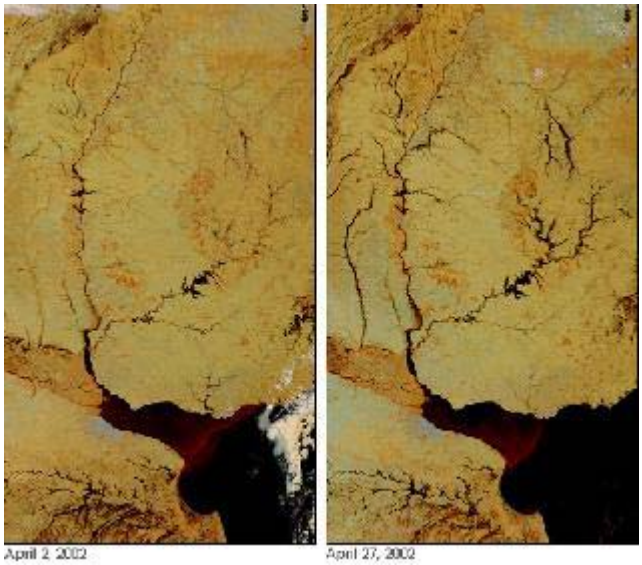


Fig. 18.6. Imagen Modis (02/04/2002) de la situación de máxima descarga del Río Santa Lucía de últimos 30 años comparada con un caudal alto tipo (27/04/02)

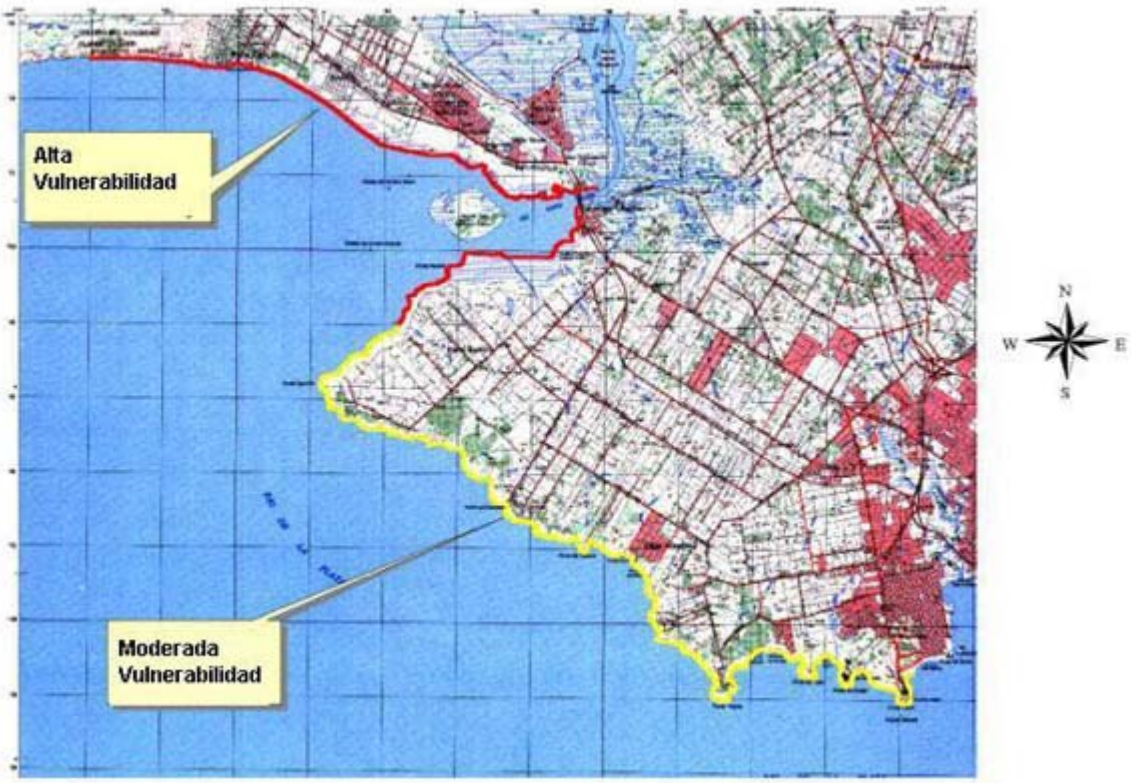


Fig. 18.7. Mapa de vulnerabilidad costera (escenario medio)

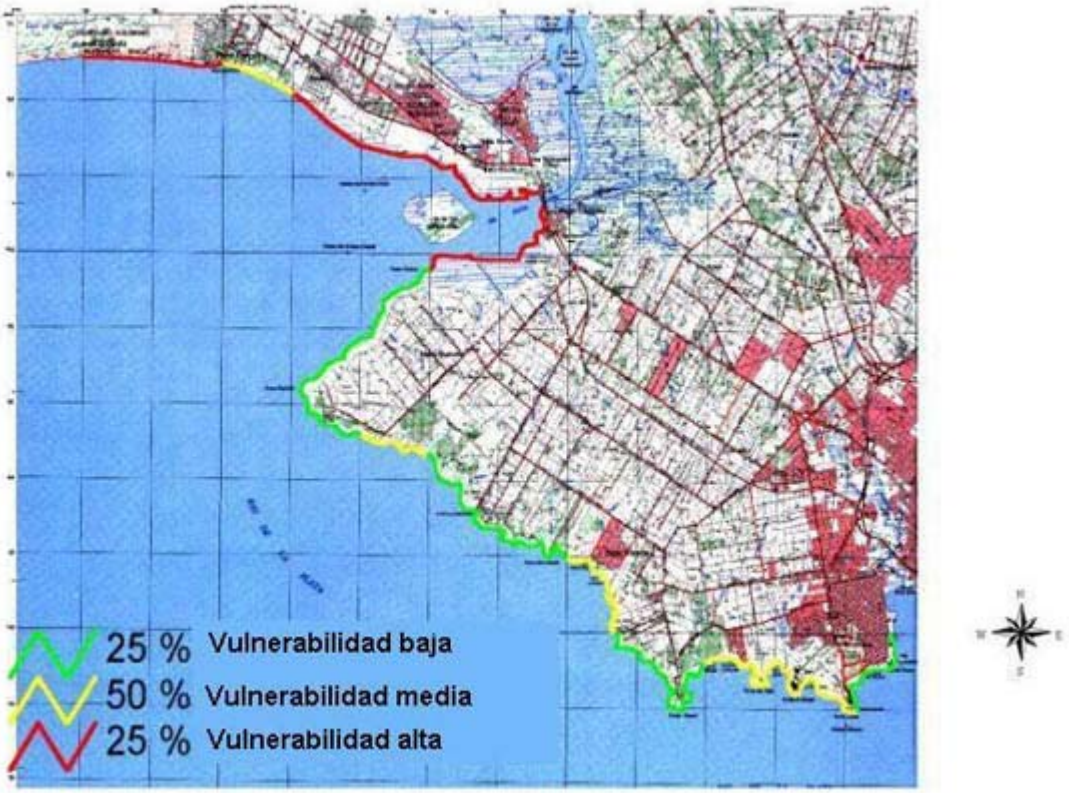


Fig. 18.8. Mapa de vulnerabilidad relativa (25% superior e inferior y 50% medio)

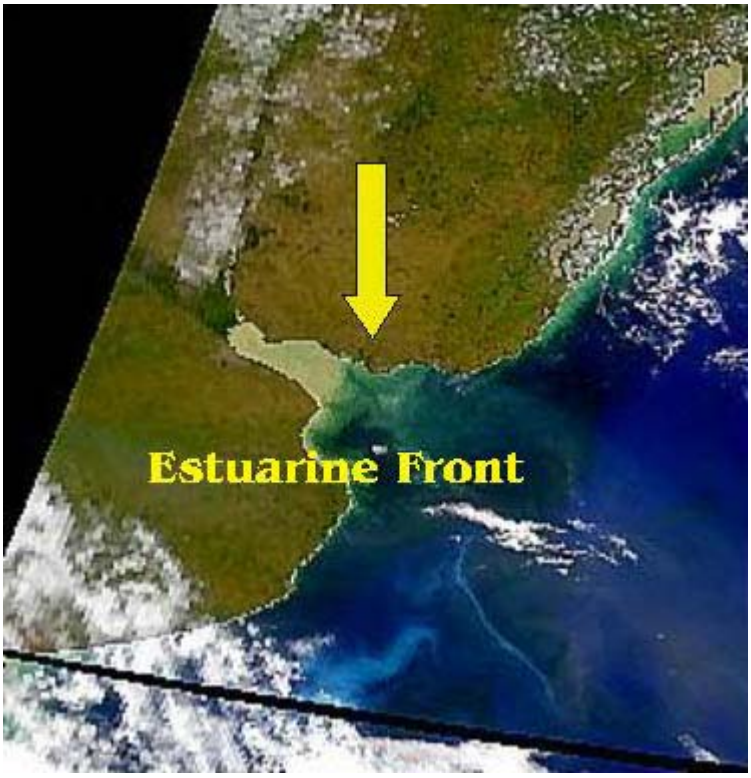


Fig. 19.1. Ubicación del sistema frontal donde se desarrolla la pesquería en la costa norte

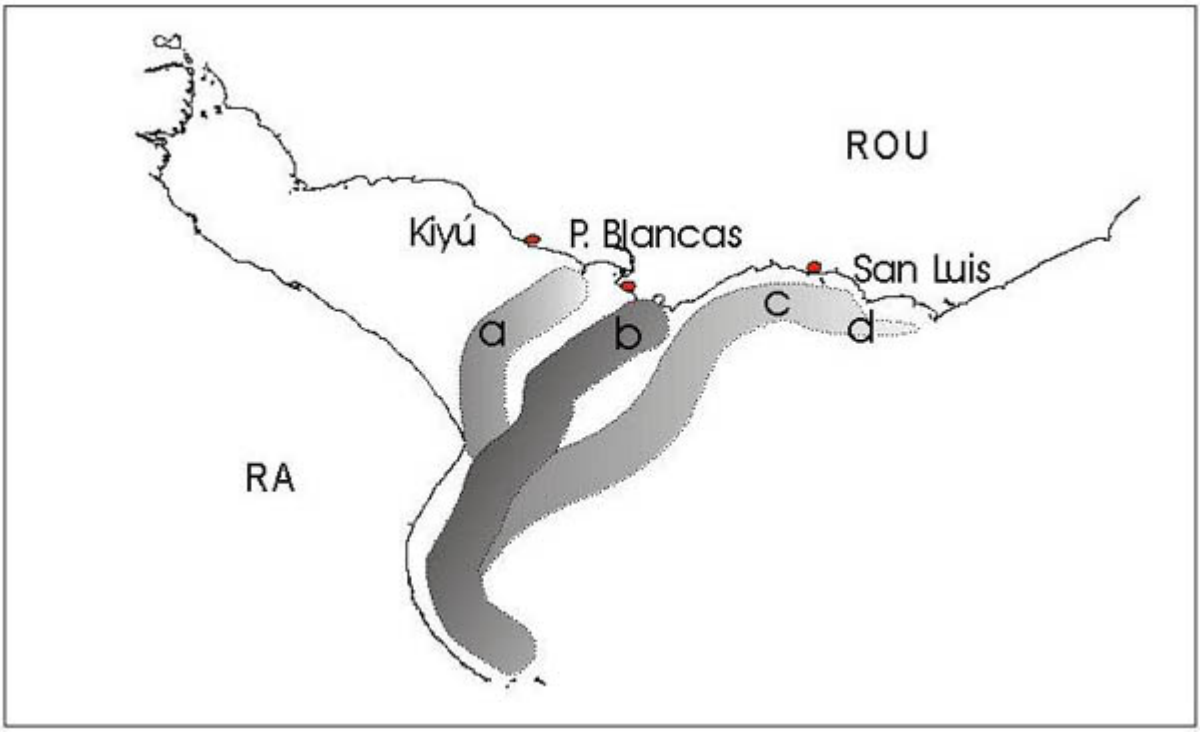


Fig. 19.2. Ubicación del sistema frontal bajo diferentes condiciones de descarga fluvial (a: La Niña fuerte, b: normal, d: El Niño fuerte y e: El Niño extremo), y ubicación de los sentamientos pesqueros (Modificado de Nagy et al 2002, 2003)

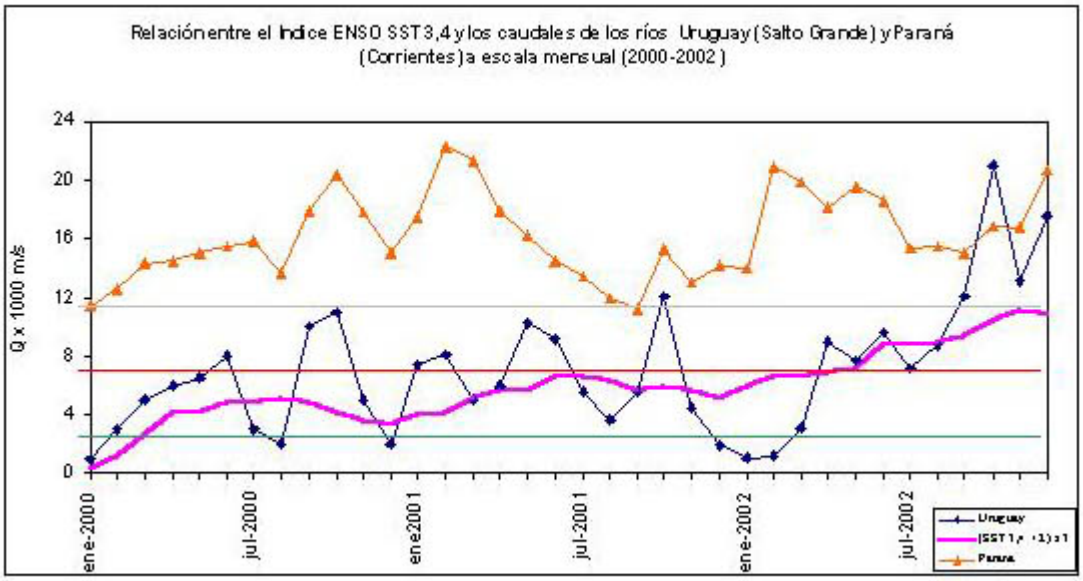


Fig. 19.3. Evolución mensual del indicador ENSO SST 3,4 (modificado según Severov et al 2004) y de los caudales de los ríos Uruguay y Paraná (2000-2002). Las líneas horizontales de abajo a arriba marcan La Niña fuerte, situación neutral y El Niño fuerte

Localización W del frente estuarino (amarillo)– evento La Niña: verano 1999-2000

Fig. 19.4. Localización Oeste extrema del sistema frontal durante el verano 1999-2000 (Severov et al. 2004) cuando las barcas debieron trasladarse a Kiyú (Hernández y Roissi 2002)

Localización E del Frente Estuarino (amarillo) evento El Niño: primavera 2002

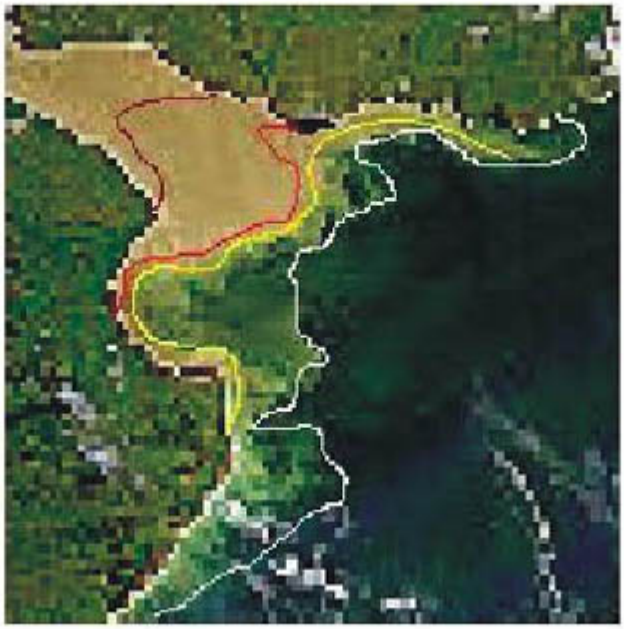


Fig. 19.5. Localización Este extrema del sistema frontal durante la primavera 2002 (Severov et al. 2004), cuando la pesquería fue muy afectada por El Niño

Fig. 19.6. Evolución de la salinidad durante el período de pesca 2002-2003.

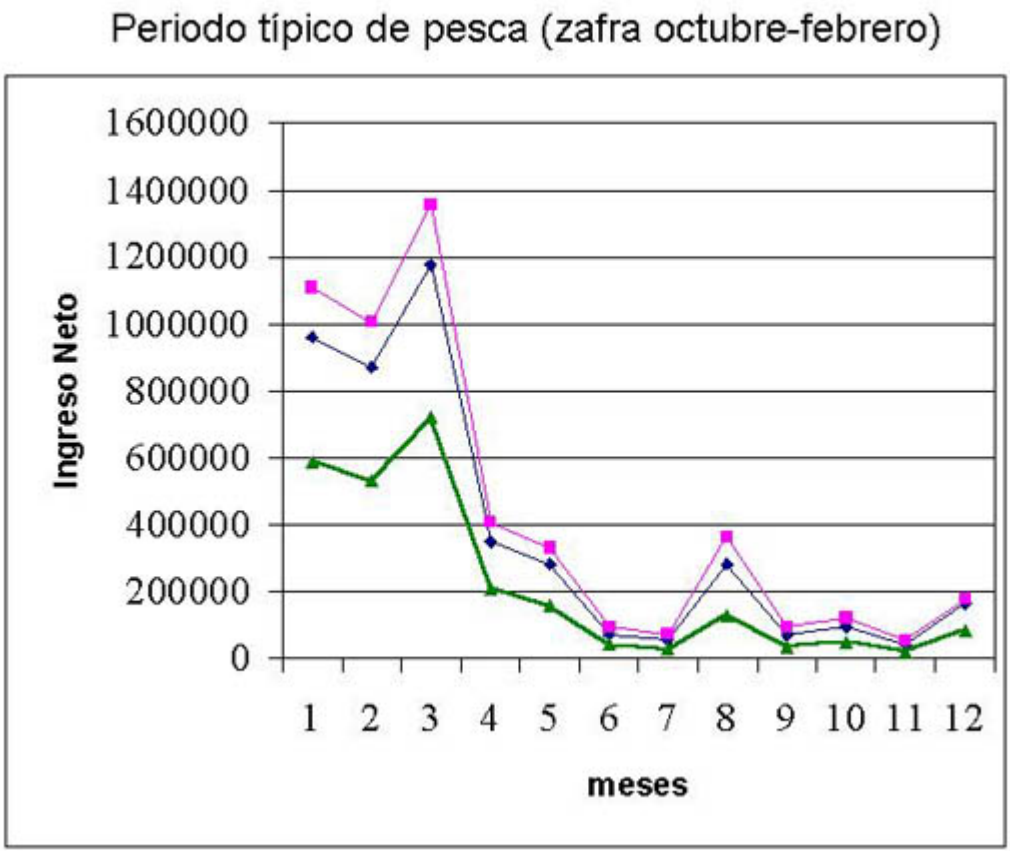


Fig. 19.7. Ingresos (en valores relativos) de la pesquería artesanal promediada desde los años 1980s, donde se discrimina el período de zafra y post-zafra y sus ingresos netos. La línea negra es el ingreso promedio, la verde durante eventos ENSO fuertes y la fucsia años buenos (tomado de Nagy et al. 2003)

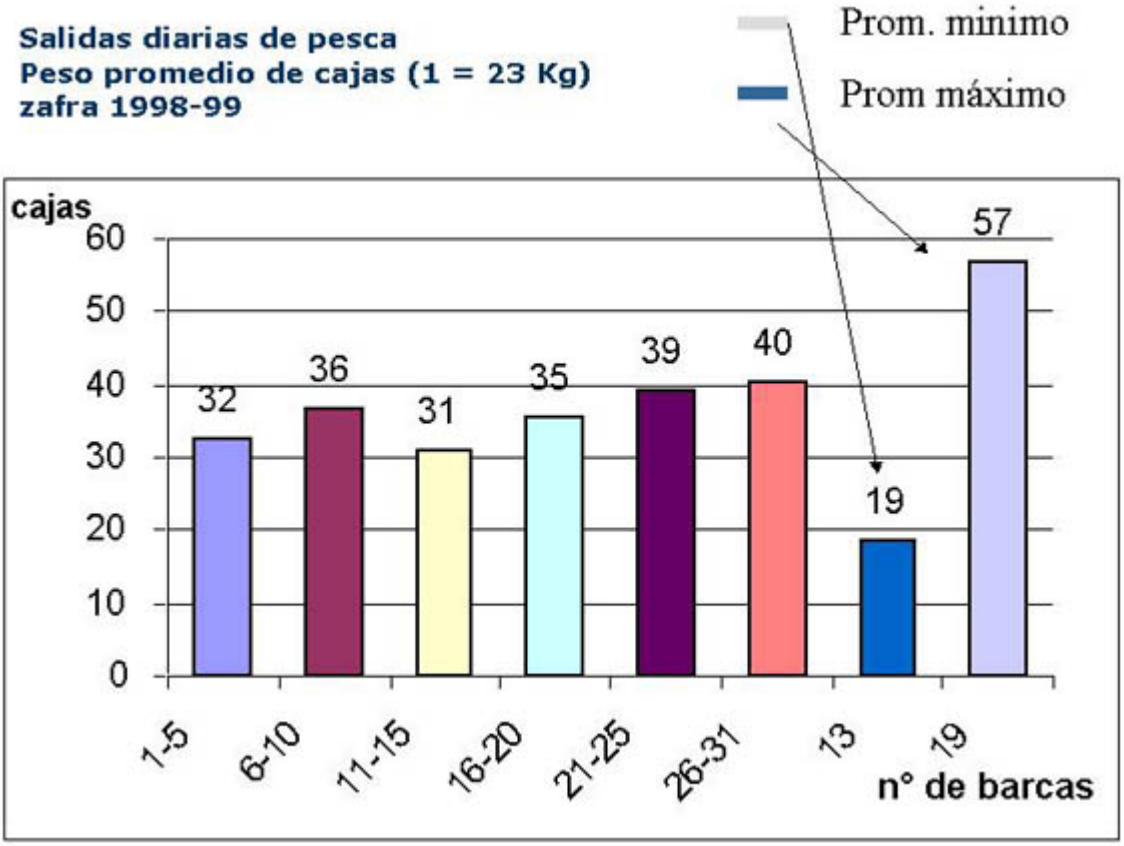


Fig. 19.8. Salidas de las barcas de pesca durante la zafra tipo 1988-1999. Base = 31 barcas y 23 kg / caja. Se indican los extremos (de Norbis et al. 2004)

Escenarios de pesca Pajas Blancas

Nivel capturas max zafra 98-99

Nivel capturas min zafra 98-99

flota = 30 barcas

zafra = 4 meses (columnas 1,2,3); 3 meses (4,5,6) ; 2 meses (7,8,9)

días efectivos de pesca: (17 días/mes (1,4,7); 12 d/m (2,5,8); 8 d/m (3,6,9)

Eficiencia	cajas/eficiencia	% barcas	# barcas
alta	46 cajas/día	23	6.9
moderada	38 cajas/día	59	17.7
baja	26 cajas/día	18	5.4

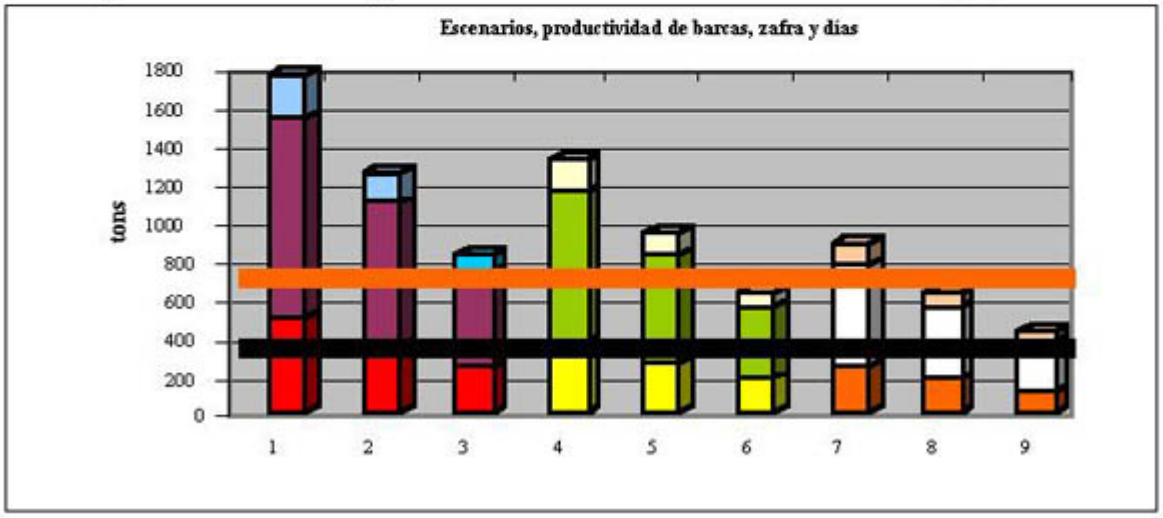


Fig. 19.9. Escenarios de productividad zafral de la pesquería de Pajas Blancas: Base zafra 1998-99 (30 barcas). Se estiman toneladas de captura según 9 posibilidades modeladas a partir de la observación: 9 = mínima (2 meses de pesca de 8 días/mes y 26 cajas/día); 1= máxima (4 meses de pesca de 17 días/mes y 46 cajas/día). Se indican los niveles de captura mínima (línea negra) y máxima (línea gris) de la zafra 1998-99

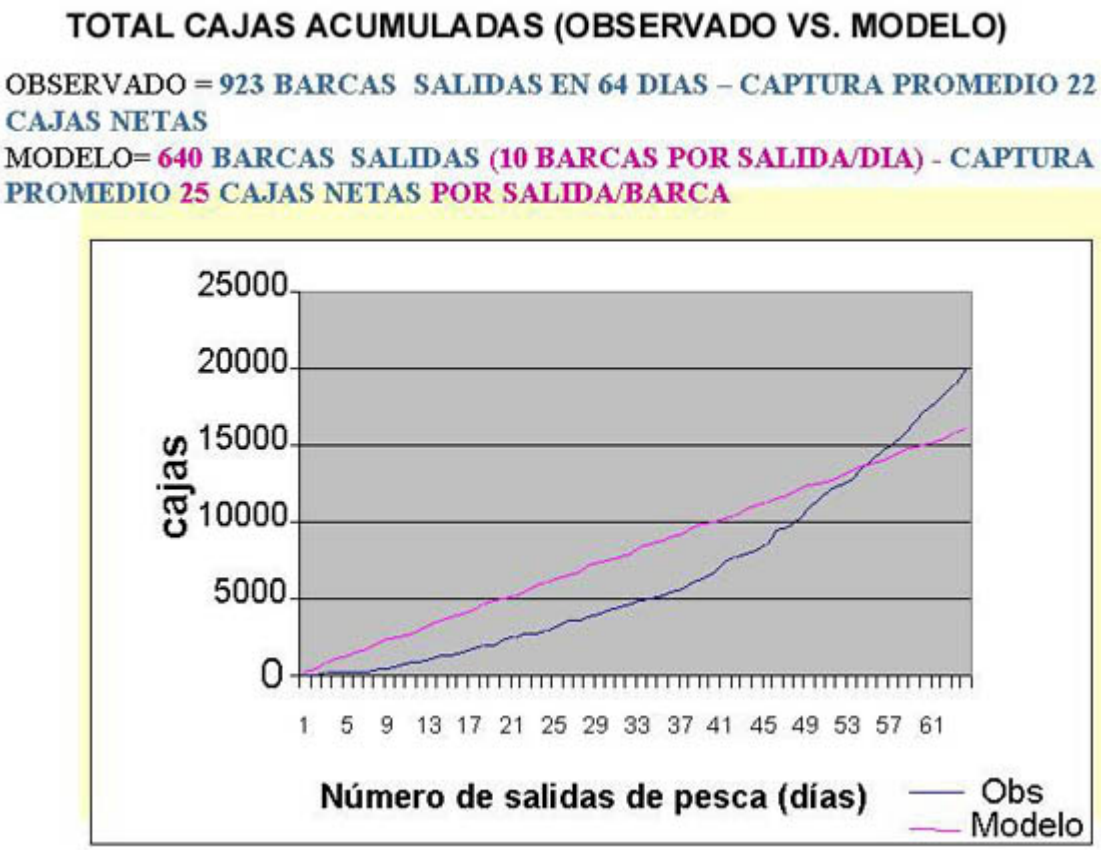


Fig. 19.10. Comparación de un modelo de actividad pesquera contra la observación de la zafra 1998-99 (base = 923 barcas, 64 días y 22 cajas). El modelo (640 barcas, o sea 10 barcas/salida/día, y captura promedio de 25 cajas/día)

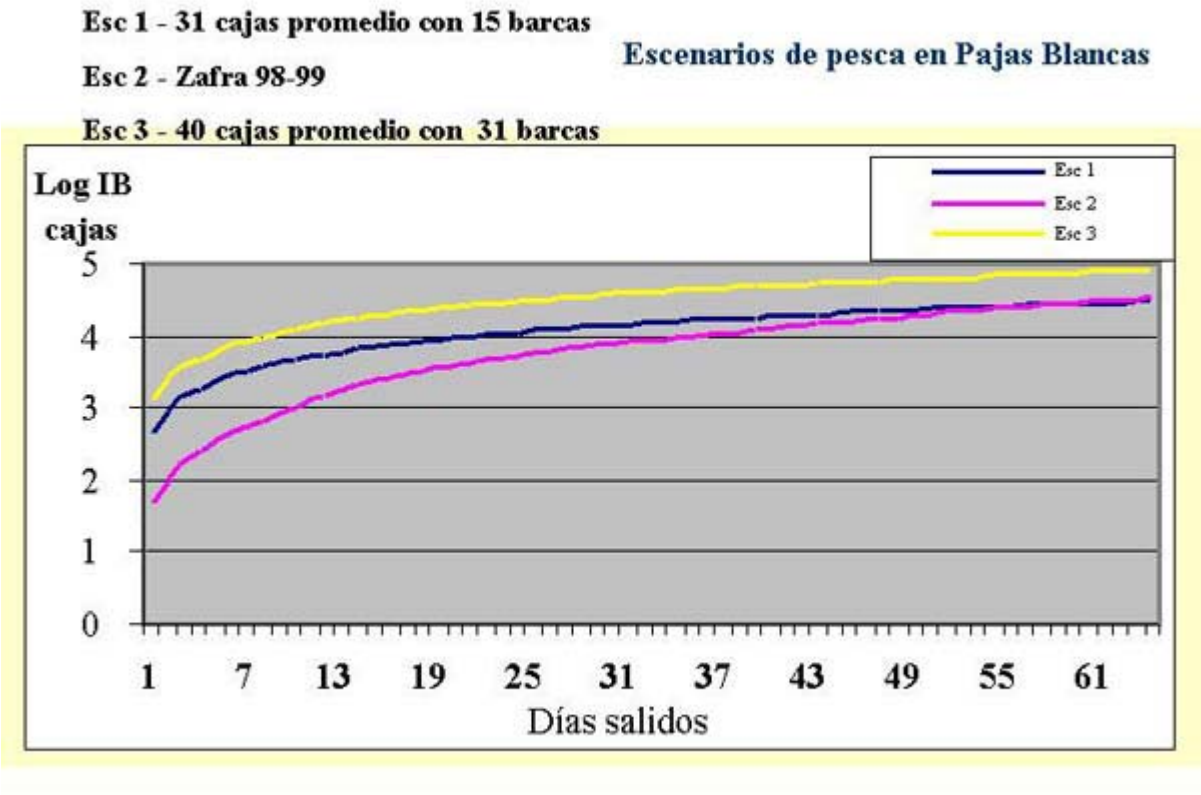


Fig. 19.11. Escenarios de actividad pesquera de Pajas Blancas. Se comparan días salidos contra captura (cajas) para tres escenarios: 1 o medio: 31 cajas/15 barcas; el 2 o zafra 1998-99 y el 3 (40 cajas / 31 barcas)

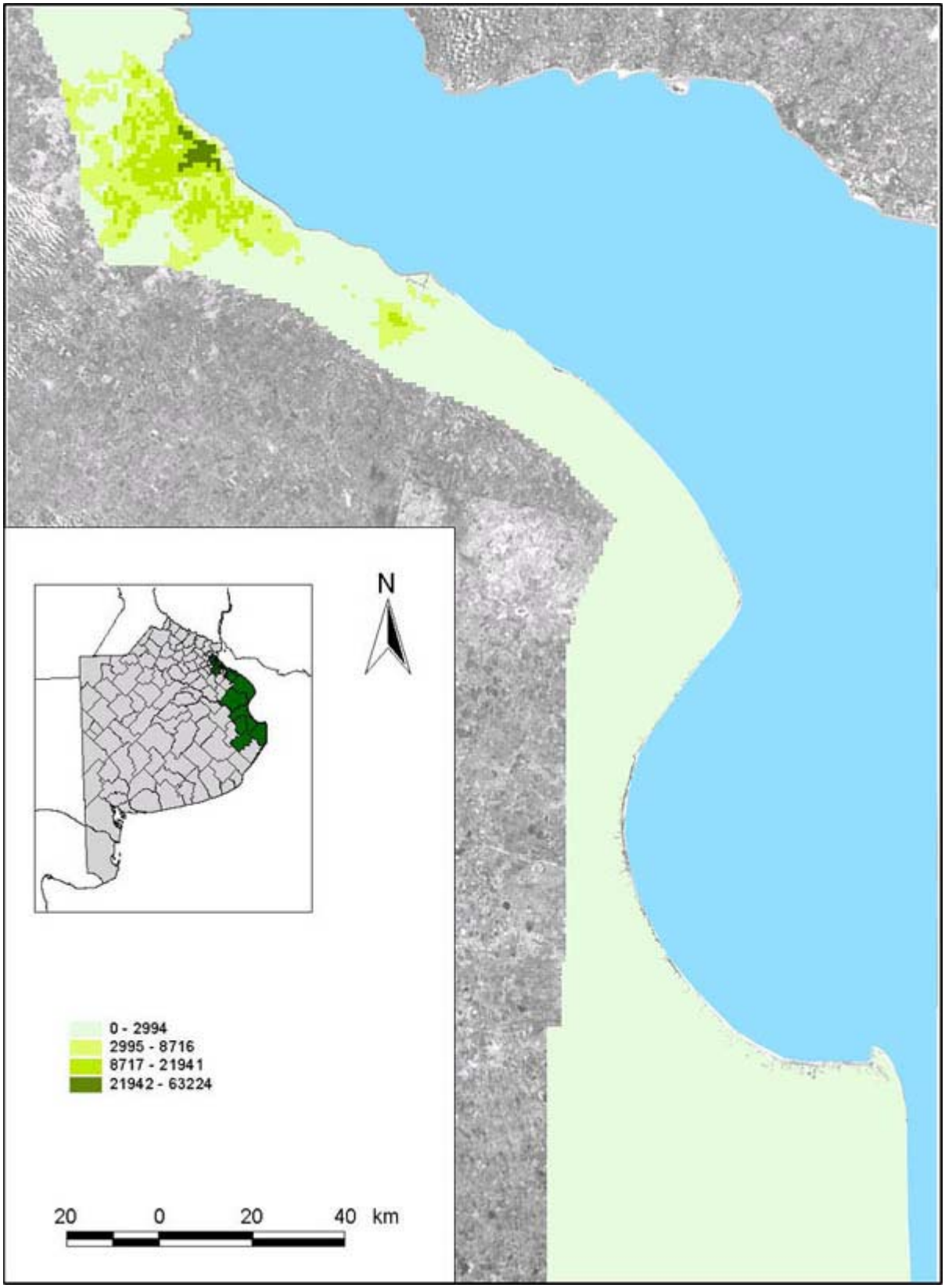


Fig. 1. Densidad de población

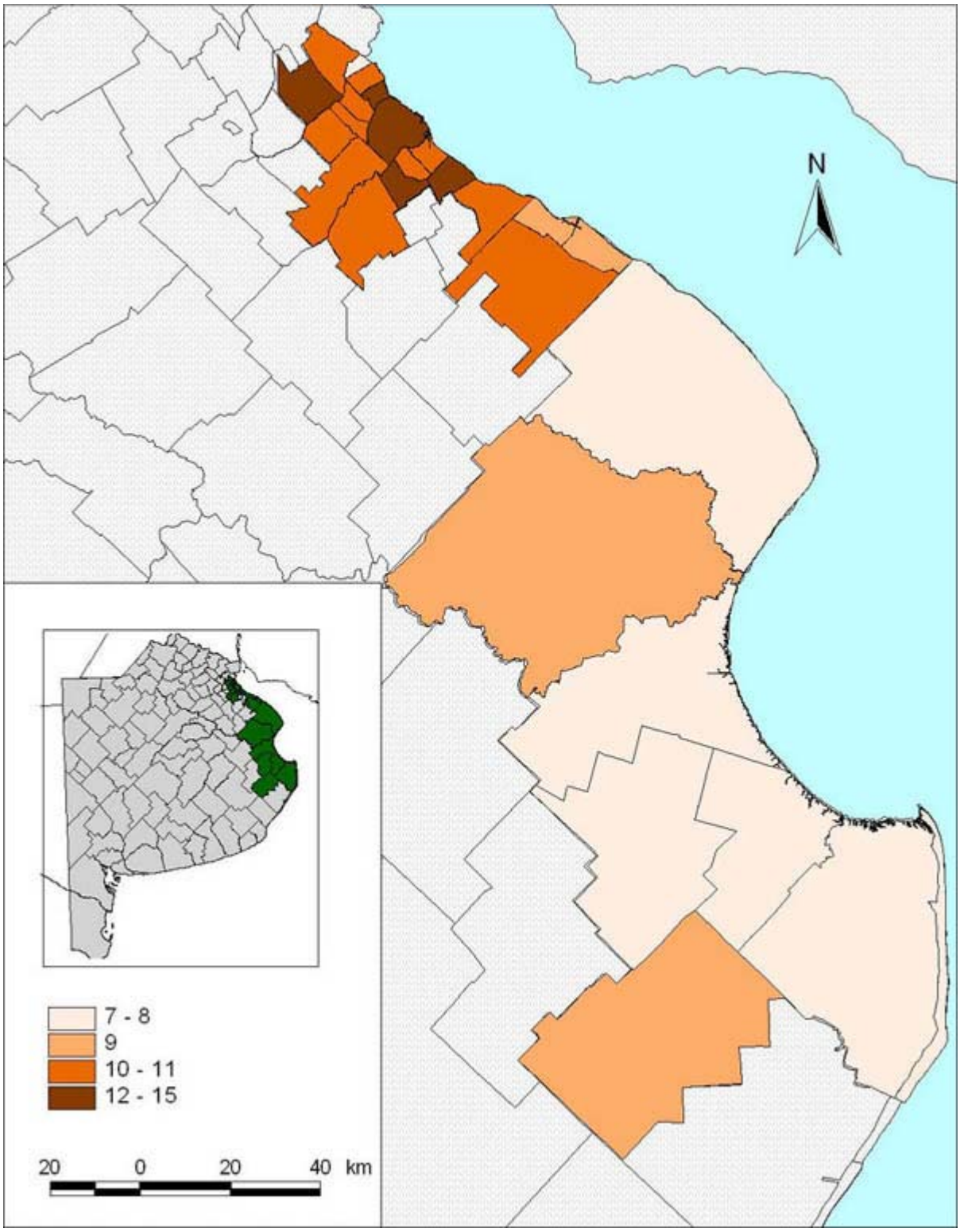


Fig. 2. Subíndice demográfico del índice de vulnerabilidad social estructural

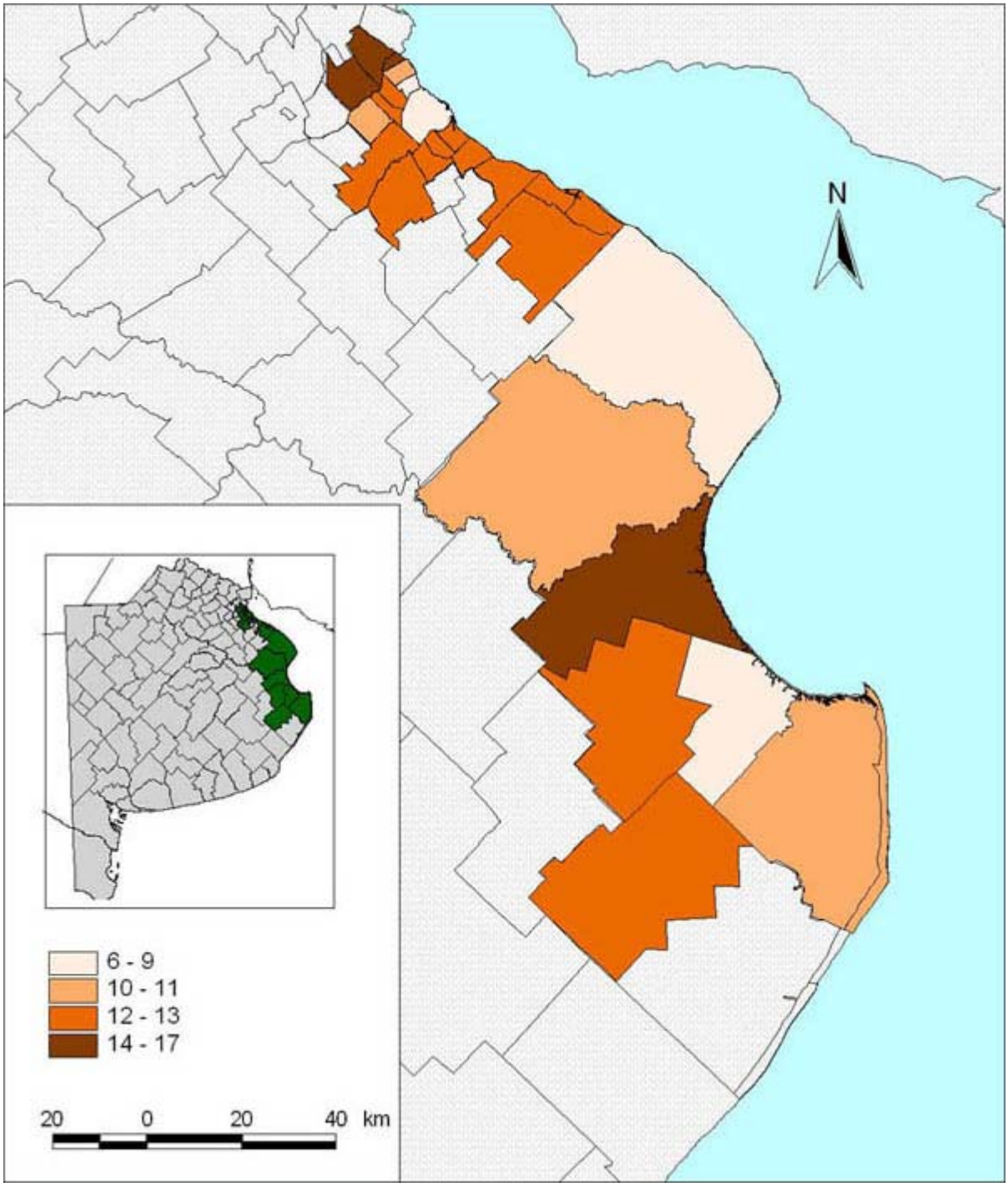


Fig. 3. Subíndice de calidad de vida del índice de vulnerabilidad social estructural

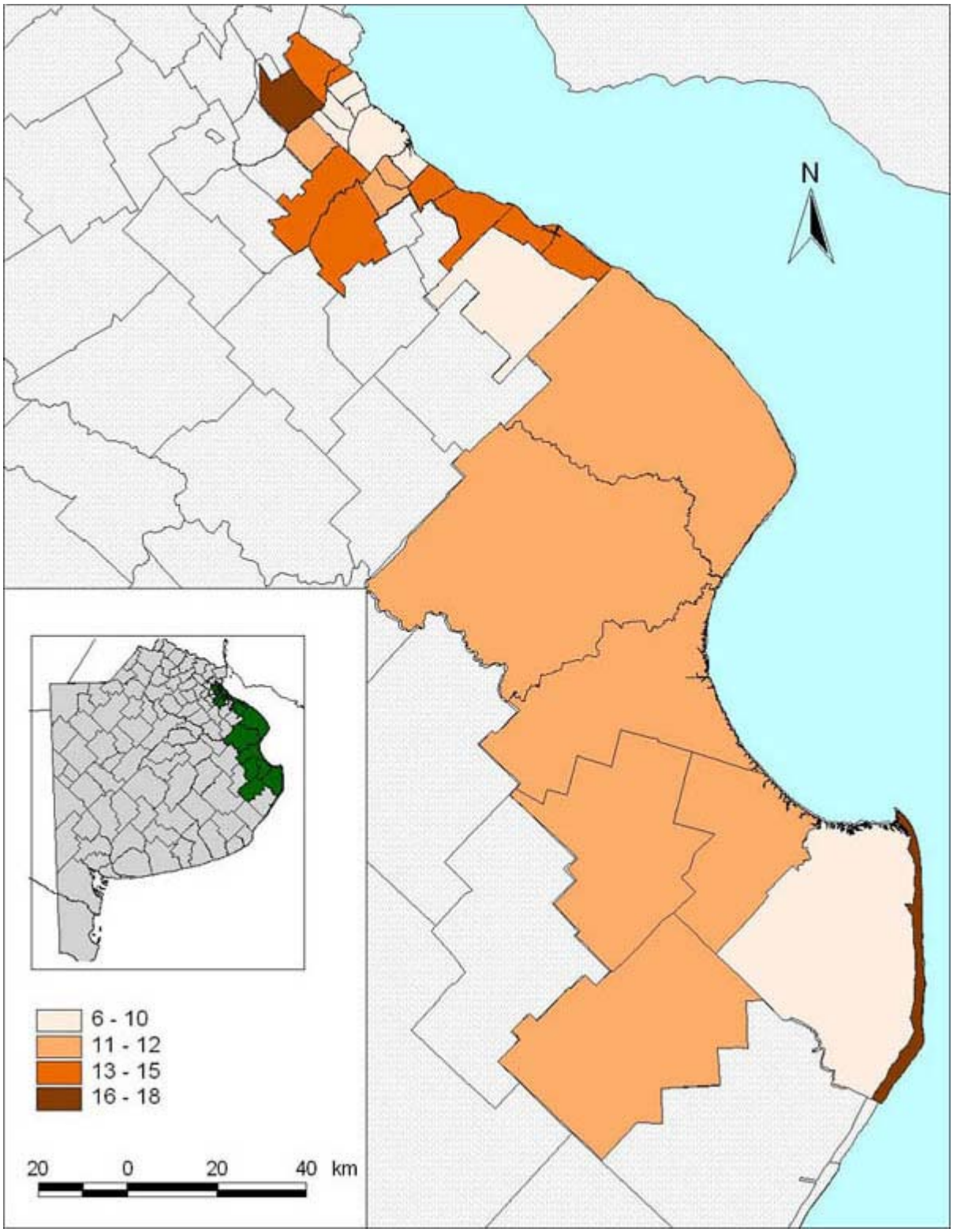


Fig. 4. Subíndice de producción y actividad económica del índice de vulnerabilidad social estructural

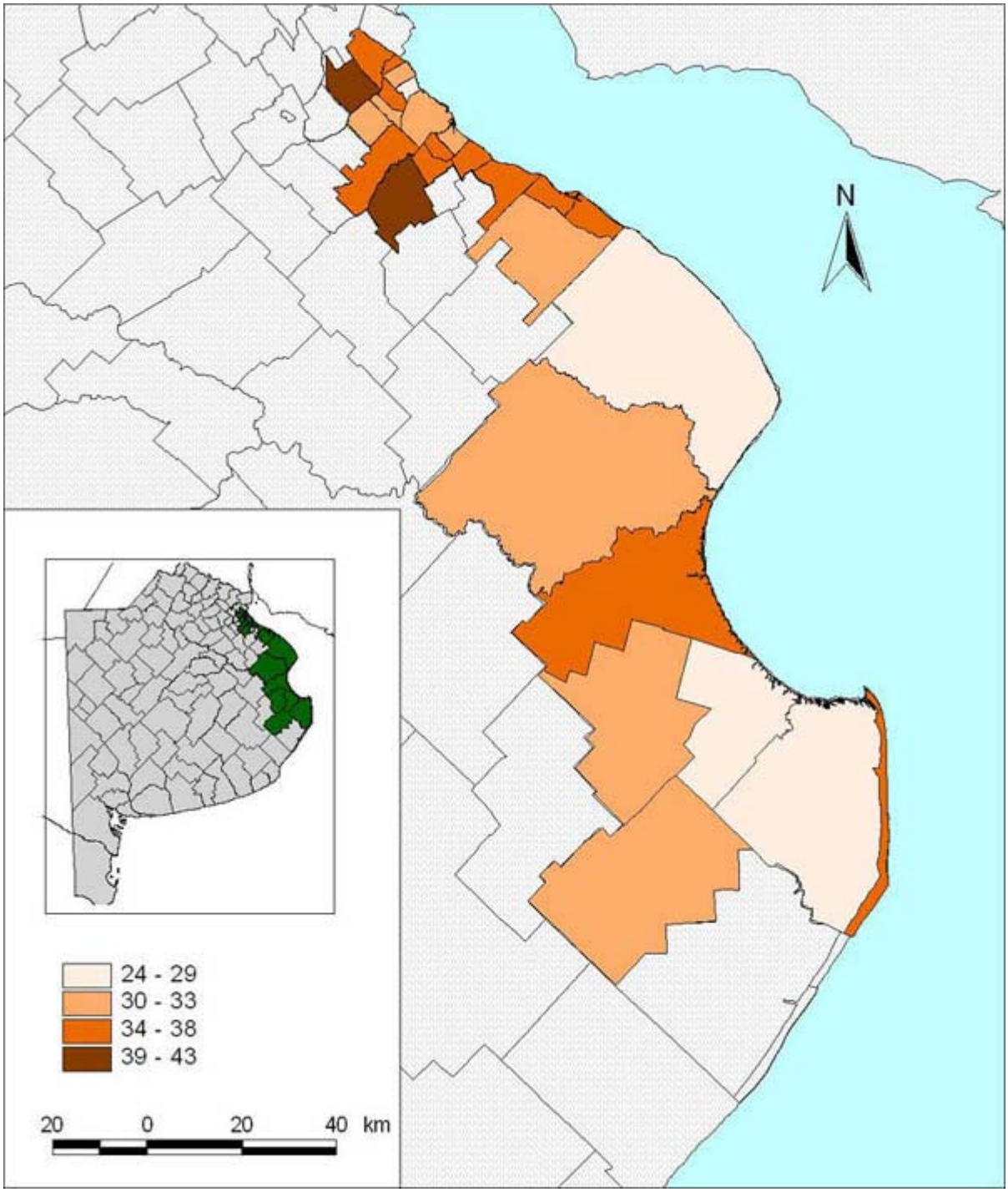


Fig. 5. Índice de vulnerabilidad social estructural

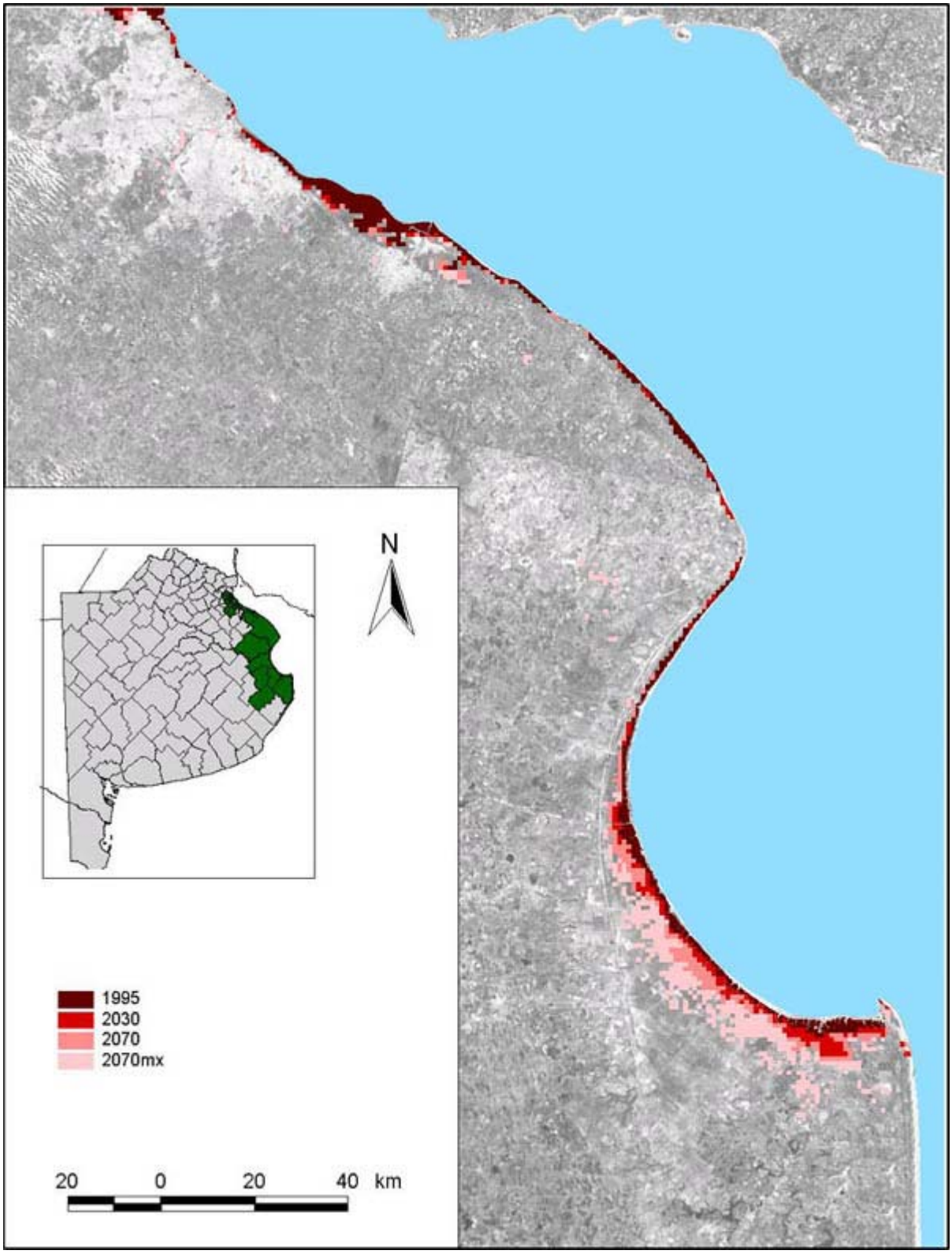


Fig. 6. Área inundada con una recurrencia media esperada de un año

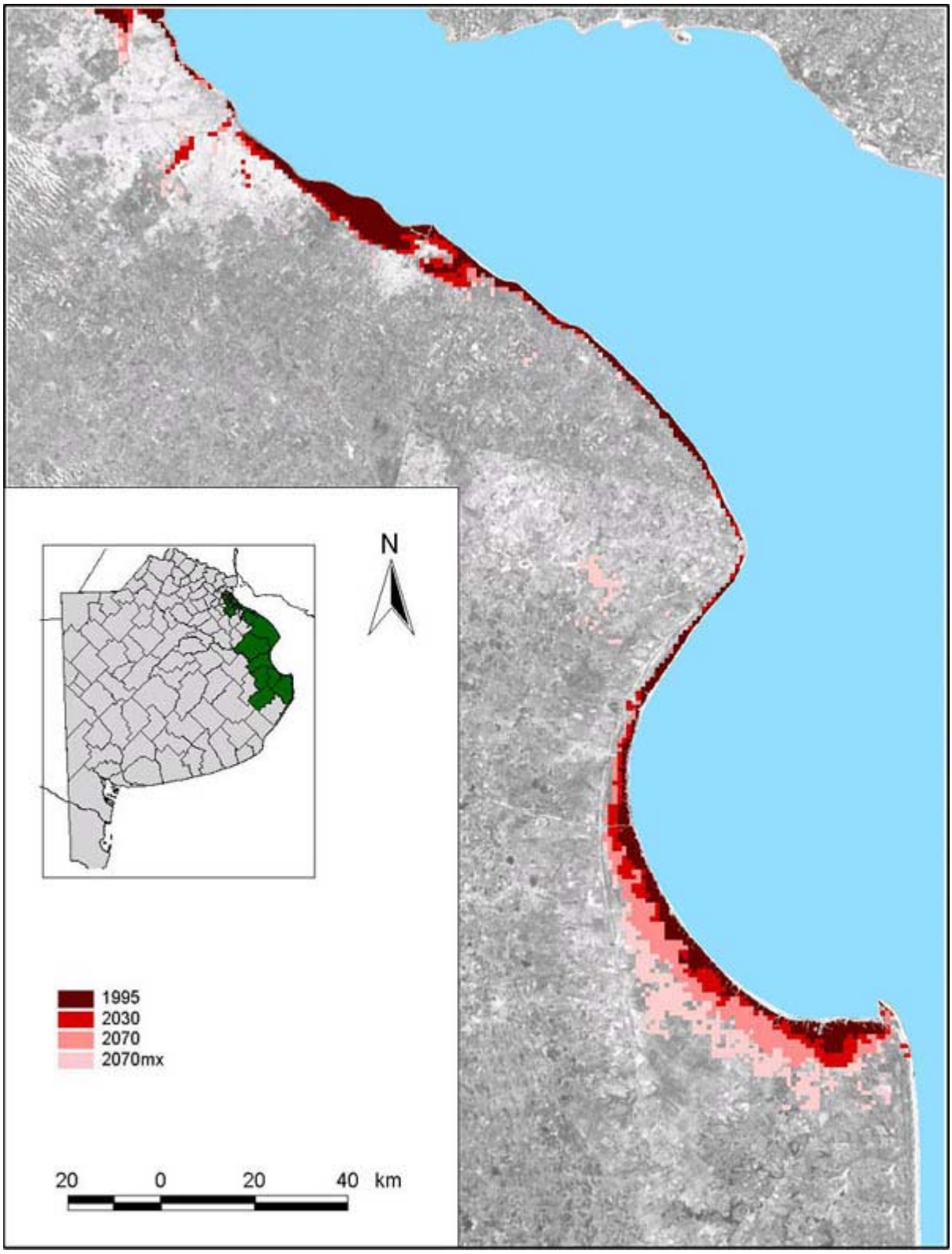


Fig. 7. Área inundada con una recurrencia media esperada de cinco años

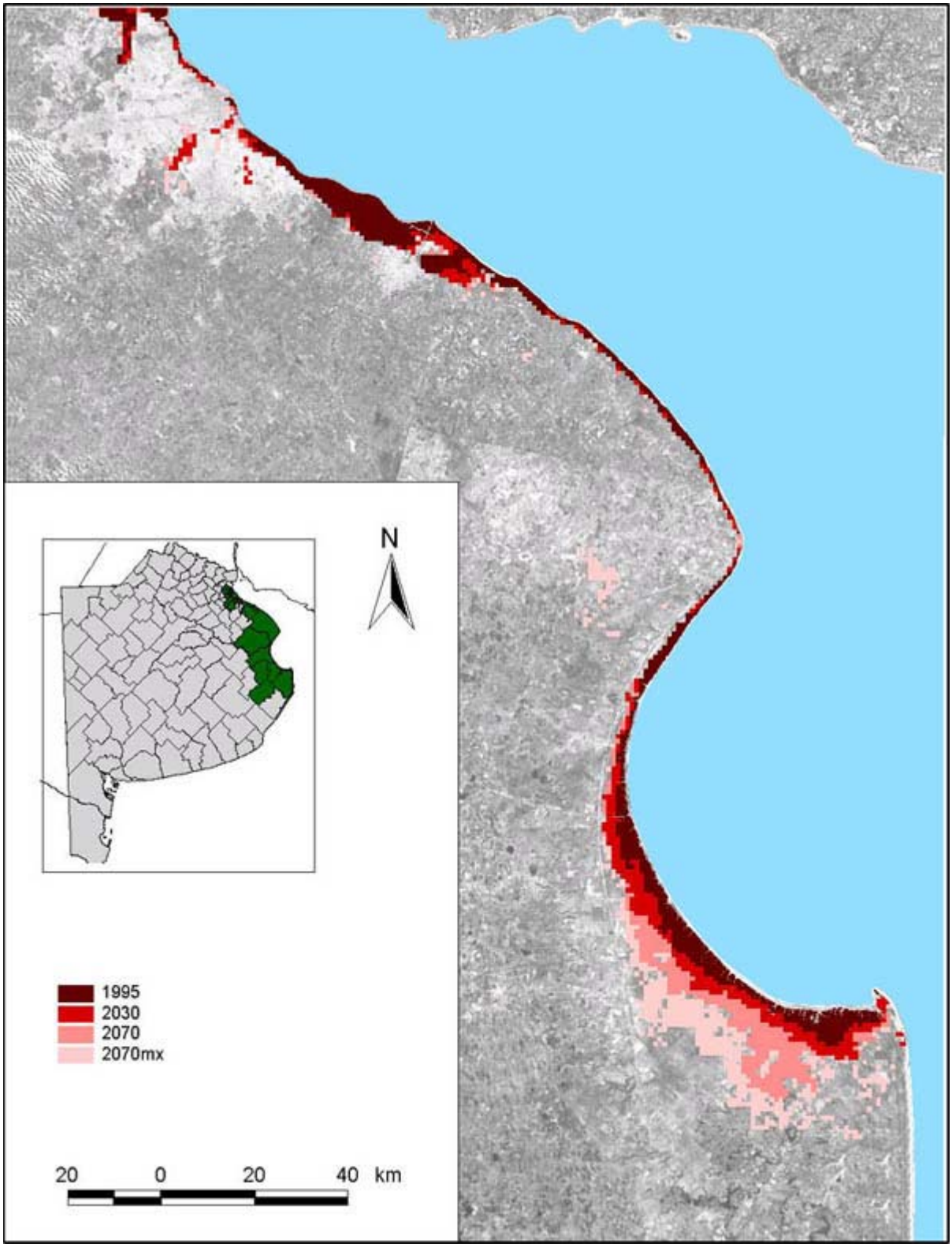


Fig. 8. Área inundada con una recurrencia media esperada de diez años

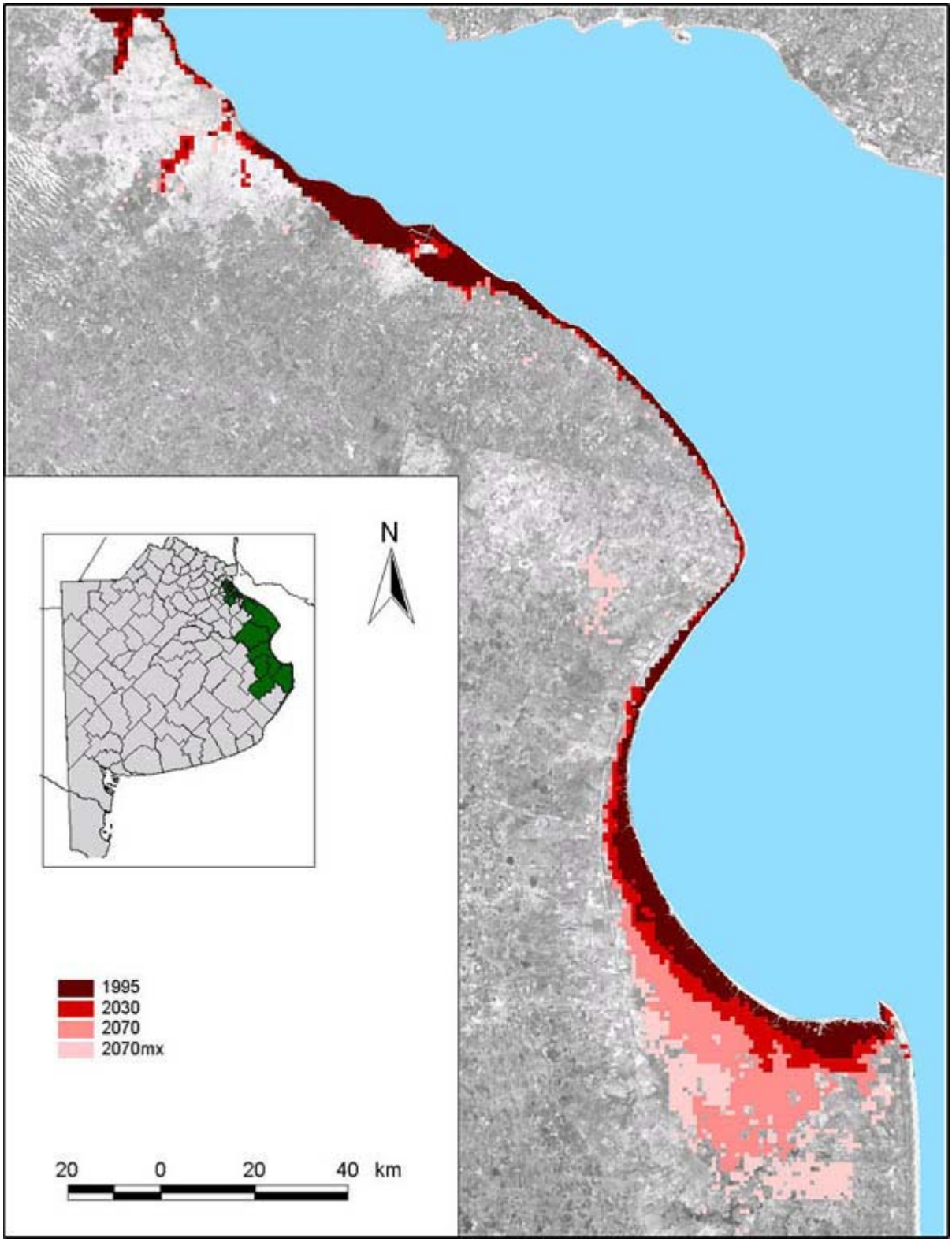


Fig. 9. Área inundada con una recurrencia media esperada de veinte años

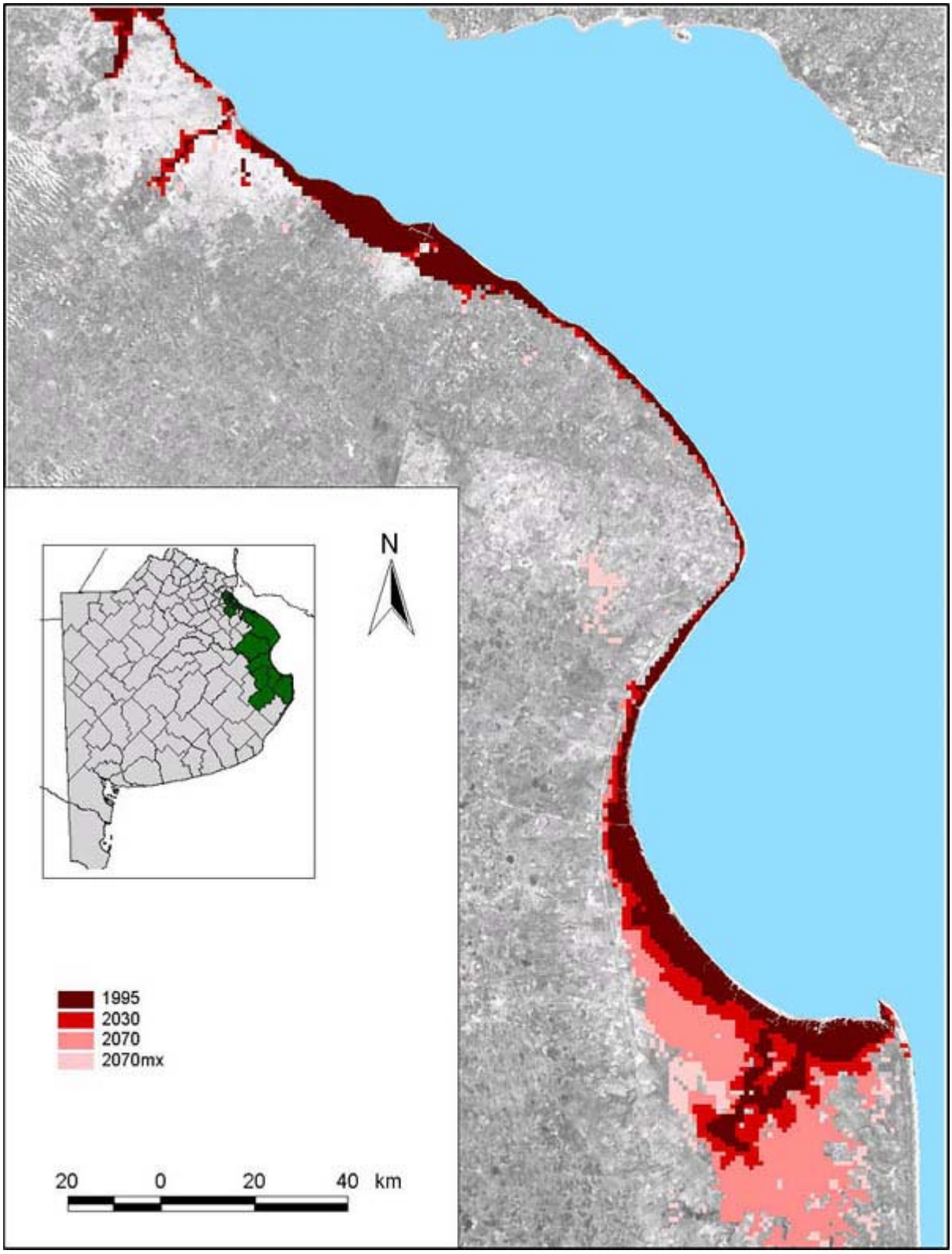


Fig. 10. Área inundada con una recurrencia media esperada de cincuenta años

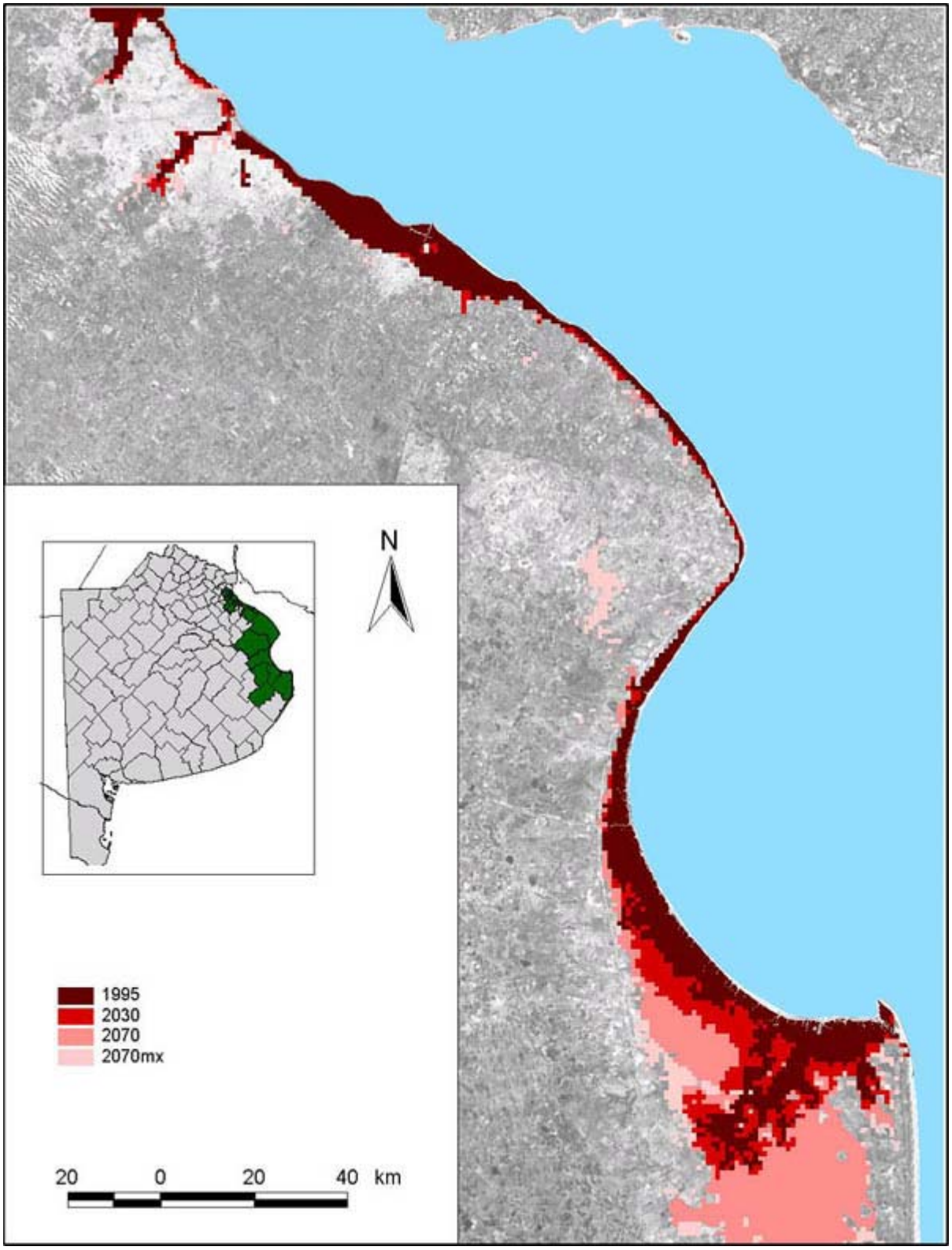


Fig. 11. Área inundada con una recurrencia media esperada de cien años

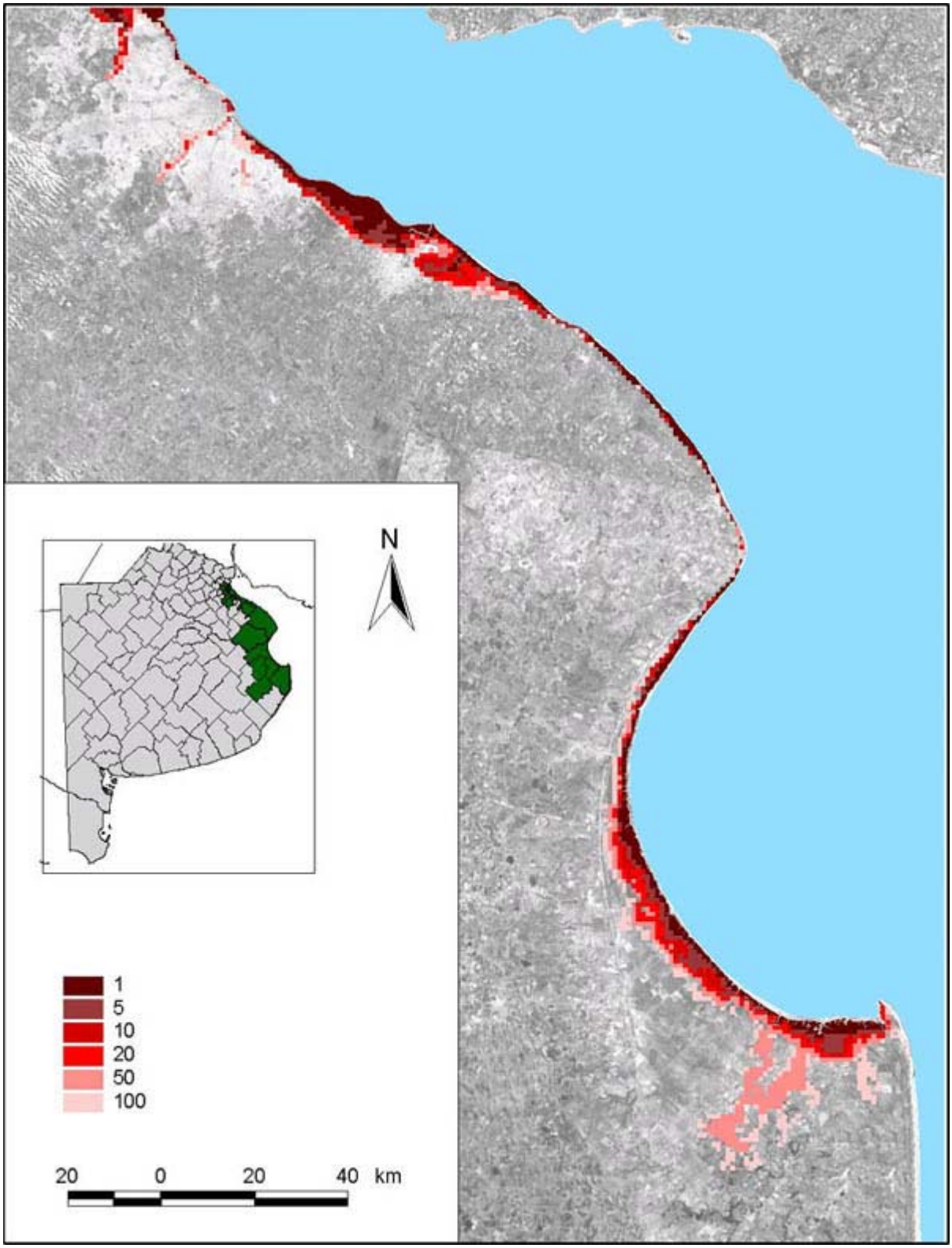


Fig. 12. Área inundada en la actualidad con las recurrencias indicadas en años

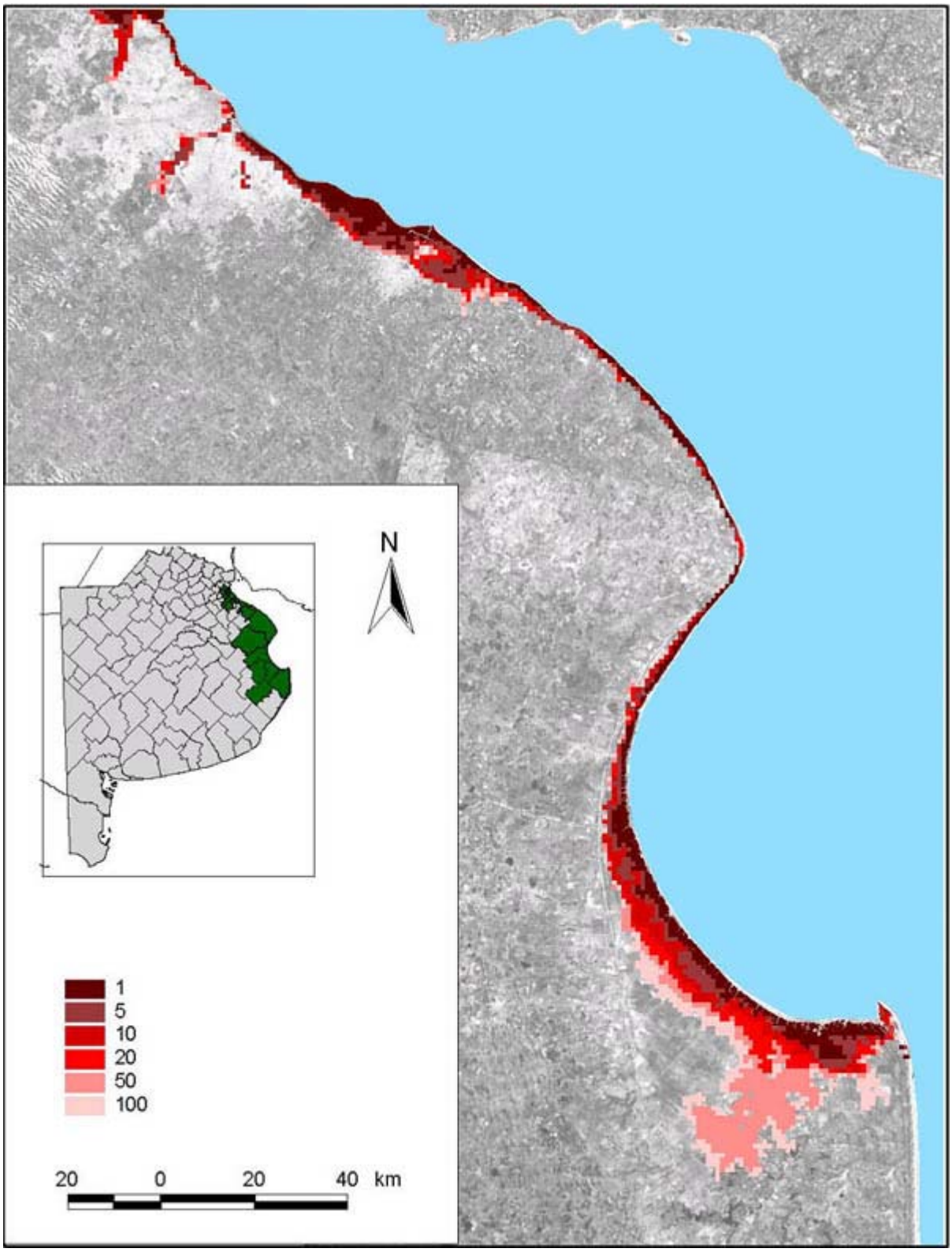


Fig. 13. Área inundada en escenario 2030 con las recurrencias indicadas en años

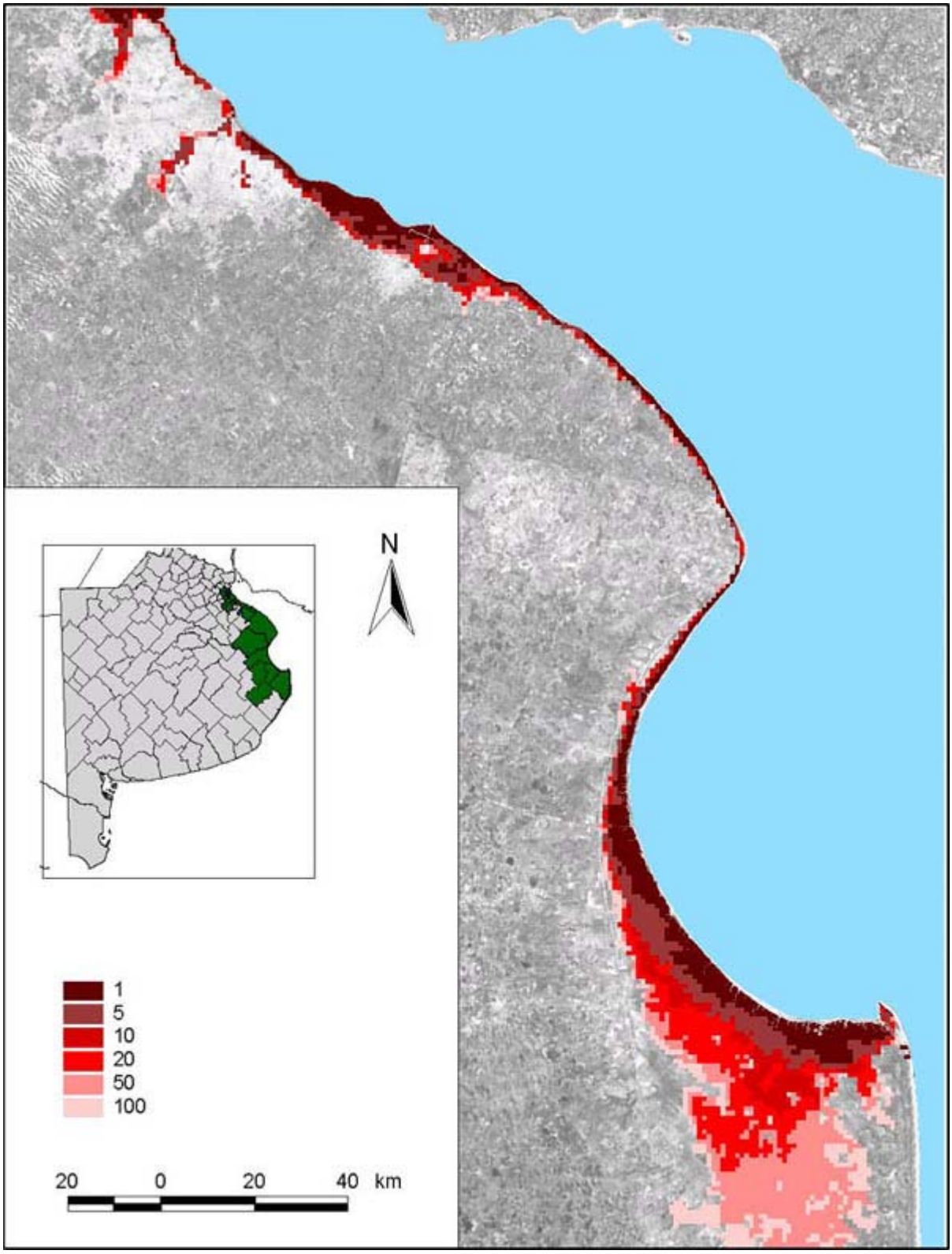


Fig. 14. Área inundada en escenario A2 2070 con las recurrencias indicadas en años

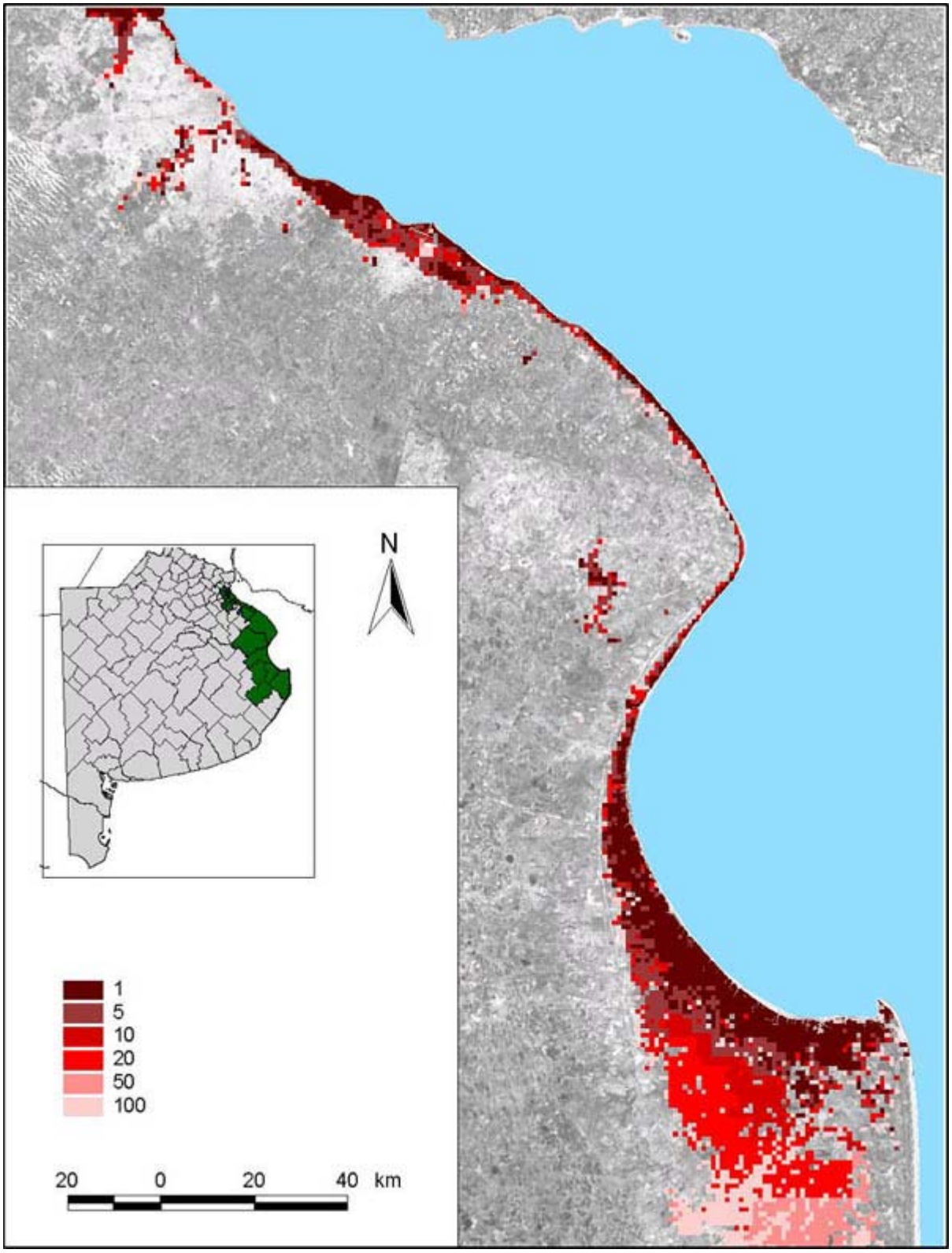


Fig. 15. Área inundada en escenario 2070 con aumento de 40 cm en el nivel del mar. Las recurrencias están indicadas en años

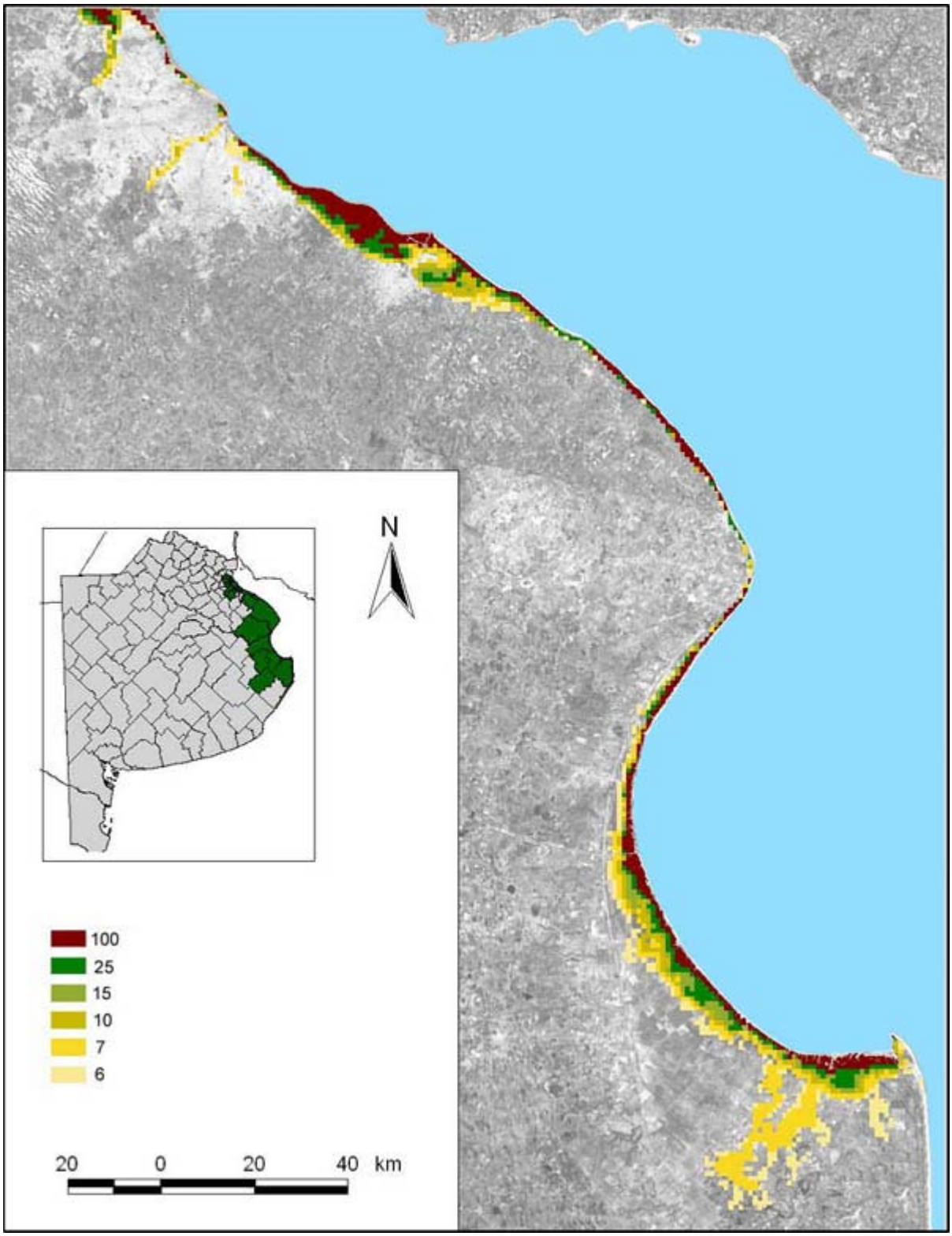


Fig. 16. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario actual

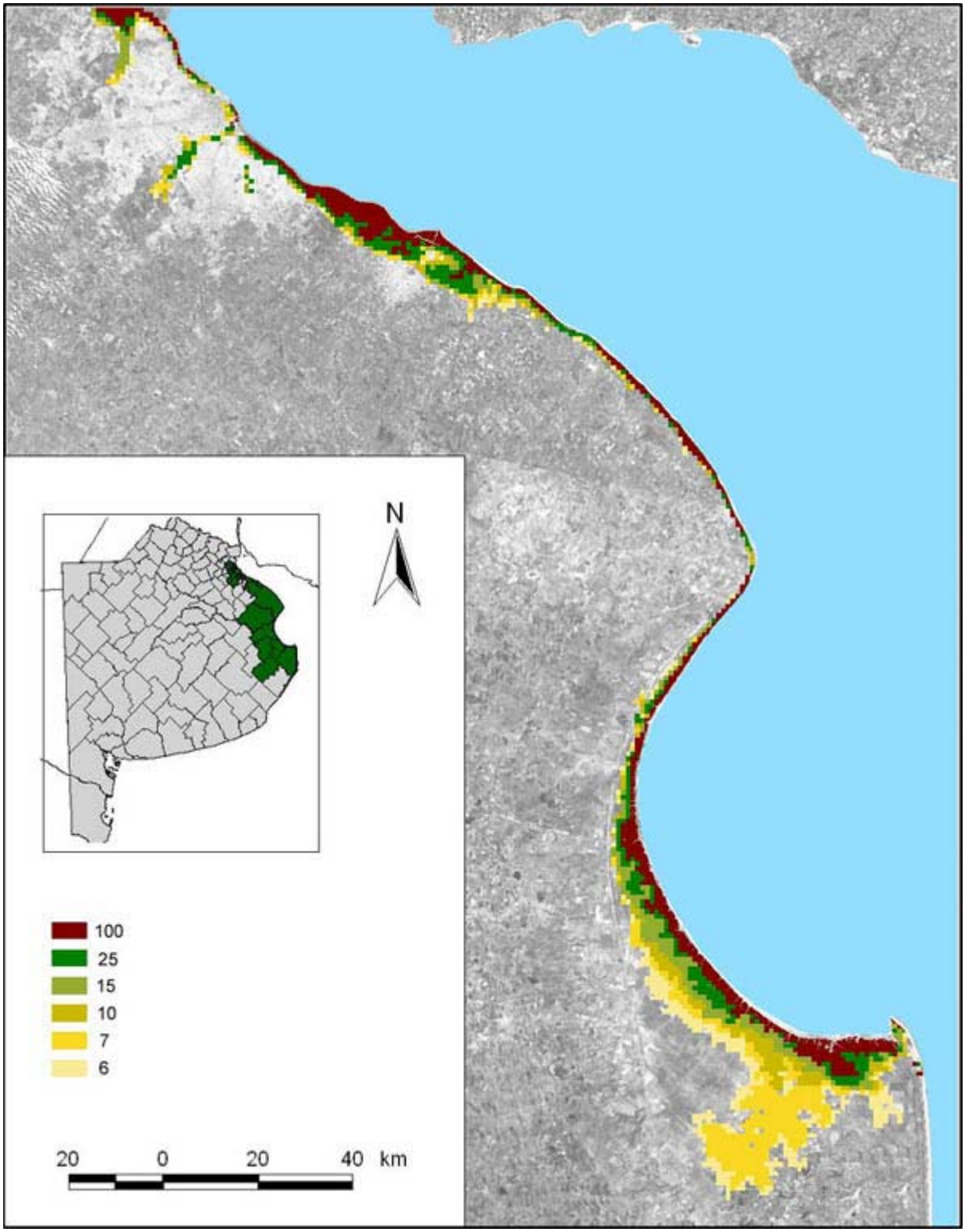


Fig. 17. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario 2030

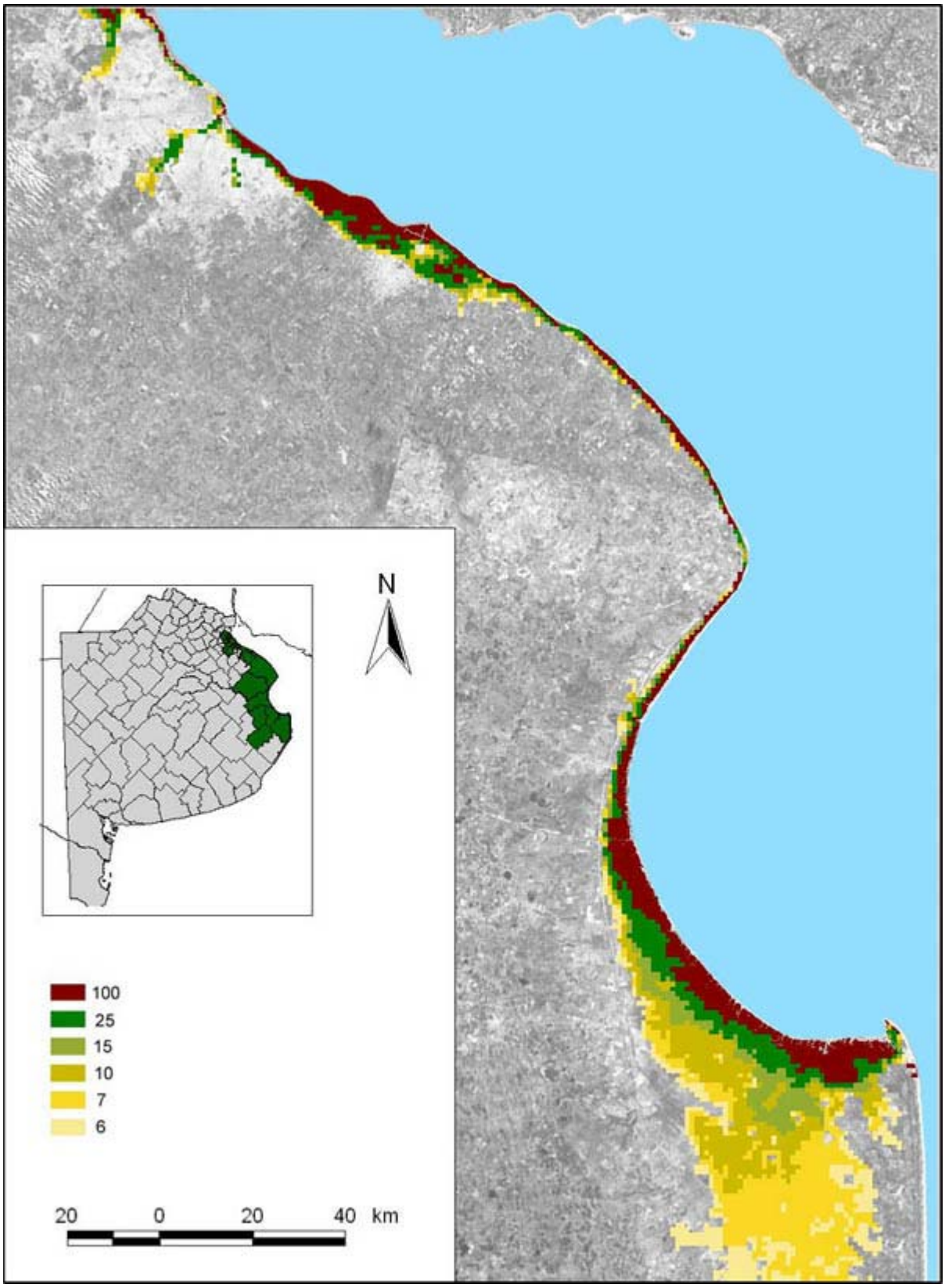


Fig. 18. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario A2 2070

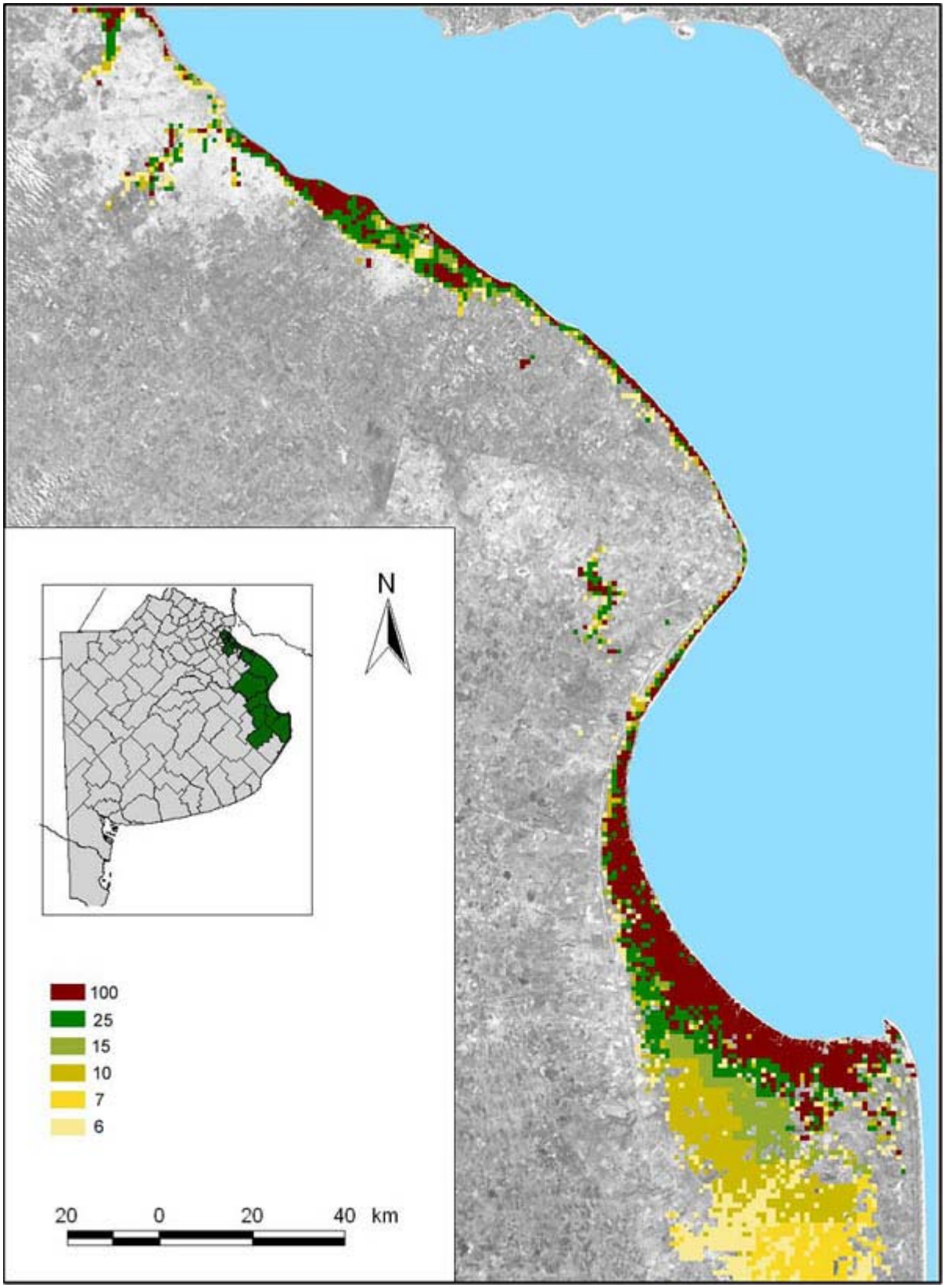


Fig. 19. Índice de exposición a las inundaciones. Escenario 2070 con aumento de 40 cm del nivel del mar

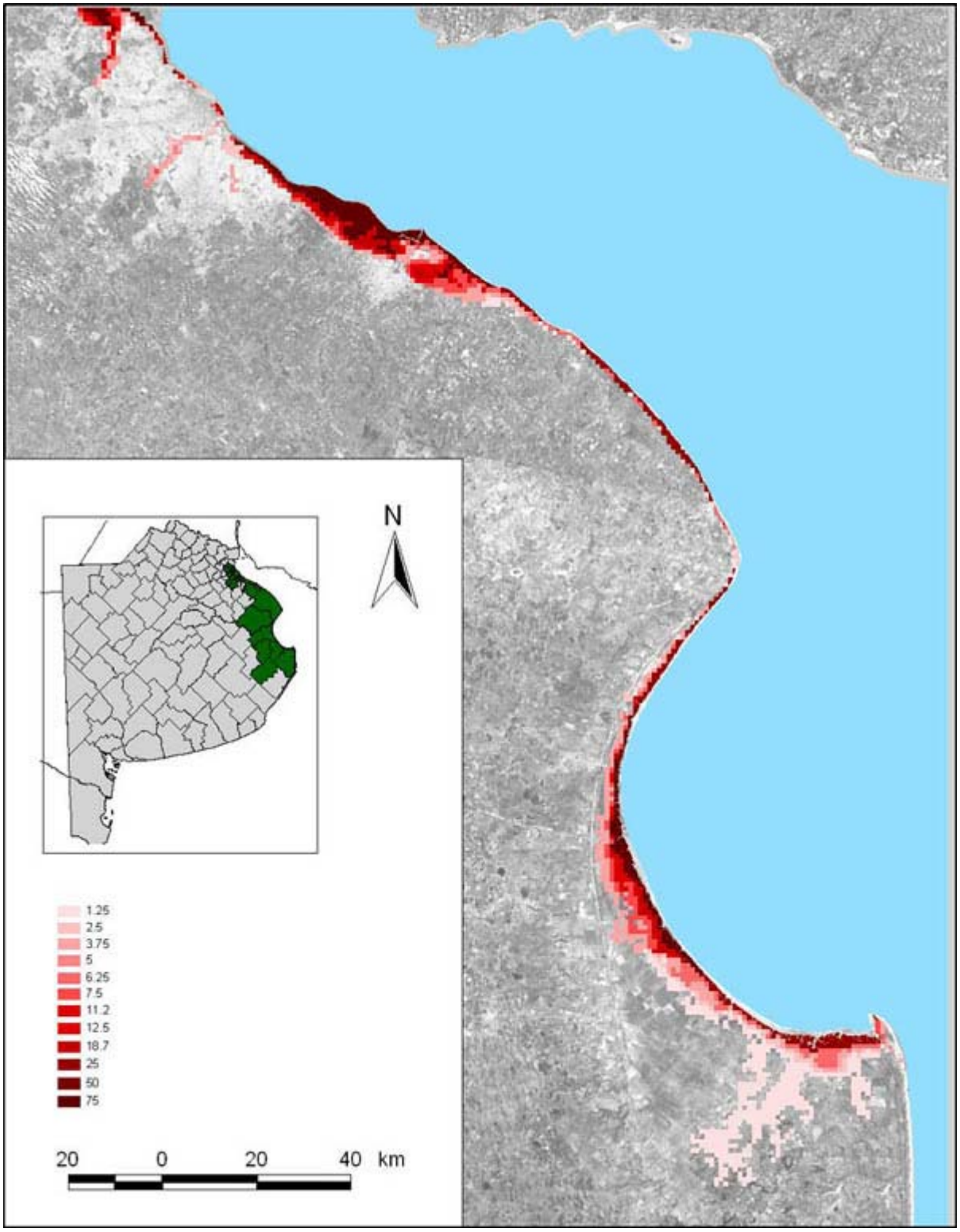


Fig. 20. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario actual

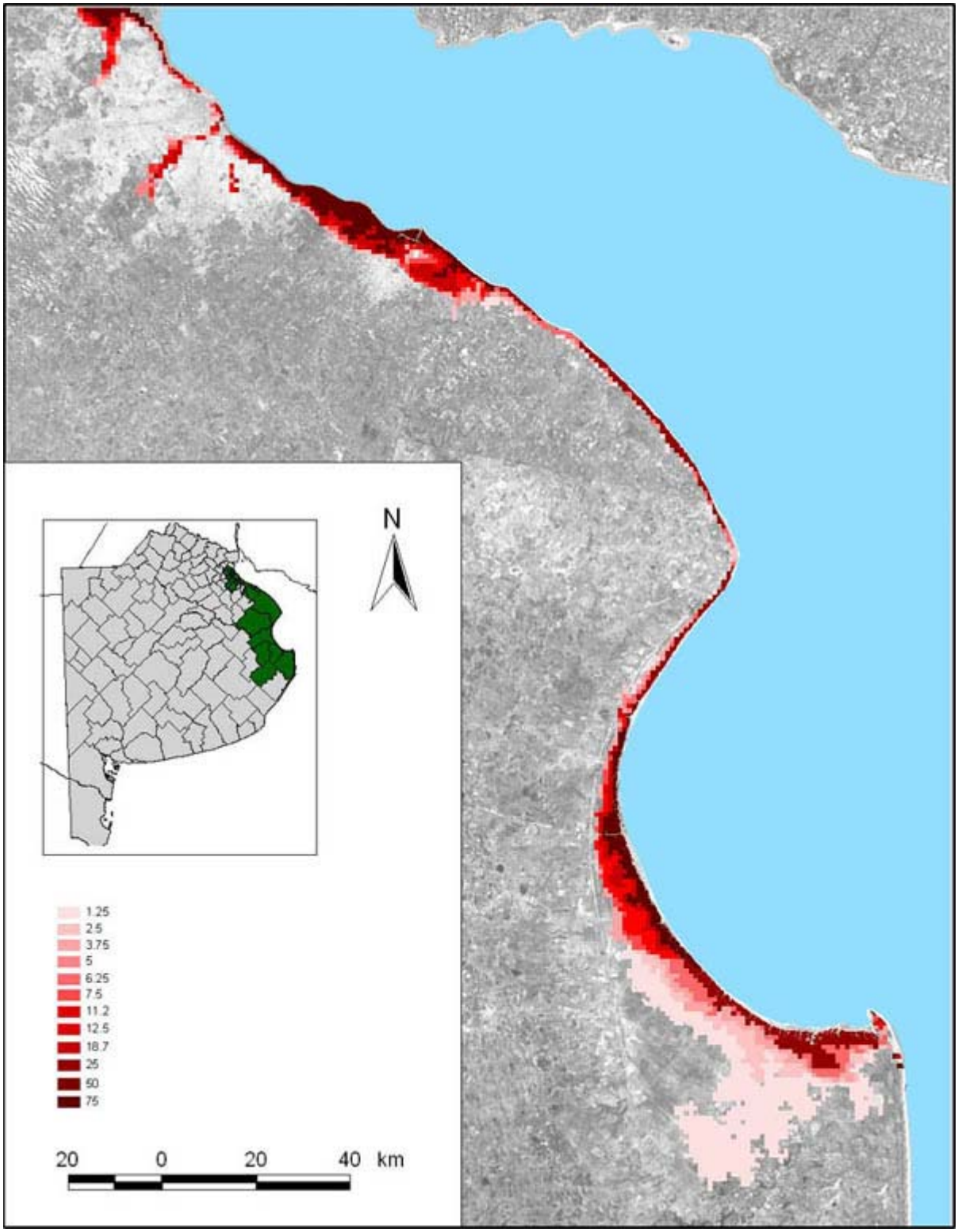


Fig. 21. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2030

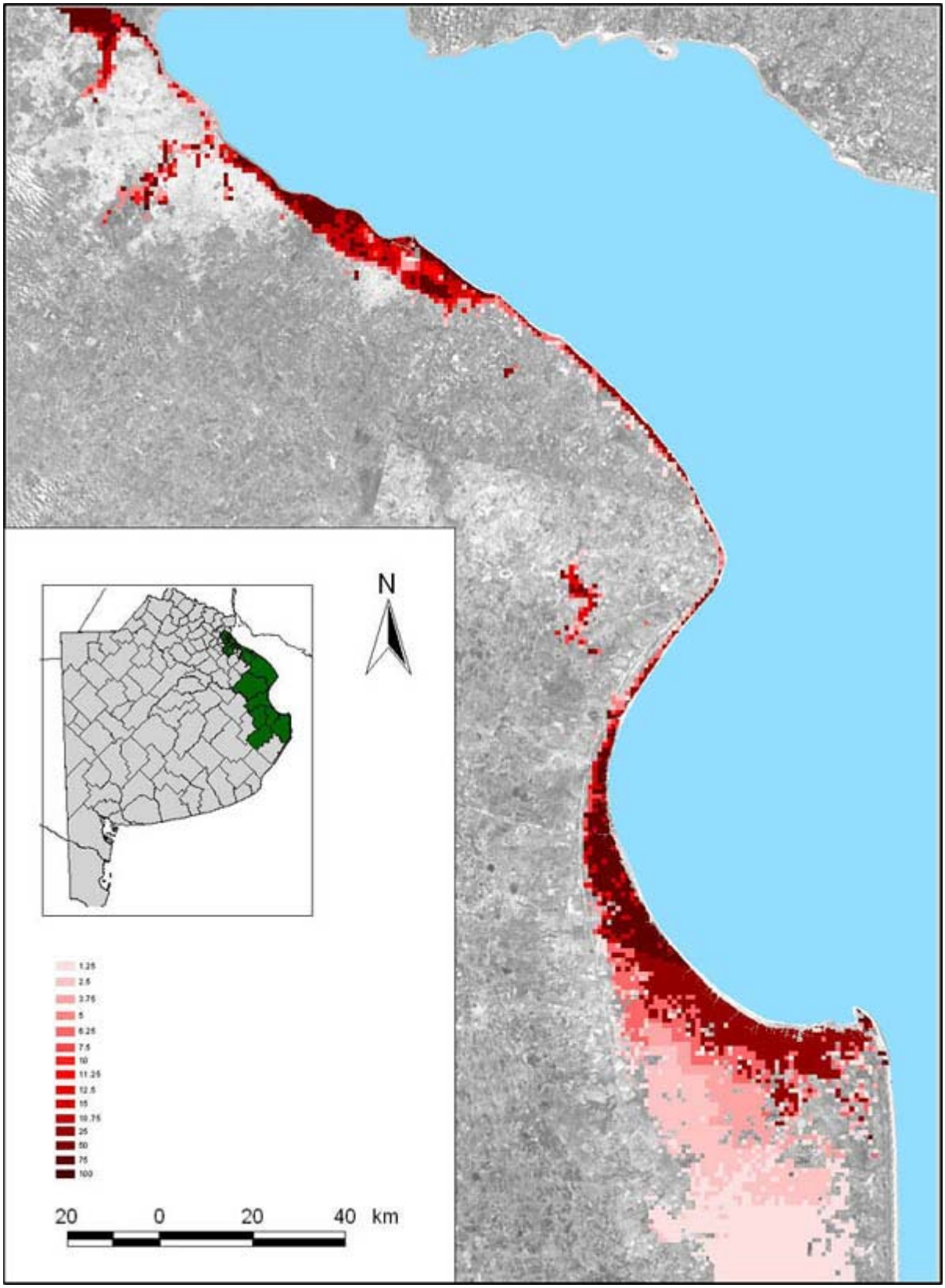


Fig. 22. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2070 con aumento de 40 cm en el nivel del mar

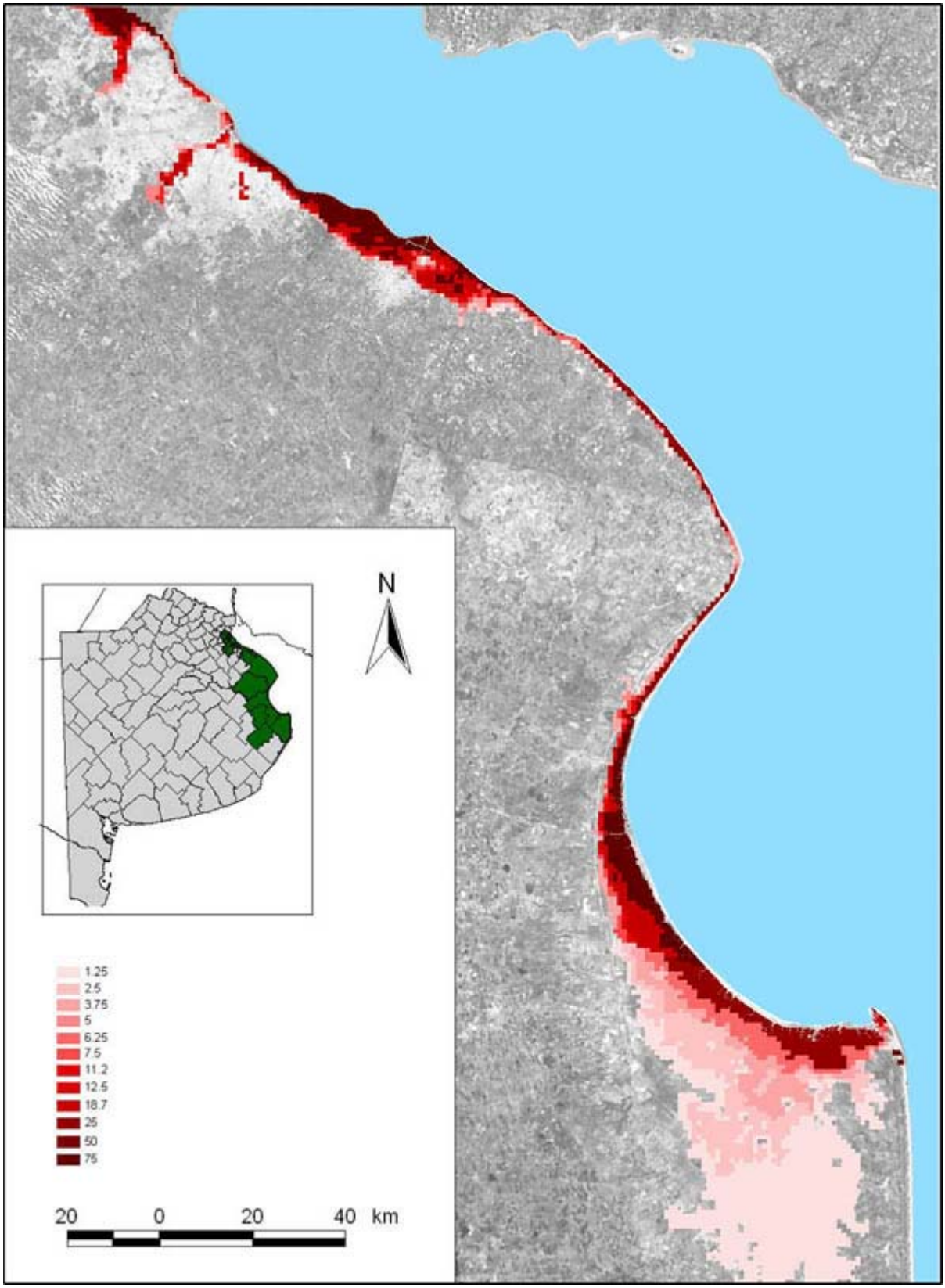


Fig. 23. Índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario A2 2070

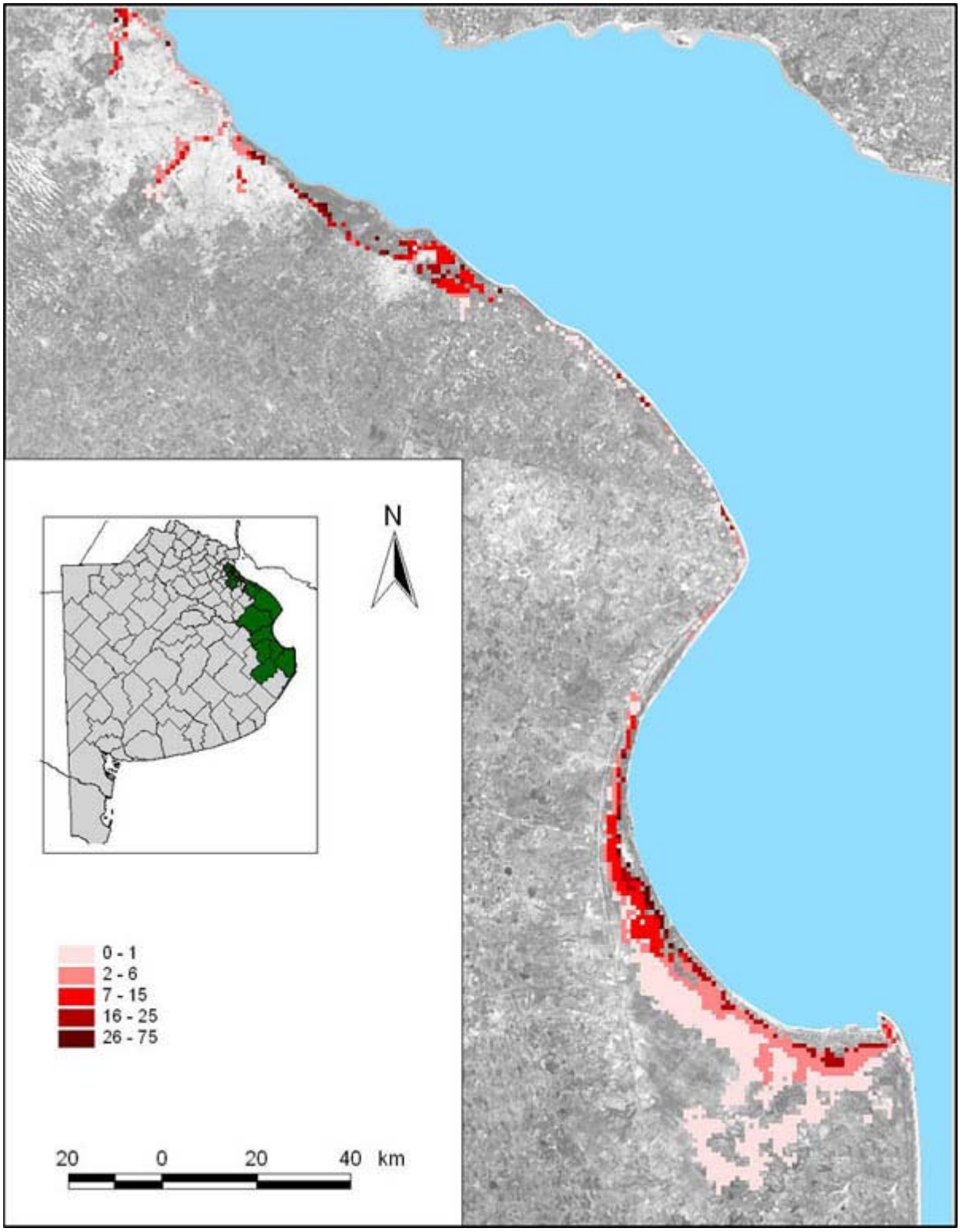


Fig. 24. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2030 – actual

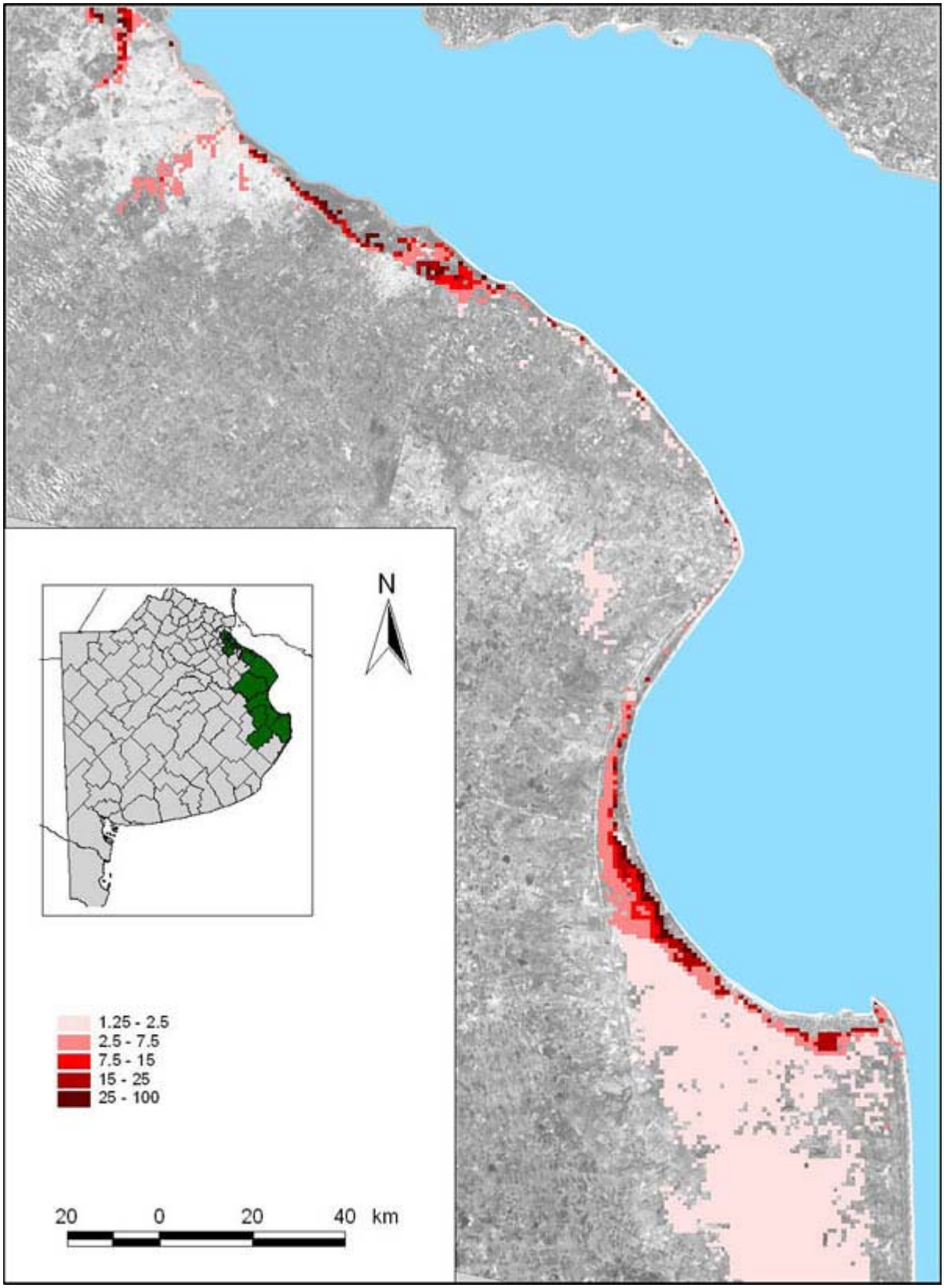


Fig. 25. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario A2/2070 – actual

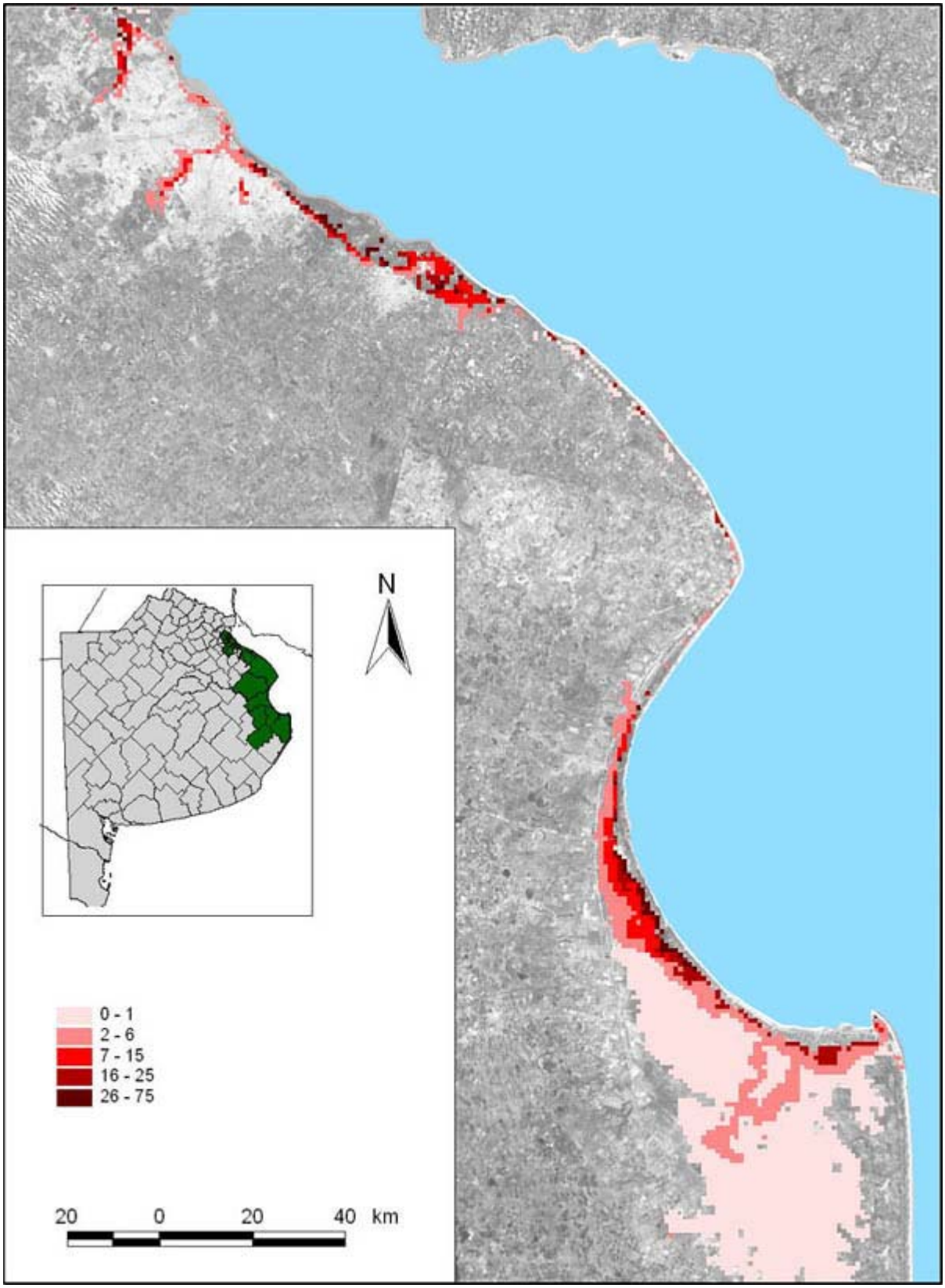


Fig. 26. Diferencia del índice de vulnerabilidad social a las inundaciones. Escenario 2070 con aumento de 40 cm del nivel del mar – actual

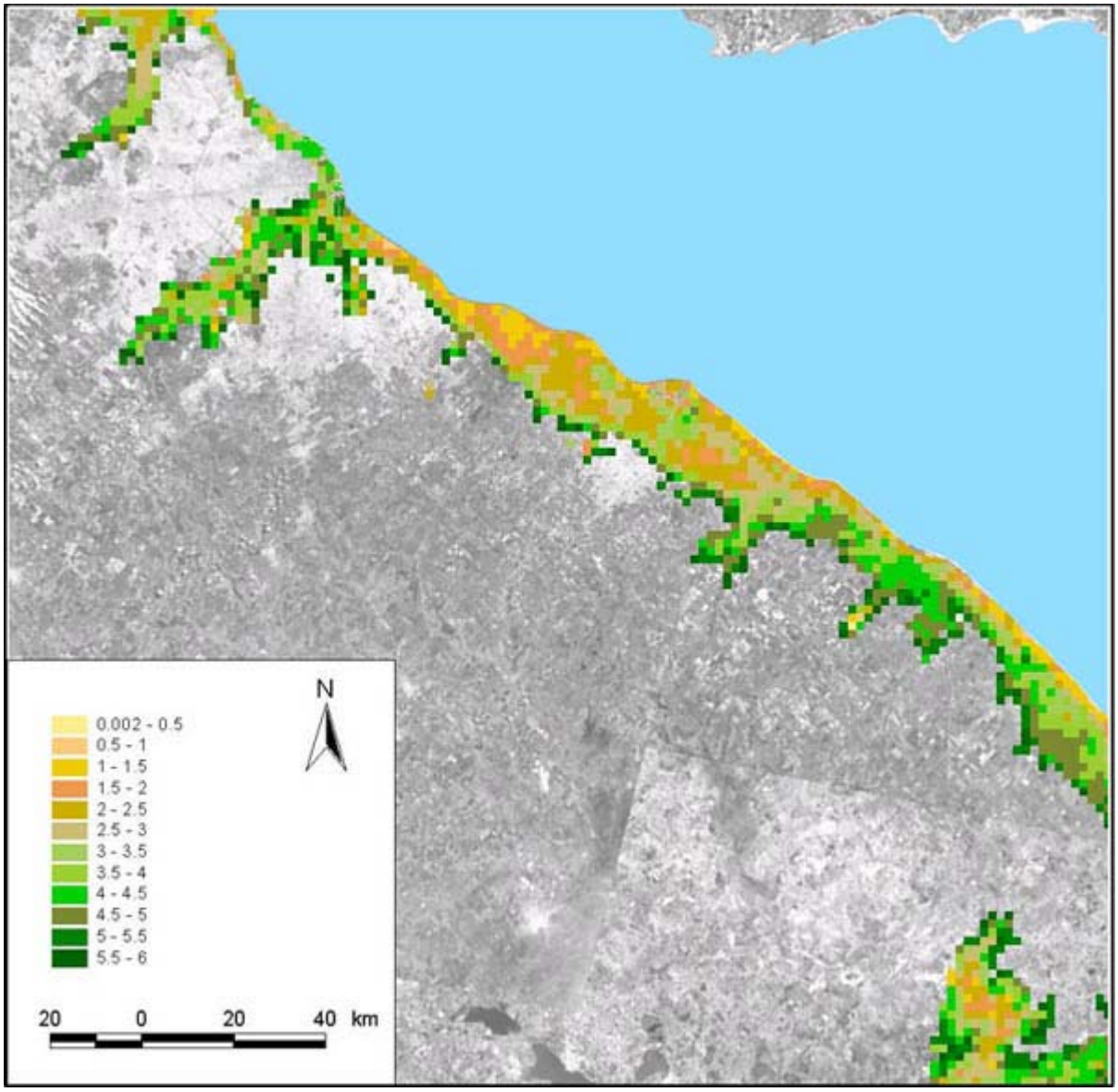


Fig. 27. Topografía zona norte

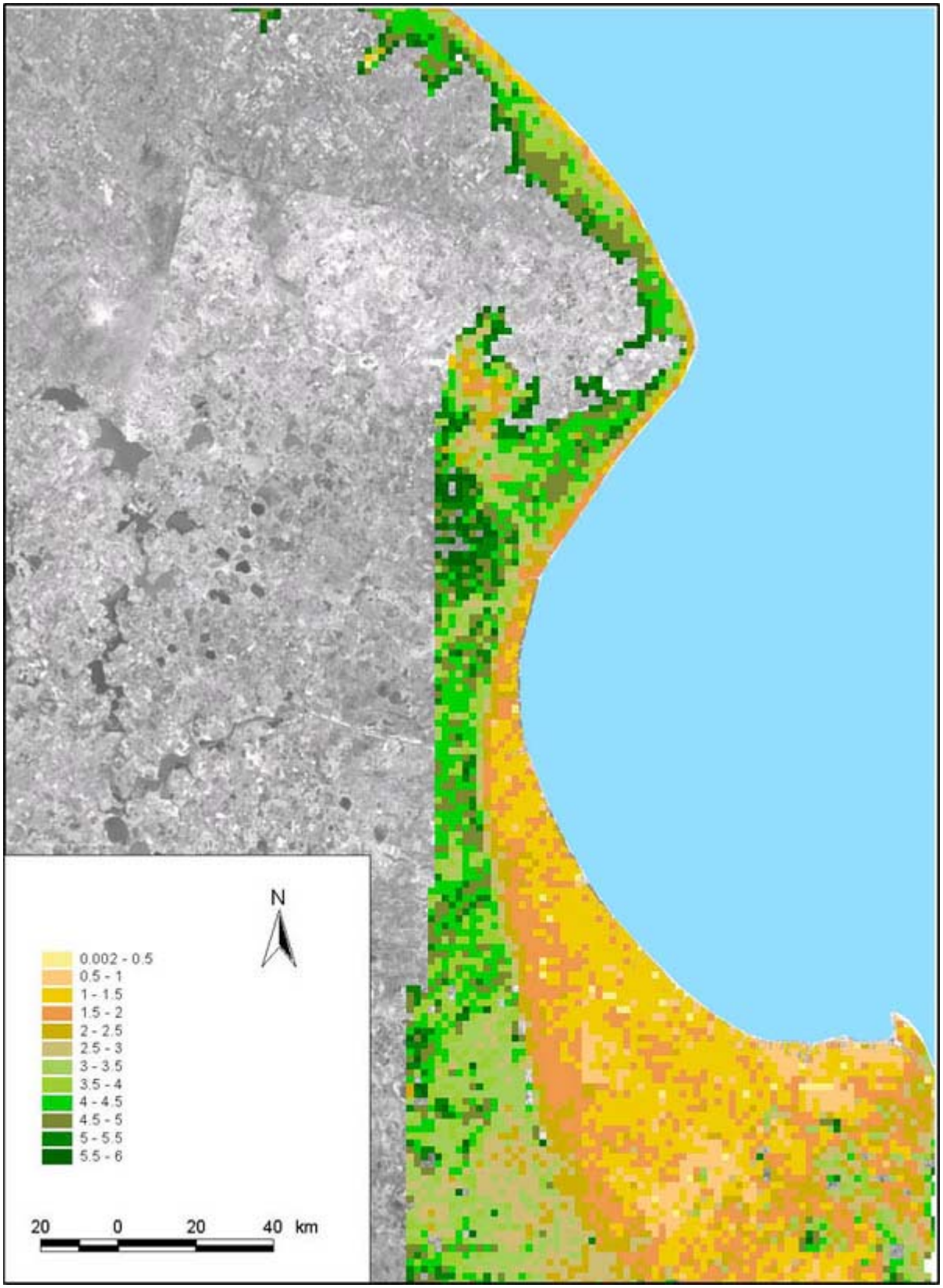


Fig. 28. Topografía zona sur

Fig. 29. Tabla de uso de suelos

Zona norte

A	Agricultura
AE	Aeródromo-Aeroparque
ANP	Admin. Nacional de Puertos
C	Countries
EV	Espacios verdes
F	Forestal
FH	Fruticultura
H	Horticultura
I	Zona industrial
M	Zona militar
P	Zona portuaria
Q	Ganadería
QC	Quintas
REC	Zona recreativa
U	Urbana
UQ	Urbano quintas
VN	Vegetación natural
VNZH	Vegetación natural zonas húmedas
ZH	Zonas Húmedas

Zona sur

A	Agricultura
G	Ganadería
F	Forestal
U	Zona urbana
ZH	Zona anegadiza
VNZH	Vegetación natural zona anegadiza
CS	Vegetación natural y cultivos
SD	Suelo desnudo

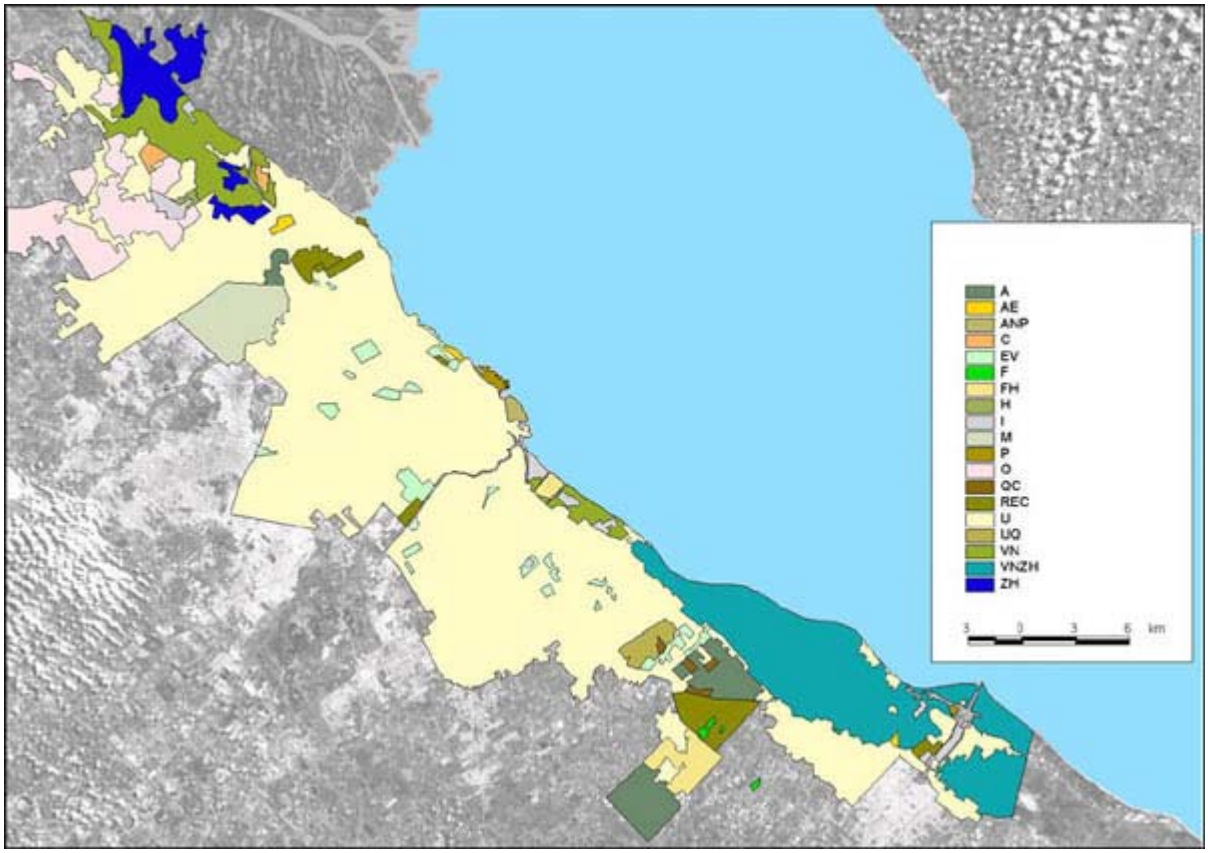


Fig. 30. Uso del suelo zona norte (ver tabla Fig. 29)

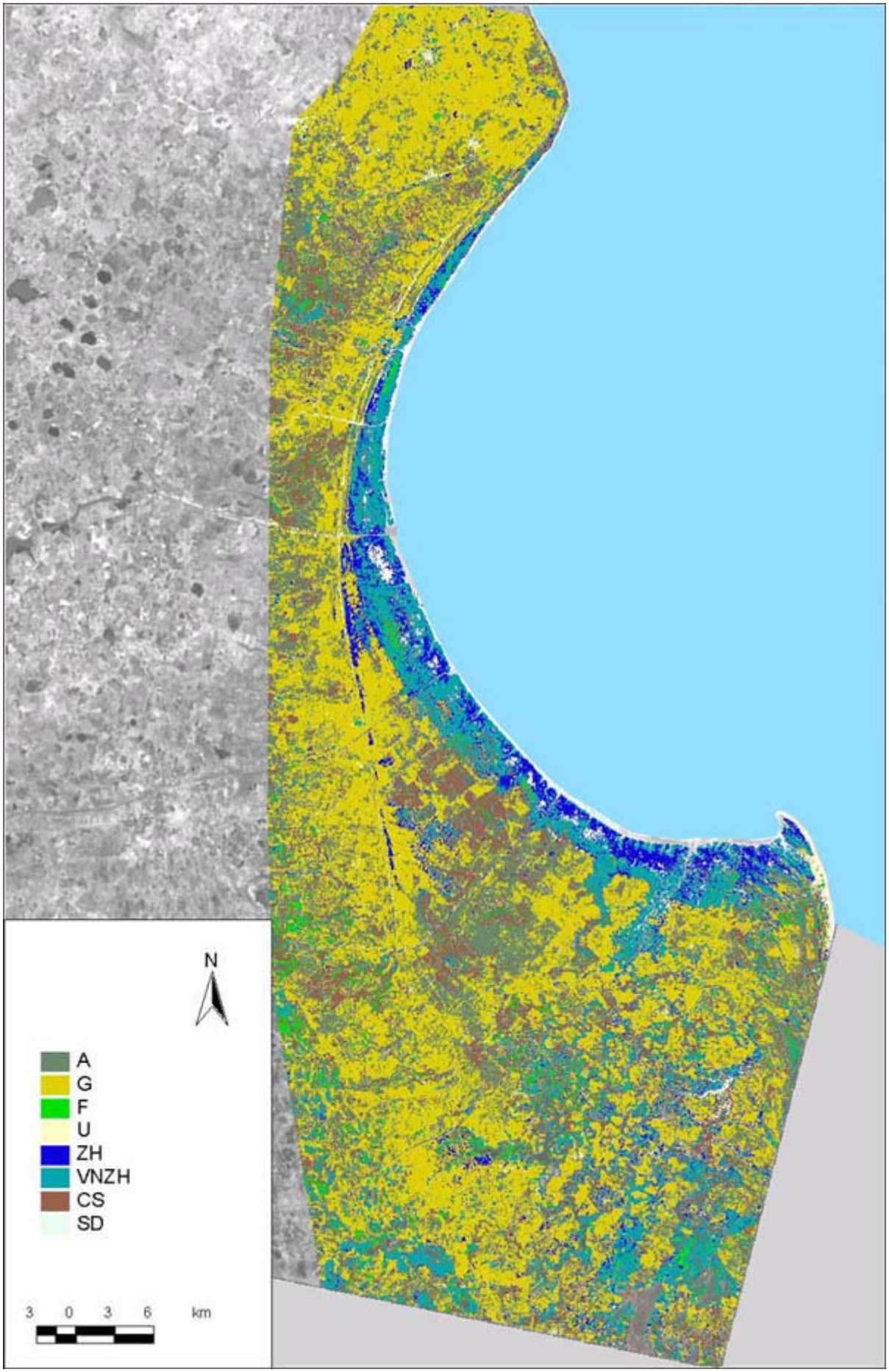


Fig. 31. Uso del suelo zona sur - Bahía de Sanborombón (ver tabla Fig. 29)

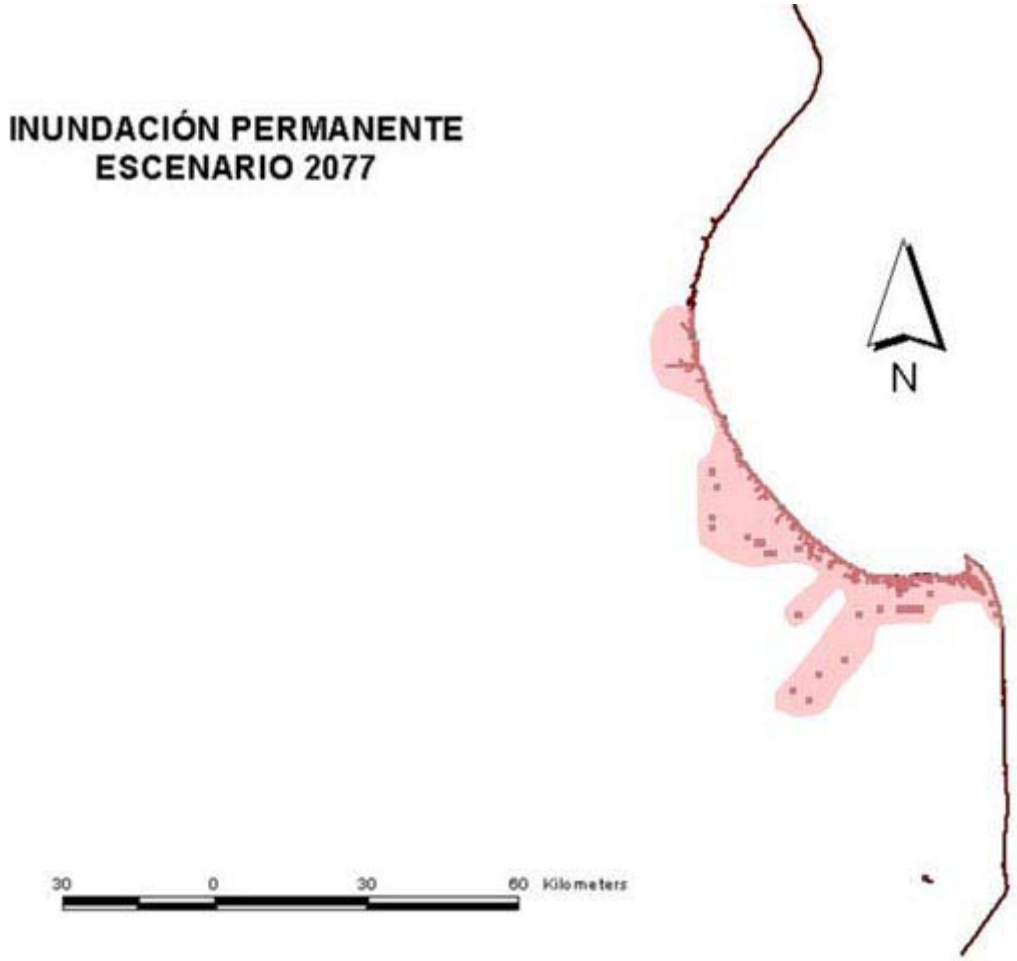


Fig. 32. Área de inundación permanente escenario A2 2070