

Universidad Nacional de La Plata

Facultad de Ciencias Naturales y Museo

Tesis Doctoral

**GEOMORFOLOGÍA Y MORFODINÁMICA DE LA PLANICIE
ALUVIAL DEL RÍO PARANÁ EN SU TRAMO MEDIO**

Lic. Carlos Guillermo Ramonell

Director: Dr. Edgardo Manuel Latrubesse

Co-Director: Dr. Martín Adolfo Hurtado

2021

Esta tesis está dedicada a quienes le sacarán provecho y avanzarán, para el bien general, en las investigaciones, enseñanzas o planificaciones sobre este gran río.

Agradecimientos

No voy a pecar de desagradecido con nadie, lo anticipo, ni sumar páginas con nombres propios.

Inicio mis agradecimientos con las instituciones que posibilitaron esta tesis: la Universidad Nacional del Litoral y su Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, y la Facultad de Cs. Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata.

También a la Dirección Nacional de Vías Navegables (DNVN) y a su histórico cuerpo de profesionales, por la generación y cuidado del centenario registro cartográfico sobre el río Paraná. Tengamos presente que la DNVN agoniza hoy luego de haber sido disparada en la sien por los desgobiernos de hombres que descreen, a igual nivel, de la memoria y los bienes del Estado, interrumpiendo por años los relevamientos generales del río; sin dudas ello facilitó que la vasta extensión del Paraná en Argentina (igual a una vez y media la provincia de Tucumán en superficie) sea ahora una Tierra de Nadie entre sus continentes naturales del Chaco, la Pampa y esa pluralidad de paisajes altos diluidos en la “Mesopotamia”, sin un ente que la evalúe (inter o transdisciplinariamente, atendiendo a los progresos de la época), regule y proteja.

En cuanto a agradecimientos personales, se podrá ver en las Referencias Bibliográficas que aparezco de co-autor con quienes hemos trabajado juntos en el Paraná (mucho o poco, local o regionalmente, no importa para la ocasión); a ellos agradezco las instancias de labor, con sus discusiones, paciencias, ayudas, explicaciones y, por encima de todo, emociones (“que son todo lo que tenemos” como le tocó decir a H. K. en “Youth”).

También a quienes trabajaron antes en este gran río; de mi autoría la frase: “es fácil tragar el cuero cuando antes lo masticaron otros”.

A igual nivel agradezco a quienes me crucé académicamente desde que inicié mis estudios en la Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Universidad Nacional de San Luis. Aún residiendo en La Plata, mi co-director de tesis formó parte de ese círculo bien temprano; ni qué hablar de mi director... Ya de manera directa en las circunstancias de la enseñanza o intercambio particular, o indirectamente al repasar recuerdos que conservo casi impecables, de todos aprendí algo, aún de lo humano sino de lo escolástico.

Con nombre y apellido ahora, mi reconocimiento al jurado de esta tesis, los doctores Antonio Cendrero Uceda, R. Osvaldo Gentile y Enrique E. Fucks. Su evaluación compuso una trilogía de profundidad, rigurosidad y cordialidad: un plus de otra enseñanza a la vez de mejorar su contenido.

Y con la mención de la madre de mis hijos y la propia, Picci y Tina, y de mi especial amiga, Marce, agradezco finalmente a quienes han formado e integran mi gran círculo de afectos, justamente por eso de las “emociones...”.

ÍNDICE

RESUMEN	VIII
ABSTRACT	XII
SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS	XIV
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN, RESEÑA DE ANTECEDENTES Y OBJETIVOS	1 – 22
1.1. Reseña de Antecedentes	3
1.2. Objetivos	13
1.3. Referencias Bibliográficas	14
Capítulo 2. VARIABLES GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS REGIONALES DEL TRAMO MEDIO	23 – 117
2.1. Alcances del Capítulo	23
2.2. Variables Geográficas	27
2.2.1. Clima	27
2.2.2. Relieve	30
2.2.3. Hidrografía e Hidrología de Superficie	38
2.2.4. Vegetación	52
2.2.5. Modificaciones Antrópicas del Paisaje	57

2.3. Variables Geológicas.....	62
2.3.1. Marco Regional – Fuentes de los Sedimentos del Tramo.....	62
2.3.2. Estratigrafía – Unidades Sedimentarias en los Laterales del Valle.....	68
2.3.3. Tectónica.....	84
2.3.4. Sedimentos de la Planicie Aluvial.....	92
2.4. Epílogo: Antigüedad de la Planicie Aluvial Actual.....	106
2.5. Referencias Bibliográficas.....	110
Capítulo 3. GEOMORFOLOGÍA Y MORFODINÁMICA DE LA PLANICIE ALUVIAL.....	118-240
3.1. Introducción.....	118
3.2. Materiales y Métodos.....	120
3.3. Albardones de Intracauce y Deltas: elementos geomorfológicos singulares del gran río	123
3.3.1. Albardones de Intracauce (AIC).....	123
3.3.2. Deltas Fluvio-Lagunares.....	167
3.4. Unidades Geomorfológicas de la Planicie Aluvial.....	187
3.4.1. La Cartografía Geomorfológica de la Planicie.....	187
3.4.2. Mapa de Unidades Geomorfológicas del río Paraná en su Tramo Medio.....	188
3.4.3. Unidades Geomorfológicas y Procesos Morfodinámicos Actuales.....	218

3.5. Epílogo: Los Cauces Secundarios del Río Paraná.....	225
3.5.1. Propuesta de Clasificación de Cauces Secundarios (CS).....	231
3.6. Referencias Bibliográficas.....	234
Capítulo 4. RECAPITULACIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..	241 – 253
4.1. Recapitulación.....	241
4.2. Conclusiones.....	244
4.3. Recomendaciones.....	251
ANEXOS	
Anexo A. Faja de divagación histórica del cauce principal del río Paraná en la última centuria.....	254 – 264
Anexo B. Evaluación de propagación de crecidas en el tramo medio. Aspectos metodológicos y resultados complementarios.....	265 – 275
Anexo C. Registros de perforaciones antecedentes y realizadas por el autor en el tramo medio.....	276 – 317
Anexo D. Registros de variedades de cambios morfológicos históricos en CS del tramo medio.....	318 – 331
Anexo E. Distribución espacial de sedimentos del lecho y en transporte del río entre los ejes Cerrito (km 640) – A° Leyes y Paraná (km 601) – Santa Fe.....	332 – 338

RESUMEN

Esta tesis trata sobre la geomorfología y morfodinámica del río Paraná, uno de los 10 ríos más importantes del mundo valorados según el caudal. El estudio se concentró en la planicie aluvial que posee en su tramo medio, entre la confluencia del río Paraguay (km 1240 de la ruta de navegación) y el área en que se empiezan a reconocer las morfologías litorales de la ingresión marina del Holoceno medio, en los alrededores de Rosario (km 420). La planicie afectada por las crecidas ordinarias tiene hasta allí 18.180 km² de superficie, y el área estudiada fue ligeramente mayor.

El río fue objeto de numerosos estudios temáticos desde comienzos del siglo pasado, orientados principalmente a establecer la dinámica hidro-sedimentológica de su cauce principal y aspectos limnológicos de sus numerosas lagunas. En el campo de la geomorfología, específicamente, los estudios se acrecentaron desde los años '70 y, fundamentalmente, desde principios de este siglo a la actualidad.

En el desarrollo de los últimos se descubrieron nuevas morfologías y procesos antes no identificados o probados en el río, a la par de constatarse que el conocimiento sobre sus cauces secundarios, tan profusos y variados como las lagunas, era apenas incipiente.

Así, esta tesis se planteó con los siguientes objetivos: 1) caracterizar variables regionales que inciden en aspectos morfodinámicos y rasgos geomorfológicos mayores de la planicie aluvial, estableciendo su conocimiento actual e influencias relativas en un componente u otro del tramo medio; 2) consolidar conocimientos sobre geoformas fluviales de identificación moderna en el río Paraná, los albardones de intracauce y los deltas lagunares, detallando sus características geomorfológicas, sedimentológicas, de ubicación en el sistema fluvial del tramo medio y factores implicados en su formación; y 3) generar un mapa de unidades geomorfológicas del tramo medio completo que integre información de índole topográfica, sedimentológica y de funcionalidad morfodinámica, con énfasis en establecer conocimientos sobre los cauces secundarios *sensu lato* del río que permitan generar una primer clasificación genética/funcional de estos.

Tales objetivos se aunaron bajo la siguiente hipótesis de trabajo: la planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio es un enorme espacio de interacción simultánea de procesos hidráulico-hidrológicos y bióticos de dispar magnitud, que se ha estructurado integrando, con tal disimilitud y al mismo nivel topográfico de su superficie, fenómenos y atributos

geológico-geomorfológicos del presente y de hace decenas de miles de años, que es el orden de tiempo más antiguo en partes de las unidades geomorfológicas que la integran, en general como parches discontinuos; propiedades intrínsecas de estas unidades (apenas conocidas hoy día en áreas reducidas como su sedimentología de superficie y subsuelo, pendientes generales, etc.) y devenidas de sus relaciones espaciales entre sí (e.g., desniveles topográficos generales, anchuras en relación a las de las unidades coalescentes y las del valle), inciden en la distribución areal de los fenómenos geomorfológicos e hidro-sedimentológicos del presente a escala regional, e incluso en su magnitud, atenuándolos o exagerándolos por partes en el sistema; para su heterogénea red hidrográfica de cauces secundarios, ello se traduce en procesos que conducen a la progresiva obliteración de cursos en determinadas unidades, en un extremo, y al desarrollo de desbordes y avulsiones con la generación de nuevos cauces en otras unidades, en el otro, que modifican localmente la morfodinámica de la unidad o de las unidades geomorfológicas que ellos vinculan, sosteniendo, así, la heterogeneidad de atributos y funcionalidad de la planicie en tiempo y espacio.

El abordaje metodológico general fue el de la denominada “aproximación geomorfológica-ingenieril”, en la que se combinan datos del pasado geológico y geomorfológico con la actualidad, mediante la vinculación de la geomorfología fluvial y la historia del sistema, con los datos hidrológicos e hidráulicos de los procesos que gobiernan su funcionamiento.

De esa manera se combinó información geológica y geomorfológica, hidrográfico-hidrológica, hidrodinámica, sedimentológica, de vegetación y de cronología/antigüedad de elementos geomorfológicos del río en dos ámbitos de trabajo: gabinete y campo, además de tareas de procesamiento de muestras de sedimentos en laboratorio.

Los trabajos de gabinete incluyeron la revisión de antecedentes variados, entre ellos, unos cientos de registros de perforaciones de geotecnia en diferentes partes del tramo. En éste ámbito también se realizó la evaluación y producción de cartografía geomorfológica y morfológica fluvial, en especial la comparativa o secuencial de cauces secundarios. Para ello se emplearon, como bases de análisis, fotos aéreas, imágenes satelitales y cartografía fluvial histórica, centenaria.

En campo se realizó el control de la cartografía geomorfológica en diversos sectores del tramo, con observaciones sobre las dimensiones y composición de geoformas, y el muestreo de sedimentos en márgenes y de sondeos someros.

También se realizaron diversas evaluaciones interdisciplinarias: retención de sedimentos por interceptación de la vegetación hidrófita enraizada, mediciones fluviométricas para la determinación de forma y caudales instantáneos en secciones de cauces secundarios y del cauce principal, muestreo de sedimentos en transporte, etc.

De resultados de aplicar esas metodologías y otras complementarias ad-hoc, pudieron cumplirse los objetivos planteados y se verificó la hipótesis de trabajo.

Algunas de las principales conclusiones de esta tesis son:

El río Paraná en su tramo medio, por su arquitectura geomorfológica regional, no se asemeja a ninguno de los otros grandes ríos del planeta más que en parcialidades.

La historia geológica desde el Cuaternario superior hasta nuestros días, es responsable de la geomorfología de la planicie aluvial en el tramo, que el cauce principal del sistema modela desde esos tiempos. Si bien la neotectónica debe considerarse entre los forzantes de la historia del río en la región, se puede prescindir de su influencia para explicar el origen de los rasgos geomorfológicos del interior de la planicie aluvial.

Sobre la sedimentología de la planicie se distingue, a nivel regional, un “manto” superficial de sedimentos limo-arcillosos que integra sedimentos de muy diferente edad, desde recientes, hasta tan antiguos como ca. 80.000 años. Los sedimentos limo-arcillosos yacen sobre unidades arenosas idénticas o similares a las que el cauce principal transporta en la actualidad, también tiempo-transgresivas, que con un espesor de más de 15 m apoyan sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Paraná (Mioceno medio).

Entre las unidades arenosas “similares” hay una compuesta de arenas gruesas y arenas gravosas con restos fósiles de megafauna extinta de Edad Lujanense. La antigüedad de estos depósitos es del orden de los 100.000 años.

Las unidades sedimentarias del Pleistoceno son relictuales en la planicie; el sistema de cauces secundarios las retrabaja erosionándolas, y constituyen una fuente local de sedimentos en ellos.

La propagación de las ondas de crecida se ve alterada por un producto de la historia geológica del sistema fluvial: el estrechamiento de la planicie en el eje Hernandarias (km 689) – Cayastá, que reduce en un 50 % el ancho de la planicie respecto de su valor medio

(27 km) o modal (ca. 30 km). Este elemento origina una onda de remanso que se propaga desde allí hacia aguas arriba concentrando el flujo de crecida en el cauce principal.

Se produjo un conocimiento formal y exhaustivo sobre la nueva geoforma del río identificada con el nombre de Albardón de Intracauce (AIC), de características morfológicas y sedimentológicas similares a las de un albardón ordinario, pero desarrollada debajo del nivel de cauce lleno en los cauces secundarios del sistema.

La identificación de esta geoforma constituye un hallazgo significativo por vías distintas. Por un lado prueba que la sedimentación de finos en este ambiente es un fenómeno no sólo asociado a los desbordes de sus cauces, sino más permanente, de estados encauzados. Se amplían, por otro, las posibilidades de interpretación en la producción de cartografía geomorfológica, como así también de análisis de facies de los depósitos limosos del río. Finalmente, son una manifestación morfológica más de la forma en que un cauce reduce su anchura efectiva por la disminución progresiva de su caudal formativo.

Se generó un mapa de unidades geomorfológicas del tramo medio completo en el que se identificaron nueve unidades generadas por el río Paraná en lo que es su planicie aluvial, denominadas según sus geoformas más conspicuas como sigue: 1) Islas del Cauce Principal (CP); 2) Albardones y Derrames del CP; 3) Espiras de Meandro y AIC; 4) Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado; 5) Planicie Multilagunar; 6) Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado; 7) Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo; 8) Grandes Lagunas; y 9) Islas y Espiras de Meandro Disipadas. El mapa contiene otras unidades que yacen dentro de los límites de la planicie, aunque sus atributos geomorfológicos no derivan de la morfodinámica actual del tramo.

A partir del conocimiento ganado con la producción y memoria de ese mapa, y en consideración de la distribución espacial de fenómenos deposicionales como la formación de albardones de intracauce, por un lado, y otros erosivos con los que se vinculan los sedimentos que componen parte de las morfologías deltaicas, por otro, se elaboró un modelo de funcionamiento morfodinámico general para la planicie en el tramo.

Con relación a los cauces secundarios del río, se propone una clasificación basada en sus propiedades genético-evolutivas y de interrelación funcional hidráulico-hidrológica, sedimentológica y geomorfológica, organizada en 3 niveles, desde la cual se identificaron 12 variedades de estos cauces.

ABSTRACT

This thesis deals with the geomorphology and morphodynamics of the Paraná River in its middle reach, one of the ten largest rivers in the world valued according to the discharge. The study focused on the alluvial plain of its middle reach, placed between the confluence of the Paraguay River (1240 km of the sailing route) and the surroundings of Rosario (km 420). The alluvial plain spread on 18,180 sq km in this region.

The thesis was proposed with the following objectives:

- 1) Characterize regional variables that affect morphodynamic and major geomorphological features of the alluvial plain, establishing their current knowledge and relative influences on one component or another of the middle reach.
- 2) Consolidate knowledge about fluvial forms newly identified in the Paraná River, such as Within-Channel Levee and lacustrine deltas, detailing their geomorphological and sedimentological features, and related genetic factors.
- 3) Generate a map of geomorphological units of the entire Middle reach that integrates topographic, sedimentological and morphodynamic functionality, with emphasis on establishing knowledge about the secondary river channels.

These objectives were combined under the following working hypothesis: the alluvial plain of the Paraná River in its Middle reach is a huge space for simultaneous interaction of hydraulic-hydrological and biotic processes of varying magnitude. The alluvial plain has been structured integrating geological and geomorphological phenomena and attributes of the present and also since tens of thousands of years ago. Intrinsic properties of its geomorphological units (such as sedimentology, general slopes, etc.) and related to their spatial relations with each other (e.g., topographic steps), affect the distribution of the geomorphological and hydro-sedimentological phenomena of the present, attenuating or exaggerating them in parts of the fluvial system. For its heterogeneous hydrographic network of secondary channels, this translates into processes that lead to the progressive closure of the water courses, at one end, and the development of overflows and avulsions, in the other. Thus, the morphodynamics of the unit or of the geomorphological units that they link are modified locally.

Some of the main conclusions of this doctoral thesis are:

The geological history from the Upper Quaternary to the present day is responsible for the geomorphology of the alluvial plain in the reach, which the main channel of the system models since those times. Although neotectonics must be considered one of the main force of the history of the river in the region, its influence can be dispensed with to explain the origin of the geomorphological features of the interior of the alluvial plain.

About the sedimentology of the alluvial plain, there is a regional “mantle” of silt-clayey sediments that integrates sediments of different ages, from recent to as old as ca. 80,000 years B.P. The silt-clayey sediments lie on identical or similar sandy units to those that the Paraná River main channel currently moves, also time-transgressive from present-days to around 100,000 years B.P.

There has been a formal and exhaustive knowledge about the new fluvial form identified by the name of Within-Channel Levee. This form constitutes a significant finding in different ways. On the one hand, it proves that siltation of fine sediments in this environment is a permanent phenomenon, of in-channel states. The possibilities of interpretation in the geomorphological cartography, such as facies analysis of the river's silt deposits, are expanded. Finally, this form is another morphological manifestation of how a channel reduces its effective width by the progressive decrease of its formative discharge.

A map of geomorphological units of the entire Middle Paraná River was generated in which nine units generated by the river were identified. From the knowledge reached with the production and descriptive memory of that map, and considering the spatial distribution of phenomena such as the formation of Within-Channel Levee, on the one hand, and erosive processes with which the sediments of delta morphologies are linked, on the other, a general morphodynamic model was developed for the alluvial plain in the reach.

Concerning the secondary river channels of the river system, a classification is proposed based on its genetic and evolutionary properties and of hydrological, sedimentological and geomorphological functional interrelation, organized in 3 levels, where 12 types of these channels were identified.

SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS FRECUENTES

Específicas de esta tesis:

AIC:	Albardón de Intracauce (idem en plural, como Albardones de Intracauce)
CS:	Cauce Secundario del río Paraná (idem, en plural)
CP:	Cauce Principal del río Paraná
HhPC:	Altura hidrométrica en Pto. Corrientes
HhPP:	Altura hidrométrica en Pto. Paraná

De uso convencional o frecuente:

ADCP:	Acoustic Doppler Current Profiler
CIM:	Centro de Informaciones Meteorológicas de FICH
DNVN:	Dirección Nacional de Vías Navegables
FICH:	Facultad de Ingeniería y Cs. Hídricas (Universidad Nacional del Litoral)
GPS:	Global Positioning System
IGN:	Instituto Geográfico Militar
MDE:	Modelo Digital de Elevación
NDVI:	Normalized Difference Vegetation Index
OSL:	Optically Stimulated Luminescence
SIG:	Sistema de Información Geográfica
SPT:	Standard Penetration Test
SRHN:	Secretaría de Recursos Hídricos de la Nación
USCS:	Unified Soil Classification System

Sentose en la popa y empezó a palear hasta el centro del Paraná.....sobre el río de oro, la canoa derivaba velozmente, girando a ratos sobre sí misma ante el borbollón de un remolino. El hombre que iba en ella se sentía cada vez mejor...

A la deriva
Horacio Quiroga

Hace cien años ni puente había..... era un hilo de agua que se cruzaba de a pie.

El puente de las ánimas
La tragedia de Arroyo Leyes y la historia de los sobrevivientes
Gustavo Farabollini

Capítulo 1. INTRODUCCIÓN, RESEÑA DE ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Con una cuenca de drenaje de $2,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ y un caudal medio histórico superior a los $17.000 \text{ m}^3/\text{s}$, el río Paraná integra el reducido grupo de los *mega-ríos* identificados por Latrubesse (2008), que reúne a los diez primeros de los sistemas fluviales más grandes de la Tierra (Tabla 1.1).

Tal como lo estableció dicho autor, el rasgo común en la mayoría de esos grandes ríos es la persistencia de un patrón de cauce múltiple (o de múltiples brazos: “anabranching pattern”), diseño que representa el miembro terminal del continuo de formas de cauce para sistemas fluviales de esta envergadura (Latrubesse, 2008, 2015).

A la vez, los grandes ríos poseen rasgos únicos que los diferencian tanto de los sistemas fluviales menores como entre sí, devenidos de la diversidad geológica y climática de sus vastas cuencas de aporte, de su historia geológica y de los ambientes geotectónicos en el que se hallan insertos (Schumm & Winkley, 1994a,b; Latrubesse, 2005, 2008; Gupta, 2007a,b).

Específicamente en el Paraná, su singular eje de escurrimiento norte-sur de más de 2.000 km de longitud hace que el curso atravesase ambientes geológicos diversos de latitudes tropicales y templadas, lo que le determina paisajes y dinámicas fluviales heterogéneas en tramos sucesivos (Soldano, 1947; OEA, 1971).

Ello es la causa, junto a tradiciones geográficas consolidadas en las exploraciones del siglo XIX, de la multiplicidad de nombres con que se ha segmentado al río (“Alto Paraná”, “Paraná Superior”, “Inferior”, “Delta Superior”, “Bajo Delta”, etc.), en una sistemática cuyo mejor provecho es ubicar más o menos al especialista en qué parte de este vasto sistema fluvial se encuentra (Alberdi et al., 2018).

Siguiendo la delimitación propuesta por los autores de la última cita, esta tesis concierne a aspectos geomorfológicos de la planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio que, a modo de faja ubicada a uno o ambos lados de su *cauce principal*, se extiende por unos 675 km entre la confluencia del río Paraguay ($27^\circ 17' \text{ S}$) y las inmediaciones de la ciudad de Rosario ($32^\circ 57' \text{ S}$), totalizando poco más de 18.150 km^2 de superficie (Figura 1.1).

Tabla 1.1. Los ríos más grandes de la Tierra (diversos autores en: Latrubesse, 2015).

Río	País (en desembocadura)	Caudal medio anual (m ³ /s)	Área de drenaje (10 ³ km ²)	Caudal específico (L/s/km ²)	Caudal sólido (10 ⁶ ton/año)	Producción de sedimentos (ton/km ² / año)
Amazonas	Brasil	209.000	6000	34,83	1000	166,66
Congo	Rep. D. Congo	41.000	3700	11,08	33	8,91
Orinoco	Venezuela	37.600	950	39,57	74	77,89
Yangtse	China	32.000	1943	16,46	970	499,22
Madeira	Brasil	32.000	1360	23,52	450	330,88
Negro	Brasil	28.400	696	40,80	8	11,49
Brahmaputra	Bangladesh	20.000	610	32,78	520	852,45
Japurá	Brasil	18.600	248	75,00	33	133,06
Paraná	Argentina	18.000	2600	6,92	112	43,07
Mississippi	USA	18.000	3200	5,62	434	135,62
Yenisei	Rusia	17.800	2620	6,79	13	4,96
Lena	Rusia	16.200	2490	6,50	12	4,81
Marañón	Perú	15.400	407	37,83	103	253,07
Mekong	Vietnam	14.900	810	18,39	160	197,53
St. Lawrence	Canadá	14.300	1020	14,01	4	3,92
Irrawady	Myanmar	13.600	410	33,17	260	634,14
Tapajós	Brasil	13.500	490	27,55	6	12,24
Ob	Rusia	12.200	2770	4,40	16	5,77
Ucayali	Perú	13.800	406	33,99	205	504,92
Ganges	India	10.600	980	10,81	524	534,69

Aún con su pequeña escala, la Figura 1.1 permite visualizar en la planicie aluvial delimitada la persistencia de dos rasgos hidrográficos característicos, aunque no

exclusivos, del tramo: las lagunas, más o menos numerosas y de dispar tamaño según las áreas; y una intrincada red hidrográfica interna formada por una miríada de cauces de diferentes tamaños y conectividades con el cauce principal, entre sí y con las lagunas, identificados genéricamente como los *cauces secundarios* del río.

Por fuera de esos elementos sobresalientes, el tramo medio del río Paraná se puede distinguir de los tramos adyacentes por sus caudales líquidos y sólidos (incrementados luego de los aportes del río Paraguay, de 4000 m³/s de módulo), las pendientes de la superficie del agua del orden del cm/km, un sustrato de arenas friables de considerable espesor bajo un manto de algunos metros de sedimentos limosos y arcillosos del Cuaternario Superior y actuales, y un predominio absoluto de geformas de ambiente fluvial en toda su extensión (Ramonell y Latrubesse, 2010; Sobrero et al. 2014; Alberdi et al., 2018).

Justamente, la presencia generalizada de formas litorales vinculadas a la ingesión marina del Holoceno medio distingue sobradamente los atributos de la planicie del Paraná al sur de los 32° 38' S hasta su desembocadura en el río de La Plata, la que ha recibido diferentes denominaciones geomorfológicas, con variantes de interpretación: “Delta del río Paraná” (Iriondo y Scotta, 1979), “Complejo litoral del Paraná” (Iriondo, 2004), “Llanura costera de la cabecera del río de la Plata” (Cavallotto et al., 2005) y “Complejo fluvio-litoral del río Paraná” (Ramonell et al., 2012a; Figura 1.2).

Ese área en la que coexisten morfologías fluviales recientes y litorales heredadas (e.g., crestas de playa y lóbulos deltaicos del Holoceno medio en Figura 1.2), de extensión areal similar a la planicie del tramo medio y en su mayor parte inundada durante las crecidas del río de recurrencia secular como las de 1982-83, 1992 y 1998, queda fuera del tratamiento de esta tesis.

1.1. Reseña de Antecedentes

Para la zona del Paraná delimitada en Figura 1.1 existe una voluminosa producción científica y técnica sobre aspectos de su geomorfología, sedimentología y dinámica hidromorfológica, iniciada a principios del siglo XX con textos como el de Repossini (1912), e incrementada notablemente desde los años '70 en adelante.

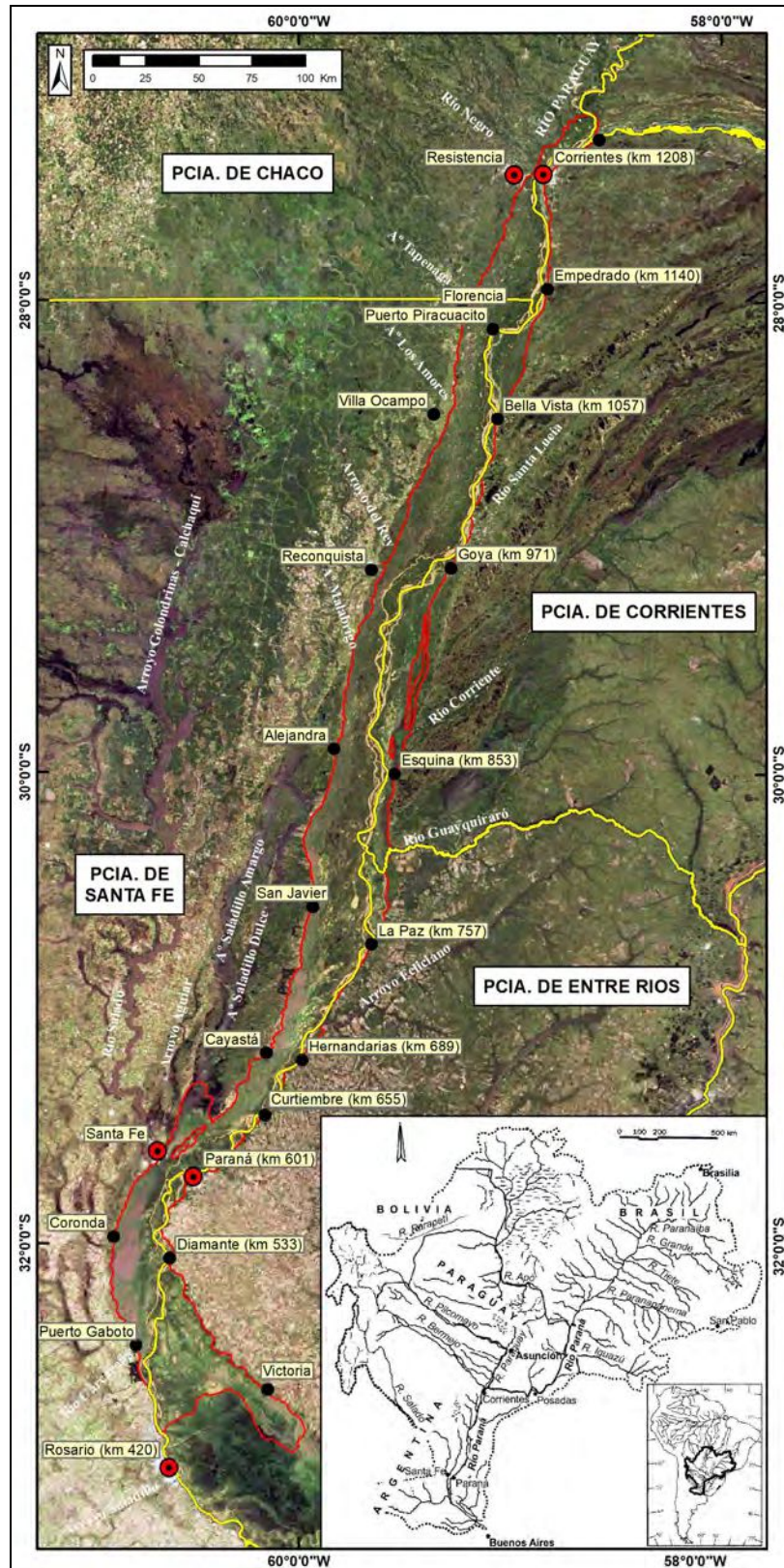


Figura 1.1. Planicie aluvial del río Paraná Medio (entre líneas rojas) en el contexto de su cuenca fluvial; las líneas amarillas corresponden a límites provinciales (Alberdi et al., 2018).

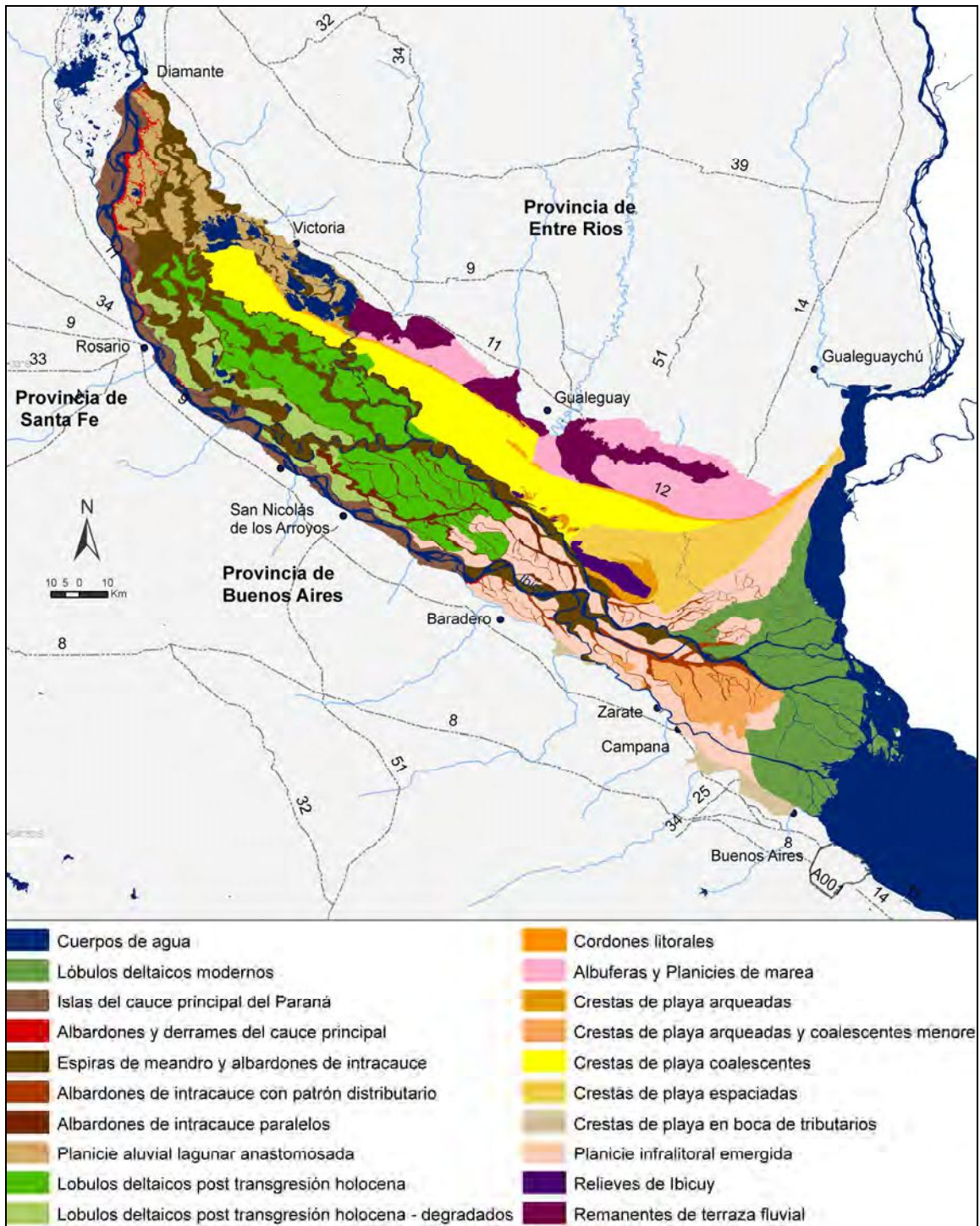


Figura 1.2. Unidades geomorfológicas del complejo fluvio-litoral del río Paraná en su desembocadura (Ramonell et al., 2012a, en: Kandus et al., 2019: 20).

Tres compendios extensos se destacan en la etapa post-1970: el de calidad de las aguas fluviales de Bonetto (1976) y los manuales multidisciplinarios editorializados por Paoli y Schreider (2000) e Iriondo et al. (2007), de orientación física e ingenieril el primero, y limnológica el segundo.

A la suma de trabajos compilados en esas obras se añaden otros en publicaciones variadas (geomorfológicas, hidráulicas, ecológicas e interdisciplinarias en estos campos), más un número considerable de informes inéditos de valor, como los de consultoría en temas de inundación y aprovechamientos del río, o de cruces viales y energéticos mayores (e.g., los de navegación o hidroeléctricos de la disuelta Gerencia Proyecto Paraná Medio de Agua y Energía Eléctrica S.E. entre los primeros, y de las conexiones en los ejes de Santa Fe – Paraná, Coronada – Pta. Alvear, Rosario – Victoria y el proyectado en Goya – Reconquista, entre los segundos).

A la par de mediciones y descripciones de la dinámica fluvial en sus áreas de influencia, los estudios técnicos incluyeron la sedimentología del subsuelo somero de la planicie a través de cientos de registros de perforaciones de geotecnia de 30 m o más de profundidad, muy rara vez considerada en los textos académicos sobre el tramo.

Buena parte del conocimiento actual acerca de la geomorfología regional, limnología física, transporte de sedimentos y morfodinámica del río Paraná Medio se debe a aportes de pocos autores, fundamentalmente Iriondo, Drago y, en los dos últimos temas, Amsler (e.g., Iriondo, 1972, 1979, 1988a, 2007; Iriondo y Drago, 1972; Drago, 1973, 1977, 1990, 2007; Drago y Amsler, 1988, 1998; Drago et al., 2014; Amsler, 2006; Amsler y Prendes, 2000; Amsler y Drago, 2009; Amsler et al., 2005, 2007; Bletter et al., 2014, 2016; Espínola et al., 2014).

Para el sector correntino del río se cuenta con los trabajos realizados por Orfeo y Popolizio, sea como publicaciones parciales (Orfeo, 1996, 1998; Bonetto y Orfeo, 1984; Orfeo & Steveaux, 2002; Nicholas et al., 2012; Reesink, et al., 2014; Popolizio, et al., 1980) o en el marco de sus respectivas tesis doctorales sobre las islas y sedimentología del cauce principal en tal área (Orfeo, 1995), y la geografía física del río y su entorno en todo su derrotero argentino (Popolizio, 2003).

A igual nivel académico se han sumado recientemente las tesis de Pereira (2016) y Paira (2017), referidas a la geomorfología, sedimentología de superficie y dinámica de bancos e

islas del cauce principal entre Corrientes y Rosario la primera, y a la caracterización morfológica y morfométrica de gran cantidad de las lagunas que existen en la planicie del tramo entre la confluencia del río Paraguay y Diamante, prescindiendo de las mayores, la segunda.

Las más tempranas de las publicaciones post-1970 fueron preclaras en destacar un rasgo sobresaliente del río, que es el de estar compuesto por un mosaico heterogéneo de unidades geomorfológicas fluviales y fluvio-lacustres, sujetas a la influencia de cauces interconectados de diferente tamaño, y a los fenómenos de inundación desde el cauce principal hacia las partes más alejadas de la planicie.

Los límites, nomenclatura y modelos genéticos de las unidades reconocidas en un primer momento fueron modificados en sucesivas contribuciones (e.g., Iriondo, 1988b, 2007), sin nuevos datos que dieran cuenta de tales cambios. De hecho, hacia comienzos del presente siglo era considerable en los textos académicos la falta de cierta información fehaciente para las unidades geomorfológicas del río, en especial de antigüedades, sedimentología, y hasta de relaciones topográficas entre ellas.

Lo último fue abordado supletoriamente por Ramonell et al. (2000) en un trabajo centrado en la morfodinámica del cauce principal en el siglo XX, quienes demostraron que unidades geomorfológicas coalescentes de la planicie aluvial poseen superficies generales a distinto nivel topográfico, vinculándose entre sí incluso con resaltos en contrapendiente, pendientes transversales mayores que las longitudinales, etc., lo que incidía en variables hidrológicas por subtramos y unidades (e.g., niveles y caudales de desborde, permanencia de inundación, etc.).

Ramonell (2005) profundizó el análisis en un sector de la planicie aluvial al norte del eje Santa Fe – Paraná, incorporando datos geológicos de superficie y subsuelo somero a través del examen de unos ciento cincuenta registros de perforaciones en un área de ca. 100 km² de la planicie, y evaluaciones cronológicas que involucraron desde análisis de colecciones de fósiles hasta de cartografía histórica tanto moderna como colonial.

Junto con la de Amsler et al. (2005), la contribución de Ramonell et al. (2000) proporcionó medidas precisas de cambios morfológicos del cauce principal entre los km 850 a 480 de la ruta de navegación, incorporando un análisis detallado de las variables que los controlan, tales como la variación temporal de caudales efectivos (o formativos) del cauce,

de los de crecientes, o de la resistencia desigual de las unidades geológicas de los márgenes.

Con base en el tratamiento de unas doscientas cartas batimétricas generales y de detalle e imágenes aéreas de tal sector, esas contribuciones armonizaron en una escala regional la naturaleza de los cambios morfológicos expuestos por Parody y Estruco (1975), Drago (1977) y Cabral (1973) en segmentos del tramo.

Un examen semejante aguas abajo del km 460 fue presentado por Castro et al. (2007), mientras que para el sector más septentrional los antecedentes se limitan a las ubicaciones históricas del thalweg entre los km 1210 y 940 (Popolizio et al., 1980), o a la evaluación de evolución en planta del cauce entre los km 1230 y 1170 de Farías et al. (2017).

Los aportes de Sobrero et al. (2014) y, fundamental y exhaustivamente, Pereira (2016) son los más noveles y completos entre los trabajos sobre la evolución geomorfológica y morfológica histórica del cauce principal en el tramo medio entero, en los 160 años que median entre 1847 y la primer década del siglo XXI, tal la data extrema de los registros cartográficos analizados.

El autor de esta tesis contribuyó en buena parte de las producciones hasta aquí referidas del año 2000 en adelante y, sobre todo, desde el 2009, cuando inició estudios en el tramo medio del Paraná junto al Dr. E. M. Latrubesse, orientando proyectos de investigación (y becarios vinculados) con sede en la Universidad Nacional del Litoral, a la vez que comenzaba los propios de posgrado.

En tal marco participó en comunicaciones sobre fenómenos geomorfológicos y sedimentológicos previamente no explorados en el cauce principal, como los relativos a desigualdades en el transporte de sedimentos de fondo en segmentos sucesivos del cauce (Pereira et al., 2009), o a la cantidad y dinámica de bancos de arena subacuáticos evaluados desde imágenes satélite (Pereira et al., 2010) y a la relevancia de la sedimentación de limos y arcillas en islas centrales y aledañas al cauce principal, comparada con la que ocurre en sitios de la planicie apenas más distantes (Ramonell et al., 2011a).

En el Anexo A se muestran las posiciones extremas alcanzadas por ambos márgenes del cauce principal en el siglo XX de acuerdo a las revisiones cartográficas efectuadas por Ramonell et al. (2000) y Pereira (2016), que permiten al lector ubicar espacialmente la franja más estudiada de la planicie aluvial del tramo medio, ya que es, por lejos, la mejor documentada y evaluada morfológica, sedimentológica y geomorfológicamente por la mayoría de los antecedentes hasta aquí referidos.

Con relación al resto del sistema de planicie aluvial, el conocimiento académico es más escaso y centrado en un par de temas específicos a escala de la totalidad o gran parte del tramo: el de la cartografía geomorfológica y descripciones conexas, y el de la limnología física de sus variados y numerosos cuerpos leníticos.

Sobre el último se cuenta con los recientes aportes sumarios de Drago (2007) y Paira & Drago (2006, 2007) más la comprehensiva tesis de Paira (2017), mientras que las geoformas de los ambientes aledaños al cauce principal fueron consideradas en los mapeos regionales de Iriondo (1972, 2007) y en la caracterización a igual nivel de Drago (1990) quienes registraron la existencia de unos pocos elementos geomorfológicos fluviales, de tamaños variables según las dimensiones del cauce generador, concretamente: bancos de cauce y espiras de meandro, cauces y meandros abandonados, albardones, derrames de desborde ("crevasse splays"), deltas interiores o lagunares y deltas de tributarios.

Algunas de esas formas se trataron a nivel de mención, incluso sin pruebas de su existencia como los deltas de tributarios, cuya representatividad espacial es dispar en los tres antecedentes (de hecho, no se los menciona en el más antiguo).

Ramonell et al. (2000, 2011b) y Pertovt et al. (2003) sugirieron que las geoformas deltaicas (interiores) son ubicuas en las superficies topográficamente más bajas de la planicie aluvial, constituyendo una de las manifestaciones morfológicas más conspicuas de la transferencia y almacenamiento actual de sedimentos de diverso calibre desde los cauces del sistema hacia el resto de la planicie.

Coincidiendo con esas referencias, el tema comenzó a investigarse cuantitativamente bajo enfoques hidráulicos e hidrológicos centrados en la depositación de limos y arcillas, sea en estudios puntuales para establecer las condiciones singulares de su sedimentación (e.g., Mangini et al., 2003), o desde el balance del transporte sedimentario

entre diferentes secciones del tramo medio (e.g., Alarcón et al., 2003; Amsler, 2006; Amsler et al., 2007).

Más recientemente, evaluaciones expeditivas de la dispersión de los sedimentos finos desde el cauce principal hacia el resto de la planicie a través de mediciones de campo y por sensoramiento remoto (Ramonell et al., 2011a) y por procesamiento de imágenes satelitales (Bosisio y Ramonell, 2014; Boller Troncoso et al., 2017), permitieron visualizar espacialmente el fenómeno en diferentes momentos, condiciones hidrológicas y sectores del sistema fluvial.

En tal sentido, los autores más tempranos entre los citados vincularon la magnitud relativa de tal transferencia con la conectividad y procedencia del drenaje a través del sistema fluvial (i.e., *cauces secundarios* con conexión directa o no con el *cauce principal*), por un lado, y con la disposición y extensión de las unidades geomorfológicas de la planicie, por el otro (Ramonell et al., 2011a; Bosisio y Ramonell, 2014).

Como se insinuó en la referencia al pie de la portada del Anexo A, la denominación de “cauces secundarios” en el río Paraná carece de precisión y se la ha usado comúnmente para diferenciar cursos de dimensiones y morfologías muy variadas pero de menor orden que el “cauce principal”, de identificación sencilla por su mayor ancho (y la magnitud de caudales que lo determinan; Figura 1.1), aunque ello tampoco está pleno de consensos.

De cualquier manera, y a pesar de la importancia biótica, social y económica que representan los cauces secundarios *sensu lato* por posibilitar la conexión y distribución de aguas, sedimentos y demás nutrientes en todo el ancho de la planicie, su conocimiento actual es fragmentario, y los pocos intentos de tipificación estuvieron muy limitados zonalmente (Orfeo, 1996), o por la falta de datos para su diferenciación (e.g., clasificación por caudales medios de Drago et al., 2003).

Así, contribuciones equivalentes a las del cauce principal en esta red de cursos son escasas, concentradas en proximidades del eje Santa Fe – Paraná (e.g., Iriondo y Drago, 1972; Iriondo, 1975; Pertovt et al., 2003; Ramonell y Amsler, 2005; Montagnini et al., 2005).

La última de las citas referidas se basa en un estudio de extensión en el que participó activamente el autor de esta tesis (FICH, 2003a); al igual que en evaluaciones e informes

similares que realizó en diversas áreas del río Paraná desde la confluencia con el río Paraguay hacia aguas abajo, allí se consignaron cambios localmente sustantivos en la trama de cauces secundarios de la planicie, con la ampliación, aparición u obliteración de cursos enteros o de segmentos, algunas de ellas ocurridas incluso en pocos decenios (FICH, 2003b, 2005, 2006a,b, 2008, 2009, 2011, 2015, 2016). De igual manera fueron registrados brazos secundarios sin cambios sustantivos en planta en 100 o casi 200 años (Ramonell y Amsler, 2005; Ramonell, 2005).

Una primera evaluación geográfica de áreas donde ocurrieron cierres o aperturas de cauces en un lapso de ca. 50 años al norte del eje Santa Fe – Paraná evidenció cierta correspondencia entre la frecuencia de esas modificaciones y las unidades geomorfológicas de la planicie (Alberdi y Ramonell, 2013).

Previo a ello, Ramonell et al. (2011a,b) presentaron evidencias geomorfológicas del cegamiento de cauces por depositación de sedimentos finos en su interior, que se fueron desactivando a lo largo de décadas en tiempos recientes.

De acuerdo a ellas, el proceso conllevó al desarrollo de geoformas similares a albardones dentro de los cauces progresivamente abandonados pero formados por debajo del nivel de cauce lleno (o desborde), identificadas como “albardones de intracauce” (*nov. nom.*) en la contribución de 2011(a), y asociadas al atrape de sedimentos transportados en suspensión por la vegetación hidrófita arraigada en el interior de los cursos secundarios del río.

Los albardones de intracauce fueron presentados a la comunidad científica nacional e internacional junto a comunicaciones breves (Ramonell et al., 2012b, 2013), y desde ese momento se los ha registrado en diferentes zonas del río Paraná, tanto en mapeos geomorfológicos regionales de pequeña escala (e.g., Figura 1.2; Marchetti et al., 2015, 2020), como en los de detalle realizados por Pereira (2016) en islas centrales del cauce principal.

Con anterioridad a esos trabajos, los antecedentes sobre la sedimentación de limos y arcillas en el interior de cauces secundarios del sistema fluvial del Paraná (e.g., Prendes et al., 2009, 2010) y el comportamiento y características de la vegetación acuática en iguales ambientes (e.g., Neiff, 1975; Sabatini et al., 1983; Sabatini & Lallana, 2007) se habían desarrollado por sendas separadas.

Marchetti y Ramonell (2014) cuantificaron por primera vez la incidencia de la vegetación hidrófita enraizada induciendo a la sedimentación de finos en un par de esos cursos, con resultados significativos. De acuerdo a los autores, la captura y depositación de los sedimentos ocurre tanto por pérdida de la velocidad del flujo en el interior de los ensambles, como por la acción de filtrado y atrape directo desde las estructuras vegetativas de sus componentes.

Finalizando esta reseña, vale mencionar que la línea de investigación interdisciplinaria más novel que involucra a la geomorfología del tramo medio es la que la vincula con la hidrología e hidráulica de la planicie aluvial, y a ellas con la ecología (y fisonomía) de la vegetación y de los humedales fluviales.

Entre las contribuciones académicas más conspicuas emergentes en tal línea se encuentran las de Bosisio y Ramonell (2014), Ramonell y Cristina (2014), Carrasco et al. (2017) y Marchetti et al. (2013, 2016, 2020), realizadas con el soporte físico y/o económico de la Universidad Nacional del Litoral, dentro de las actividades de investigación y formación ya aludidas previamente.

La publicación editorializada por Benzaquén et al. (2013) y la de Kandus et al. (2019), en las que colaboró el autor de esta tesis (e.g., Minotti et al., 2013), se encuadran también en el marco interdisciplinario con la geomorfología.

Cabe señalar ahora, a este nivel de la revisión, que las unidades geomorfológicas consignadas en las producciones de la última década guardan diferencias de delimitación y/o caracterización respecto de las últimas cartografiadas a nivel regional por Iriondo (2007), quien las mapeó entre la confluencia del río Paraguay y Diamante, con excepción de las áreas entre los 28° S y 28° 20' S y los 30° 20' S y 31° S.

Los mapeos geomorfológicos del autor de esta tesis también fueron discontinuados espacialmente, con denominaciones de las unidades no uniformes en el conjunto de publicaciones, de acuerdo a sus objetivos particulares.

Se advierte, como síntesis de lo expresado en el ítem, que a pesar de la voluminosa producción científica y técnica elaborada persisten vacíos sobre la génesis y morfodinámica de buena parte de la planicie (incluyendo las lagunas más grandes), la naturaleza más precisa de sus sedimentos de superficie y subsuelo somero y su

influencia, junto a los de la biota, en diferentes aspectos geomorfológicos que también incluye el conocimiento de las relaciones topográficas entre las unidades de esa especie y su mapeo en la totalidad del área delimitada en la Figura 1.1, justipreciando e incorporando, a ese nivel, los conocimientos de la última década, como el de las áreas en que los albardones de intracauce y deltas llegan a ser elementos importantes sino sobresalientes del paisaje, por caso.

En consideración de lo anterior, y de acuerdo al panorama brindado acerca del estado del conocimiento de la geomorfología y morfodinámica de la planicie aluvial del río Paraná Medio, esta tesis busca alcanzar los objetivos que se detallan en lo que sigue.

1.2. Objetivos

Objetivo 1: Caracterizar variables regionales que inciden en aspectos morfodinámicos y rasgos geomorfológicos mayores de la planicie aluvial, estableciendo su conocimiento actual e influencias relativas en un componente u otro del tramo medio. Este es el propósito del Capítulo 2 de esta tesis.

Objetivo 2: Consolidar conocimientos sobre geoformas fluviales de identificación moderna en el río Paraná, los albardones de intracauce y los deltas lagunares, detallando sus características geomorfológicas, sedimentológicas, de ubicación en el sistema fluvial del tramo medio y factores implicados en su formación. La primera parte del Capítulo 3 trata sobre ello.

Objetivo 3: Generar un mapa de unidades geomorfológicas del tramo medio completo que integre información de índole topográfica, sedimentológica y de funcionalidad morfodinámica, con énfasis en establecer conocimientos sobre los cauces secundarios *sensu lato* del río que permitan generar una primera clasificación genética/funcional de estos. Su consecución se desarrolla en la segunda parte del Capítulo 3.

Esos tres objetivos convergen en la **hipótesis de trabajo que articula esta tesis**, que puede expresarse como sigue: la planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio es un enorme espacio de interacción simultánea de procesos hidráulico-hidrológicos y bióticos de dispar magnitud, que se ha estructurado integrando, con tal disimilitud y al mismo nivel topográfico de su superficie, fenómenos y atributos geológico-geomorfológicos del

presente y de hace decenas de miles de años, que es el orden de tiempo más antiguo en partes de las unidades geomorfológicas que la integran, en general como parches discontinuos; propiedades intrínsecas de estas unidades (apenas conocidas hoy día en áreas reducidas como su sedimentología de superficie y subsuelo, pendientes generales, etc.) y devenidas de sus relaciones espaciales entre sí (e.g., desniveles topográficos generales, anchuras en relación a las de las unidades coalescentes y las del valle), inciden en la distribución areal de los fenómenos geomorfológicos e hidro-sedimentológicos del presente a escala regional, e incluso en su magnitud, atenuándolos o exagerándolos por partes en el sistema; para su heterogénea red hidrográfica de cauces secundarios, ello se traduce en procesos que conducen a la progresiva obliteración de cursos en determinadas unidades, en un extremo, y al desarrollo de desbordes y avulsiones con la generación de nuevos cauces en otras unidades, en el otro, que modifican localmente la morfodinámica de la unidad o de las unidades geomorfológicas que ellos vinculan, sosteniendo, así, la heterogeneidad de atributos y funcionalidad de la planicie en tiempo y espacio.

Ello, en oposición a paradigmas explicitados en los antecedentes regionales del tramo medio como los de la supremacía absoluta de controles alóctonos sobre los autóctonos, la atenuación de los procesos hidro-dinámicos según la distancia (transversal) al cauce principal del sistema, o la uniformidad hidrológica que promoverían los fenómenos de inundación de la planicie, y los usados al conceptualizar prácticas de intervención ingenieril del río, como que son las pendientes de energía locales y regionales (junto a factores exclusivamente abióticos del presente), las que gobiernan el funcionamiento hidro-sedimentológico del río.

1.3. Referencias Bibliográficas

- Alarcón, J.J.; R.N. Szupiany; M.D. Montagnini; H.E. Gaudin; H.H. Prendes y M.L. Amsler (2003). Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná. Primer Simposio Regional Sobre Hidráulica de Ríos. Ezeiza, Argentina. (En CD).
- Alberdi, R., y C. G. Ramonell (2013). "Evaluación de cambios morfométricos recientes en cauces menores del Río Paraná Medio". Sexto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 15 pág. Santa Fe.

- Alberdi, R., C. G. Ramonell y M. S. Pereira (2018). "El tramo medio del río Paraná: sus límites, extensión y variabilidad hidrográfica". *Revista del Instituto Geográfico Nacional*, N° 9: 4 – 9. Buenos Aires.
- Amsler, M.L. (2006). Evolución de la carga de lavado en el Alto Paraná (1968-2004). Incidencia sobre las sedimentaciones en la planicie aluvial del Paraná Medio. III Congreso Iberoamericano sobre Control de la Erosión y los Sedimentos. CICES. Buenos Aires, Argentina. (En CD).
- Amsler, M. L., y H. H. Prendes (2000). "Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados". En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, eds.), Tomo 1: 233-306. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Amsler, M. L., & E. Drago (2009). A review of the suspended sediment budget at the confluence of the Paraná and Paraguay Rivers. *Hydrological Processes*, 23 (22): 3230-3235.
- Amsler, M. L.; C. G. Ramonell & H. Toniolo (2005). "Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century". *Geomorphology*, 70: 257-278. Elsevier.
- Amsler, M.L.; E.C. Drago & A.R. Paira (2007). Fluvial Sediments: Main Channel and Floodplain Interrelationships. In: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma Eds.). Chapter 5, pp. 113-142. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Benzaquén, L., D. E. Blanco, R. F. Bó, P. Kandus, G. F. Lingua, P. Minotti, R. D. Quintana, S. Sverlij y L. Vidal (2013). Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas de paisajes de humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay. Proyecto GEF 4206 – PNUD ARG/10/003. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. 376 págs. Buenos Aires.
- Blettler, M., Amsler, M., Ezcurra de Drago, I., Bullo, J., Paira, A., Drago, E., Rodrigues Capítulo, A. (2014). Long term morphologic and hydrologic effects on benthic invertebrates in a minor channel of the Paraná River floodplain (Argentina). *Ecological Engineering*, 67, 134–143.
- Blettler, M., Amsler, M., Eberle, E., Szupiany, R., Latosinski, F., Abrial, E., Rodrigues Capítulo, A. (2016). Linking hydro-morphology with invertebrate ecology in diverse morphological units of a large river–floodplain system. *Water Resources Research*, 52, 9495–9510.
- Boller Troncoso, I., F. Yoya, M. D. Montagnini, y M. L. Amsler (2017). Distribución espacial de sedimentos finos en la planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio. VIII Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos. Trabajos Completos (PD) 15 pp. Córdoba.
- Bonetto, A. A. (1976). Calidad de las aguas del río Paraná, introducción a su estudio ecológico. Convenio: DNCPyVN – INCYTH – PNUD – UNESCO. CECOAL. Corrientes.

- Bonetto, A. A., y O. Orfeo (1984). "Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina (Provincia de Corrientes, R.A.)". *Rev. Asoc. Arg. de Min., Petrol. y Sedimentol.*, T. 15, 3-4: 51-61.
- Bosisio, A., y C. G. Ramonell (2014). "Análisis por teledetección de la distribución espacial de la carga de lavado en un tramo del Río Paraná Medio (Argentina)". 2do. Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Artículos Completos (CD), 10 pág. Santa Fe.
- Cabral, S., 1973, Presencia del efecto Coriolis en el Río Paraná, Ed. Colmegna, Santa Fe.
- Carrasco, A., Z. Marchetti, C. G. Ramonell, R. Szupiany y J. Sartori (2017). "Caracterización hidrodinámica de la planicie de inundación del Río Paraná, al sur del eje Santa Fe – Paraná". VIII Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Ríos 2017, Memorias (PD), 13 pág. Córdoba.
- Castro, S. L., E. D. Cafaro, M. G. Gallego, A. M. Ravelli, J. J. Alarcón, C. G. Ramonell y M. L. Amsler (2007). "Evolución morfológica histórica del cauce del Río Paraná en torno a Rosario (km 456 – 406)". XXI Congr. Nac. del Agua, CD de Trabajos, 20 pág. S.M. de Tucumán.
- Cavallotto, J. L., R. A. Violante y F. Colombo (2005). "Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata". *RAGA*, 60 (2): 353-367.
- Drago, E. (1973). Caracterización de la llanura aluvial del Paraná Medio y de sus cuerpos de agua. *Bol. Paranaense de Geociencias*, No. 31, pp. 31-44.
- Drago, E. (1977). Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del Río Paraná Medio, *Revista Asociación Geol. Argentina*, T. XXXII, No. 4, pp. 277-290.
- Drago, E. (1990). "Geomorphology of large alluvial rivers: Lower Paraguay and Middle Paraná". *Interciencia*, Vol. 15, N° 6: 378-387.
- Drago, E. (2007). The physical dynamics of the river-lake floodplain system. En: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland* (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 4. Pp. 83-122. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Drago, E.C.E. & M.L. Amsler (1988). Suspended sediment at cross section of the Middle Paraná River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. *Sediment Budget* (Proceedings of the Porto Alegre Symposium, 381-396). IAHS Publ. No. 174. Porto Alegre, Brasil.
- Drago, E., & M. L. Amsler (1998). "Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay rivers". *Water Internat. (IWRA)*, 23: 174-183.
- Drago, E. C., I. E. de Drago, O. B. Oliveros & A. R. Paira (2003). "Aquatic habitats, fish and invertebrate assemblages of the Middle Paraná River". *Amazoniana*, XVII 3/4: 291-341.
- Drago, E.C., Amsler, M.L. y Paira, A.R. 2014. Recrecimiento aguas arriba de bancos de arena e islas en el río Paraná. *Aqua-LAC*, 6 (1): 1-7.

- Espínola, L., M. L. Amsler, A. Paira, E. Drago, M. Blettler & A. Agostinho (2014). Effects of decadal changes in the hydrological regime of the middle reach of the Paraná River (Argentina) on fish densities. *Environmental Biology of Fishes* 97(7): 757–771.
- Farías, H. D., A. Reuter y J. Prieto Villarroya (2017). Criterio fluvio-morfológico para definir el emplazamiento de puentes sobre grandes ríos de llanura. VIII Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos. Trabajos Completos (PD) 22 pp. Córdoba.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2003a). “Estudios morfológicos, de erosión y estabilidad de márgenes en sitios de emplazamiento de puentes y obras de protección ubicados en los arroyos Leyes y Potrero y en los ríos Salado y San Javier”. Comitente: Dirección Prov. de Vialidad de Santa Fe. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2003b). “Estudio hidráulico y sedimentológico de obras de dragado en el riacho Colastinecito y refulado en la boca del Colastiné”. Comitente: Ministerio de Obras, Servicios Públicos y Vivienda de la Pcia. de Santa Fe. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2005). “Estudios hidráulicos y morfológicos, zona Isla La Invernada, Río Paraná”. Comitente: Subsecretaría de Puertos y Vías Navegables de la Nación. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2006a). “Estudios complementarios hidráulicos y morfológicos, zona de la Isla La Invernada, Río Paraná kms. 456 – 407”. Comitente: Subsecretaría de Puertos y Vías Navegables de la Nación. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2006b). “Estudio de Prefactibilidad Técnico-Económica Nuevo Puerto de Baradero, Pcia. de Buenos Aires”. Comitente: Subsecretaría de Puertos y Vías Navegables de la Nación. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2008). “Estudio fluvial del Riacho Barranqueras”. Comitente: Administración Provincial del Agua (APA) de la Pcia. del Chaco. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2009). “Estudio fluvial del río Paraná Guazú en la zona de afectación de la Torre 412 de la LAT (500 kv) entre Cnia. Elía y Gral. Rodríguez”. Comitente: TRANSENER. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2011). “Estudios básicos para la determinación de la vulnerabilidad a las inundaciones de las áreas costeras al río Paraná, próximas a las localidades de Goya y Reconquista”. Comitente: Secretaría de Obras Públicas de la Nación. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2015). “Gasoducto del Noreste Argentino. Cruce del Río Paraná”. Comitente: Barbagelata Ingeniería S. A. (BISA). Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.

- FICH (Facultad de Ing. y Cs. Hídricas) (2016). "Estudio de inventario y prefactibilidad del aprovechamiento hidroeléctrico sustentable de un río de llanura" (Río Paraná). Comitente: Banco de Inversión y Comercio Exterior S.A. Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- Gupta, A. (2007a). "Introduction". En: Large rivers. Geomorphology and management. John Wiley & Sons. 1-5.
- Gupta, A. (Ed.) (2007b). "Large rivers. Geomorphology and management". John Wiley & Sons.
- Iriondo, M. (1972). Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del Río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argentina, T. XXVII, No. 2, pp. 155-160.
- Iriondo, M. (1975). Morfología y sedimentología del Río Colastiné. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXX, No. 4, pp. 349-359.
- Iriondo, M. (1979). "Origen y evolución del Río Paraná". Segundas Jorn. del Paraná Medio, Trab. Presentados: d1 – d5. Santa Fe.
- Iriondo, M. (1988a). "A comparison between the Amazon and Paraná river systems". Mitt. Geol.-Paläont. Inst., H. 66: 77 – 92.
- Iriondo, M. (1988b). Guía de Campo N4, Llanura aluvial del Paraná. Simp. Internac. Sobre el Holoceno en América del Sur, INQUA. Paraná.
- Iriondo, M. (2004). The littoral complex at the Paraná mouth. Quaternary International, No. 114: pp. 143-154.
- Iriondo, M. (2007). Geomorphology. En: The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 2. Pp. 33–52. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Iriondo, M. y E. Drago (1972). Descripción cuantitativa de dos unidades geomorfológicas de la llanura aluvial del Paraná Medio, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., T. XXVII, No. 2, pp: 143-154.
- Iriondo, M. & E. Scotta (1979). The evolution of the Paraná River Delta. 1978 Internat. Symp. on Coastal Evol. in the Quaternary, Proceed.: pp. 405-418. São Paulo, Brasil.
- Iriondo, M.H.; J.C. Paggi and M.J. Parma (Eds.) (2007). The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Kandus, P., P. Minotti, N. Morandeira y M. Gayol. 2019. Inventario de Humedales de la Región del Complejo Fluvio-litoral del Bajo Paraná. Programa Corredor Azul. Fundación Humedales / Wetlands International y Universidad Nacional de San Martín. 201 págs. Buenos Aires, Argentina.
- Latrubesse, E. (2008). "Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers". Geomorphology No. 101: 130-145.

- Latrubesse, E. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146: 1–30.
- Latrubesse, E.M.; R. Stevaux y R. Sinha (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*. No. 70, pp. 187-206.
- Mangini, S.; H.H. Prendes; M.L. Amsler y J. Huespe (2003). Importancia de la floculación en la sedimentación de la carga de lavado en ambientes del río Paraná, Argentina.
- Marchetti, Z. Y., y C. G. Ramonell (2014). “Valoración preliminar de la retención de sedimentos por hidrófitas en cauces secundarios del Río Paraná Medio”. *Revista Aqua-LAC*, Vol. 6, N° 1: 8-16. PHI-Unesco.
- Marchetti, Z. Y., E. M. Latrubesse., M. S. Pereira & C. G. Ramonell (2013). “Seasonal dynamics of the vegetation and relationships with geomorphic units in the floodplain of the Paraná River, Argentina”. *Journal of South American Earth Sciences*, 46: 122-136 (doi: 10.1016/j.jsames.2013.03.010). Elsevier.
- Marchetti, Z. Y, C. G. Ramonell, F. Brumnich y R. Alberdi (2015). “Abordaje interdisciplinar de la dinámica del paisaje fluvial: sectores funcionales en la planicie aluvial del Paraná”. VI Congr. Arg. de Cuaternario y Geomorfología, Libro de Resúm.: 191-192. Ushuaia.
- Marchetti, Z. Y., P. G. Minotti, C. G. Ramonell, F. Schivo & P. Kandus (2016). “NDVI patterns as indicator of morphodynamic activity in the Middle Paraná River floodplain”. *Geomorphology*, 253: 146–158.
- Marchetti, Z. Y., C. G. Ramonell, F. Brumnich, R. Alberdi & P. Kandus (2020). "Vegetation and hydrogeomorphic features of a large lowland river: NDVI patterns summarizing fluvial dynamics and supporting interpretations of ecological patterns". *Earth Surface Process. & Landforms* (DOI: 10.1002/esp.4766).
- Minotti, P., C. G. Ramonell y P. Kandus (2013).. “Regionalización del corredor fluvial Paraná-Paraguay”. En: ‘Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas de Paisajes de Humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay’ (L. Benzaquén y otros, eds.): 33-90. Secr. de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Buenos Aires.
- Montagnini, M. D., M. A. Basualdo, J. J. Alarcón, C. Frutos, L. E. Pertovt, C. G. Ramonell y M. L. Amsler (2005). “Evolución morfológica de la embocadura de los ríos Colastiné y Leyes, planicie aluvial del Paraná Medio”. Segundo Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 26 pág. Neuquén.
- Neiff, J.J. (1975). “Fluctuaciones anuales en la composición fitocenotica y biomasa de la hidrofitia en lagunas isleñas del Paraná Medio”. *Ecosur* 4:153-183.
- Nicholas, A.; Sandbach, S.; Ashworth, P.; Amsler, M.; Best, J.; Hardy, R.; Lane, S.; Orfeo, O.; Parsons, D.; Reesink, A.; Sambrook Smith, G.; Szupiany, R. (2012). Modelling hydrodynamics in the Rio Paraná, Argentina: An evaluation and inter-comparison of reduced-complexity and physics based models applied to a large sand-bed river. *Geomorphology*, 169: 192 - 211.

- OEA (Organización de Estados Americanos) (1971). Cuenca del Río de la Plata, Estudio para su Planificación y Desarrollo, Oficina de Desarrollo Regional, Washington, USA.
- Orfeo, O. (1995). Sedimentología del río Paraná en el área de su confluencia con el río Paraguay. Tesis Doctoral, Fac. de Cs. Nat. y Museo, Univ. Nac. de La Plata.
- Orfeo, O. (1996). Geomorfología del sistema fluvial Paraguay-Paraná en el área de su confluencia". XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Pp. 131-147. Buenos Aires, Argentina.
- Orfeo, O. (1998). Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior. Revista de la Asociación Geológica Argentina. Pp. 348-353.
- Orfeo, O. & J. Steveaux (2002). Hydraulic and morphologic characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). *Geomorphology*, Vol. 44 (3-4), pp. 309-322.
- Paoli, C. y M. Schreider (Eds.) (2000). El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Tomos 1 y 2. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Parody, H., y J. Estruco, 1975, Racionalización del dragado del Río Paraná. Teoría de las mutaciones periódicas, IV Reunión Asoc. Latinoamericana de Dragado (ALAD), Buenos Aires, pp 1-54.
- Paira, A. (2017). Evolución de las lagunas de la llanura aluvial del río Paraná Medio. Tesis Doctoral, Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste. Resistencia.
- Paira, A., & E. Drago (2006). Genetical, morphological and evolutionary relationships of the floodplain lakes of the Middle Paraná River hydrosystem. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 145: 207-228.
- Paira, A., & E. Drago (2007). Origin, evolution, and types of floodplain water bodies. In: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland* (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 2. Pp. 53–81. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Pereira, M. S. (2016). "El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching". Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Pereira, M. S., Montagnini, M. D., Cafaro, E. D., Gallego, M. G., Hernández, J., y Ramonell, C. G. (2009). "Disparidades de evolución morfológica y transporte sedimentario en ensanchamientos sucesivos del Río Paraná". IV Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos. Memorias (CD) 14 pp. Salta.
- Pereira, M.S., C.G. Ramonell, E.M. Latrubesse & R.N. Szupiany (2010). "Análisis de bancos sumergidos del río Paraná Medio a través de imágenes satelitales". XXIV Cong. Latinoamer. de Hidráulica, CD de Artículos Completos, 8 pág. Punta del Este.
- Pertovt, L.E.; C.G. Ramonell; M.L. Amsler & M.H. García (2003). The Leyes Delta: a major inland delta of the Middle Paraná fluvial system. 3rd. IAHR Symp. on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, CD. Barcelona, España.

- Popolizio (2003). El Paraná, un río y su historia geomorfológica. Tesis doctoral, Facultad de Filosofía, Historia y Letras Universidad del Salvador, Tomos I y II. Buenos Aires.
- Popolizio, E., A. A. Borfitz y P. Y. Serra (1980). "Fotointerpretación aplicada al estudio de las causas de los desmoronamientos de ribera en la localidad de Lavalle (prov. de Corrientes)". Centro de Geociencias Aplicadas UNNE, Serie C de Investigación, Tomo 15, N° 3: 1-57. Resistencia.
- Prendes, H.H, J. Huespe, S.P. Mangini (2009). "El mantenimiento del acceso fluvial al Puerto de Barranqueras". IV Simposio Reg. sobre Hidráulica de Ríos. Memorias (CD). Salta.
- Prendes, H.H, S.P. Mangini, J. Huespe (2010). "Estudio numérico y experimental de la depositación de sedimentos finos en un puerto de la hidrovía Paraná-Paraguay". Revista Ingeniería del Agua. España.
- Ramonell, C.G. (2005). Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas, Tomos 1 y 2. Universidad Nacional de San Luis.
- Ramonell, C. G., y M.L. Amsler (2005). "Avulsión y rectificación de meandros en planicies de bajo gradiente: consideraciones para su predicción". Rev. Ingeniería del Agua, Vol. 12, No. 3:231-248.
- Ramonell, C. G., e I. Cristina (2014). "Geomorfología y propagación de crecidas en el tramo medio del Río Paraná, Argentina". 2do. Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Artículos Completos (CD), 10 pág. Santa Fe.
- Ramonell, C.G. & E.M. Latrubesse (2010). "Late Quaternary sedimentary record and morphodynamics of the Middle Paraná River". 18th Internat. Sedimentol. Congr., Abstracts: 736. Mendoza.
- Ramonell, C.G.; M.L. Amsler y H. Toniolo (2000). Geomorfología del cauce principal. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, Eds.), Tomo 1: pp. 173-232. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C.G., R.N. Szupiany, E.M. Latrubesse, M. García, M.S. Pereira, M.G. Gallego, Z.Y. Marchetti, E.D. Cafaro, A.R. Paira, F. Latosinski, A.C. Bosisio y G. Torres (2011a). "Procesos de formación del río Paraná Medio. Nuevos paradigmas para su estudio". Quinto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD) 14 pp. Santiago del Estero.
- Ramonell, C. G., E. M. Latrubesse y M. S. Pereira (2011b). "Procesos y ritmos de construcción actuales de la planicie aluvial del río Paraná Medio, geoformas resultantes". XVIII Cong. Geol. Argentino, Actas (CD): 1247-1248. Neuquén.
- Ramonell, C.G., P. Kandus, P. Minotti, M. Borro y N. Morandeira (2012a). "Nueva interpretación geomorfológica del complejo fluviolitoral del río Paraná en su desembocadura". V Congr. Arg. de Cuaternario y Geomorfología, Acta de Resúm.: 125-126. Río Cuarto.

- Ramonell, C.G., Z. Y. Marchetti y M. S. Pereira (2012b). "Albardones de intracauce: geoformas conspicuas de la planicie aluvial del río Paraná". V Congr. Arg. de Cuaternario y Geomorfología, Acta de Resúm.: 126-127. Río Cuarto.
- Ramonell, C.G., Z. Y. Marchetti & M. S. Pereira (2013). "Within-channel levees: a new-recognized fluvial form in the floodplain of a large river (Paraná River, South America)". 8th IAG International Conference on Geomorphology, Abstracts Vol.: 740. París.
- Repossini, J. P., 1912, Memoria sobre el Río Paraná, XIIº Congreso Internacional de Navegación, Filadelfia, pp. 1-151.
- Reesink, A., Ashworth P, Sambrook Smith, G., Best, J., Parsons, D., Amsler, M., Hardy, R., Lane, S., Nicholas, A., Orfeo, O., Sandbach, S., Simpson C., Szupiany, R. (2014). Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Río Paraná, Argentina. *Sedimentology*, 61: 1055–1085.
- Sabattini, R.A., V.H. Lallana y M.C. Marta (1983). "Inventario y biomasa de plantas acuáticas en un tramo del valle aluvial del río Paraná Medio". *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 14:179-191.
- Sabattini, R.A., Lallana, V.H. (2007). Aquatic Macrophytes. In: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma Eds.). Springer-Verlag, Chapter 8. pp 205-226. Berlín.
- Schumm, S.A. & Winkley, B.R. (1994a). The Character of Large Alluvial Rivers. In: Schumm, S.A., Winkley, B.R. (Eds.), *The Variability of Large Alluvial Rivers*. ASCE Press, New York, pp. 1-9.
- Schumm, S.A. & Winkley, B.R. (1994b). (Eds.) *The Variability of Large Alluvial Rivers*. ASCE Press, New York, USA.
- Sobrero, F., C. G. Ramonell y M. S. Pereira (2014). "Cambios morfológicos del cauce principal del Río Paraná en Argentina. Siglo XIX a la actualidad". *Revista Aqua-LAC*, Vol. 6, Nº 1: 50-62. PHI-Unesco.
- Soldano, F. (1947). Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina. Parte I. Editorial Címera. Buenos Aires. Argentina. 277 págs.

Capítulo 2. VARIABLES GEOGRÁFICAS Y GEOLÓGICAS REGIONALES DEL TRAMO MEDIO

2.1. Alcances del Capítulo

La caracterización de variables que sigue está orientada a la presentación de elementos que inciden en la morfodinámica general de la planicie en el tramo, o que permiten entender, con limitaciones ciertas, parte de sus propiedades geomorfológicas regionales.

Para lo primero se han tenido en cuenta los determinantes mayores considerados en manuales clásicos y actuales de la geomorfología fluvial: Leopold et al. (1964), Schumm (1977), Richards (1982), Bridge (2003), Stevaux & Latrubesse (2017).

En lo segundo intervienen las particularidades de conformación y evolución a diferentes escalas de tiempo de este sistema en particular (Schumm, 2005) y, si bien la geología general de la región es razonablemente conocida, persisten vacíos sobre su historia geológica que restringen certezas a las interpretaciones.

Como encuadre general, es ampliamente aceptado que el sistema fluvial del Paraná en el área del tramo medio se establece en el Plioceno, aunque últimamente se están afianzando indicios de que aparece en el Mioceno tardío, a medida que se produce la regresión del Mar Paranense que ocupó gran parte de las llanuras de Argentina en el Mioceno medio (Cione et al., 2000; Herbst, 2000; Marengo, 2006).

Así, el río avanzó divagando sobre depósitos de mar somero a través del área mostrada en la Figura 2.1, de acuerdo a la distribución conocida en superficie y subsuelo de sus sedimentos más característicos: las arenas cuarzosas bien seleccionadas de la Fm. Ituzaingó (de Alba, 1953) y la Fm. Puelches (Santa Cruz, 1972), discordantes sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Paraná (Figura 2.2).

Iriondo (1987, 2007) postuló que los desplazamientos del río (y depósitos correlativos de la Fm. Ituzaingó) en torno al tramo medio ocurrieron mediante avulsiones del cauce principal o de su faja fluvial, hasta alcanzar su ubicación y dimensiones actuales.

Justamente, uno de los conocimientos más acreditados de lo anterior es que hacia la mitad del tramo (en torno al eje Santa Fe – Paraná), la traza actual del Paraná se habría

establecido luego de sucesivas migraciones discontinuas hacia el este, en algún momento del Cuaternario superior (Iriondo, 1987; Marengo et al., 2002; Ramonell, 2005; Figura 2.3).

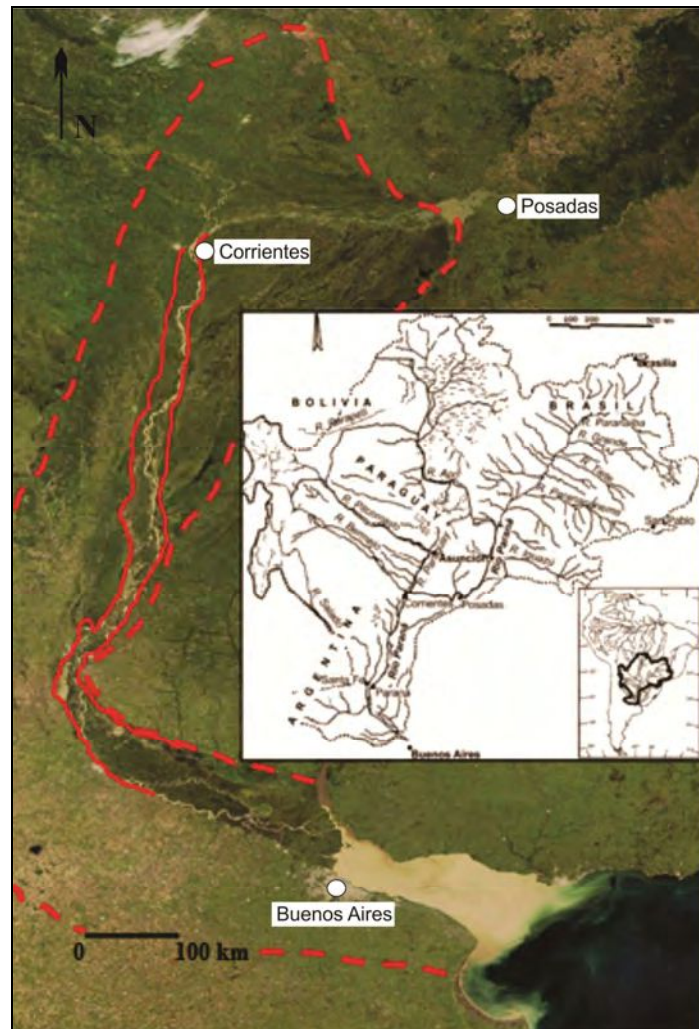


Figura 2.1. Planicie aluvial actual (líneas rojas continuas), en el contexto del área de divagación del río durante el Cenozoico superior (con guiones, basado en Santa Cruz, 1972; Herbst y Santa Cruz, 1985; e Iriondo, 2007, 2010).

Ya Frenguelli a mediados del siglo pasado demostró que el río Paraná ocupó la amplia faja deprimida drenada por los arroyos Saladillo Dulce y Saladillo Amargo (Figura 1.1, Figura 2.7) conocida como el “Bajo de los Saladillos” en la geografía local, antes de establecerse más al este por “el movimiento ascendente de nuestro suelo que...se iniciara al final del Holoceno y sigue todavía” (Frenguelli, 1954: 379).

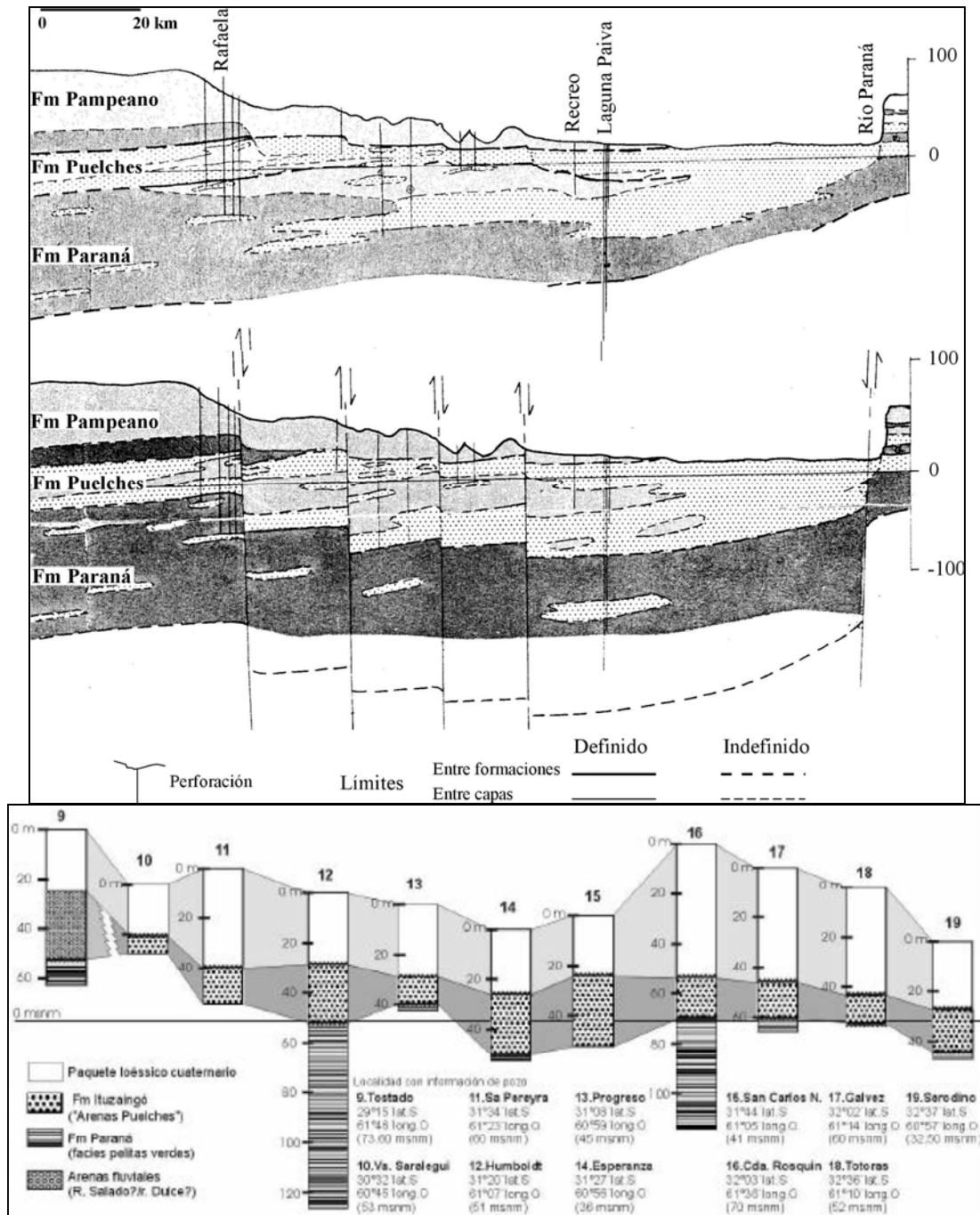


Figura 2.2. Arriba y Centro: Esquemas estratigráficos E-O de CAAAS (1973) para el subsuelo santafesino a los 31°15' / 31°30' S (interpretaciones con y sin fallamiento tectónico); el punteado representa sedimentos arenosos; los grises oscuros y claros en cada perfil designan a sedimentos arcillosos y limo-arcillosos, respectivamente. **Abajo:** Esquema estratigráfico N-S de Krohling e Iriondo (2003) al este del meridiano de Rafaela, entre los 29° S y 32° 30'; los autores propusieron que un bloque elevado al oeste de Rafaela limitó las divagaciones del río Paraná en tal dirección.

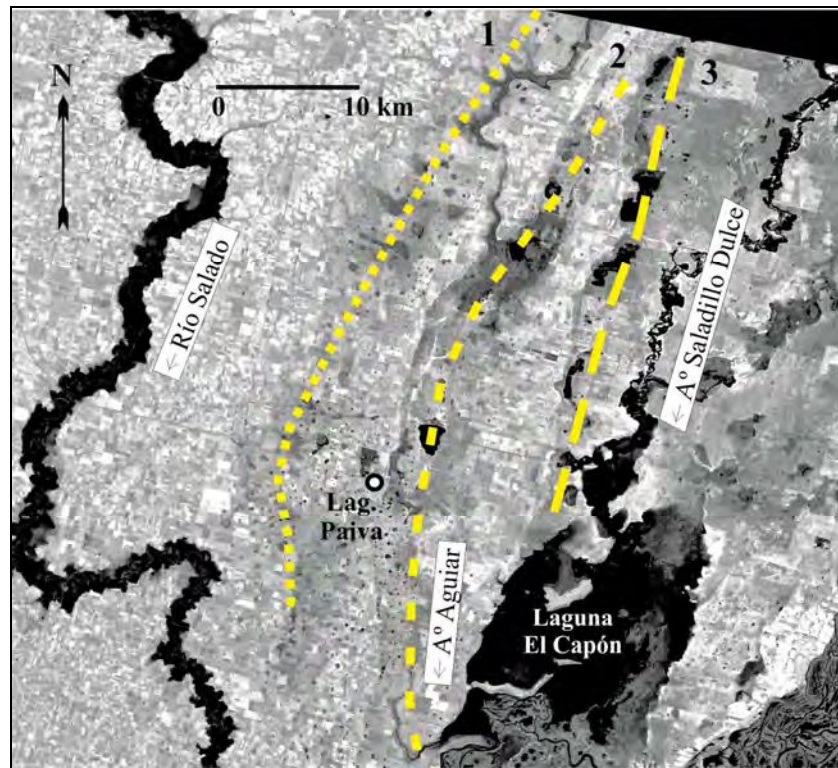


Figura 2.3. Depresiones lineales de rumbo submeridiano (1 – 3) al norte de la ciudad de Santa Fe - laguna Setúbal, correspondientes a posiciones del río Paraná en el Cuaternario, en sus sucesivos desplazamientos hacia su posición actual (Ramonell, 2005).

Ello, porque partes del fondo de esa depresión se encuentran, término medio, a unos 2 a 4 m sobre el nivel de la planicie aluvial actual del río.

A pesar de lo sucinto de la información de base geológica brindada por Frenguelli (1954), datos similares sobre la paleogeografía y paleohidrología del sistema fluvial y sus principales tributarios (de caudales sólidos, especialmente) en momentos precisos de su historia geológica son poco conocidos al presente.

2.2. Variables Geográficas

2.2.1. Clima

Debido a la ubicación del tramo justo aguas abajo del área de cuenca donde se define su hidrología, el clima en el área de la planicie y su entorno inmediato tiene escasa incidencia en la morfogénesis actual del Paraná Medio, comparada con aquella y con atributos autogénicos del río, como la conectividad entre el cauce principal y sus cauces secundarios, o de estos entre sí.

El río llega a modificar parámetros climáticos, incluso: influida por la gran masa de agua fluvial, la temperatura media en la planicie es superior a la del entorno en casi 2 °C, según los datos medidos por Iriondo (2010).

En Figura 2.4 a Figura 2.6 se presentan valores medios de precipitación y temperaturas a escala de la cuenca fluvial para el lapso 1961-1990.

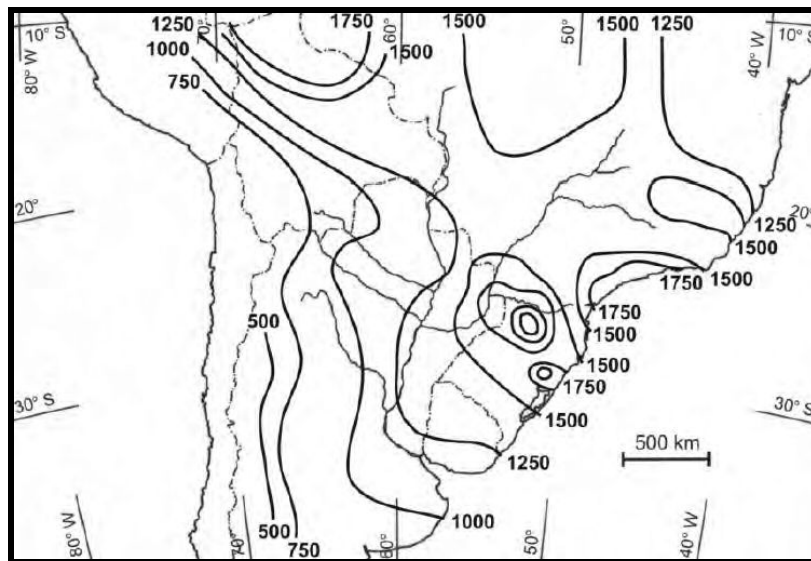


Figura 2.4. Precipitación media anual en la cuenca fluvial del río y su entorno (período 1961-1990; Paoli et al., 2000, reproducido en Iriondo & Paira, 2007).

En la primera de ellas se visualiza que la precipitación anual disminuye unos 200 mm desde Corrientes a Rosario, de ca. 1350 mm a 1150 mm. La ubicación de la isohieta de 1250 mm en la figura coincide con la que tenía la de 1000 mm en el lapso 1921-1950 (J.

Hoffmann, en: Popolizio, 2003), que se desplazó entre 300 y 500 km al sureste en el segundo período.

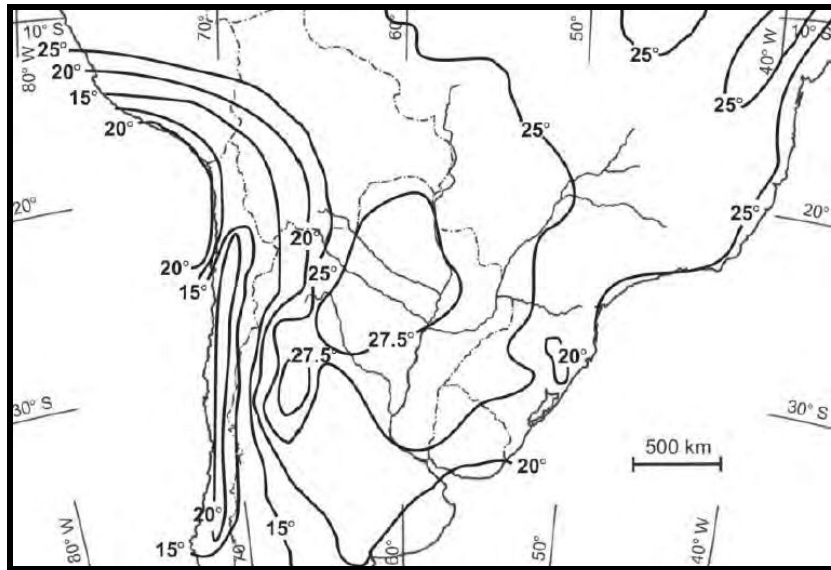


Figura 2.5. Temperatura media de verano en la cuenca fluvial del río y su entorno (período 1961-1990; Paoli et al., 2000, reproducido en Iriondo & Paira, 2007).

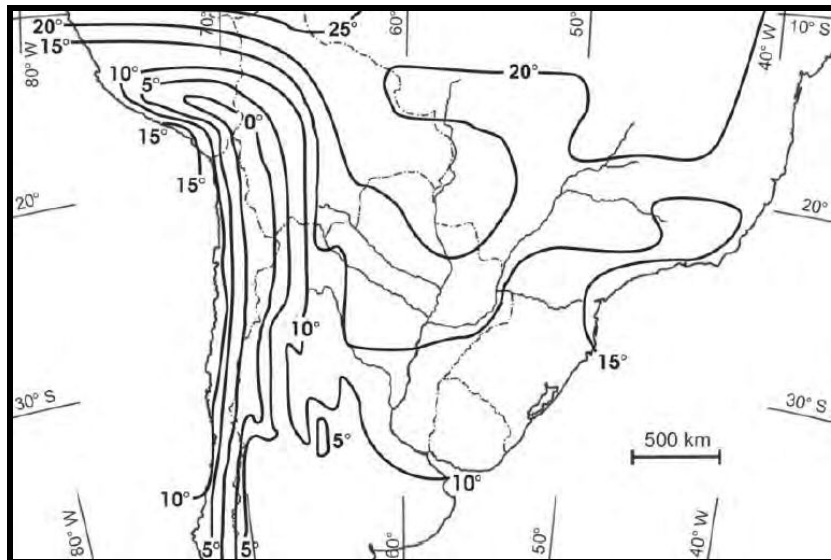


Figura 2.6. Temperatura media de invierno en la cuenca fluvial del río y su entorno (período 1961-1990; Paoli et al., 2000, reproducido en Iriondo & Paira, 2007).

Con relación a las temperaturas medias, las figuras 2.5 y 2.6 muestran que entre esas localidades las diferencias son más extremas en invierno que en verano, de 6 °C y 2,5 °C, respectivamente.

Como datos complementarios, la Tabla 2.1 resume información de diferentes parámetros meteorológicos de una serie pre-1960 compilada por Cáceres (1980) sobre el lateral derecho de la planicie aluvial, hacia la mitad del tramo medio.

Tabla 2.1. Parámetros climáticos (serie 1921/41-1960) en el borde derecho de la planicie aluvial, al norte de la ciudad de Santa Fe (extraídos de Cáceres, 1980).

Época de lluvias	Septiembre a Abril
Meses más lluviosos	1º: Marzo; 2º: Diciembre/Enero
Mes más seco	Julio
Temperatura media anual (°C)	18
Temperatura máxima media anual (°C)	32
Temperatura mínima media anual (°C)	7
Frecuencia media de días con heladas	9 – 10
Evapotranspiración (mm)	885
Déficit hídrico	0
Velocidad media mensual de vientos (km/h)	9 ± 1
Dirección de vientos dominantes ⁽¹⁾	NE (140 días)
Dirección de vientos secundarios ⁽¹⁾	SE (88 días)
Tercera moda de dirección de vientos ⁽¹⁾	E (57 días)
Cuarta moda de dirección de vientos ⁽¹⁾	SO (41 días)
Promedio anual de días de calma	11

⁽¹⁾ Serie 1951-1960.

Al comparar esa serie con otras más modernas del sitio se encuentran coincidencias (e.g., en la temperatura media anual) y diferencias, como la del incremento de precipitaciones medias ya indicado, o una baja de casi el 20 % en el valor de evapotranspiración.

Respecto de eventos meteorológicos extremos, una parte menor de la planicie se encuentra en el anillo perimetral de los tornados más intensos del país, con velocidades máximas en el rango de los 321 a 420 km/h (F4, en la escala FPP de Fujita-Pearson; García, 1994).

Así, no es extraordinaria la ocurrencia de esos fenómenos y de vientos huracanados del sur de grado F1 (i.e., con ráfagas de 121 a 180 km/h) una o dos veces al año, al término de la primavera o en el verano.

2.2.2. Relieve

El relieve regional de la planicie aluvial y su entorno puede visualizarse a través de los Modelos Digitales de Elevación (MDE) de Figura 2.7 a Figura 2.9, confeccionados a partir del MDE-Ar de 45 m x 45 m de resolución espacial del Instituto Geográfico Nacional.

La planicie aluvial posee cotas de algo menos que 50 m.s.n.m. en Corrientes (km 1208 de la ruta de navegación) y disminuye hasta los 10 m.s.n.m unos 600 km al sur, en Pto. Gaboto (km 480), más ca. 5 m más hacia Rosario (km 420).

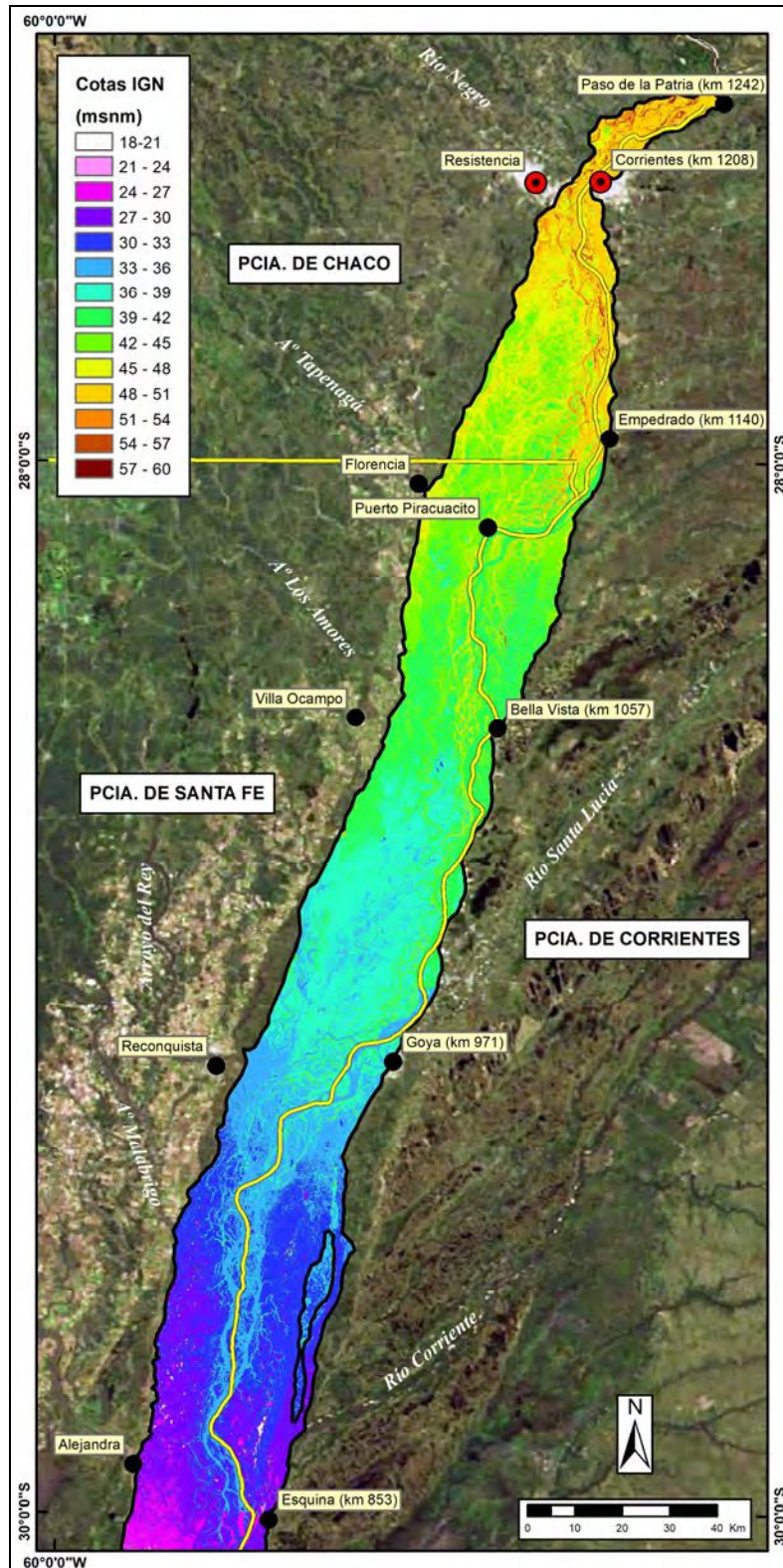


Figura 2.8. Modelo Digital de Elevación de la planicie aluvial del tramo medio al norte de Esquina (km 853) (Fuente: MDE-Ar del IGN); las líneas amarillas corresponden a límites provinciales.

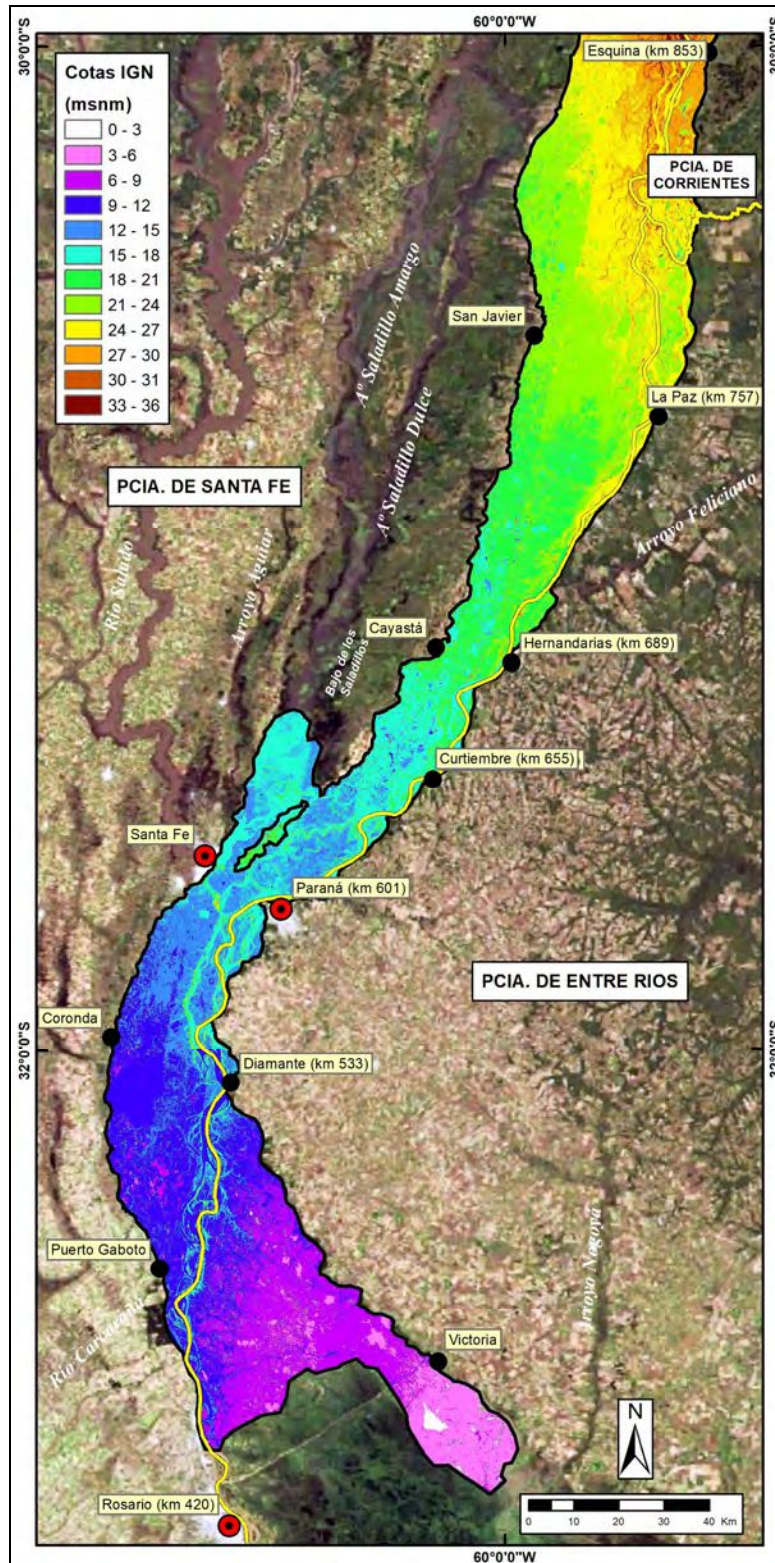


Figura 2.9. Modelo Digital de Elevación de la planicie aluvial del tramo medio al sur de Esquina (km 853) (Fuente: MDE-Ar del IGN); las líneas amarillas corresponden a límites provinciales.

La pendiente regional no es uniforme como se aprecia en el perfil longitudinal de Figura 2.10, y se individualizan diferentes segmentos, desde aguas arriba a abajo:

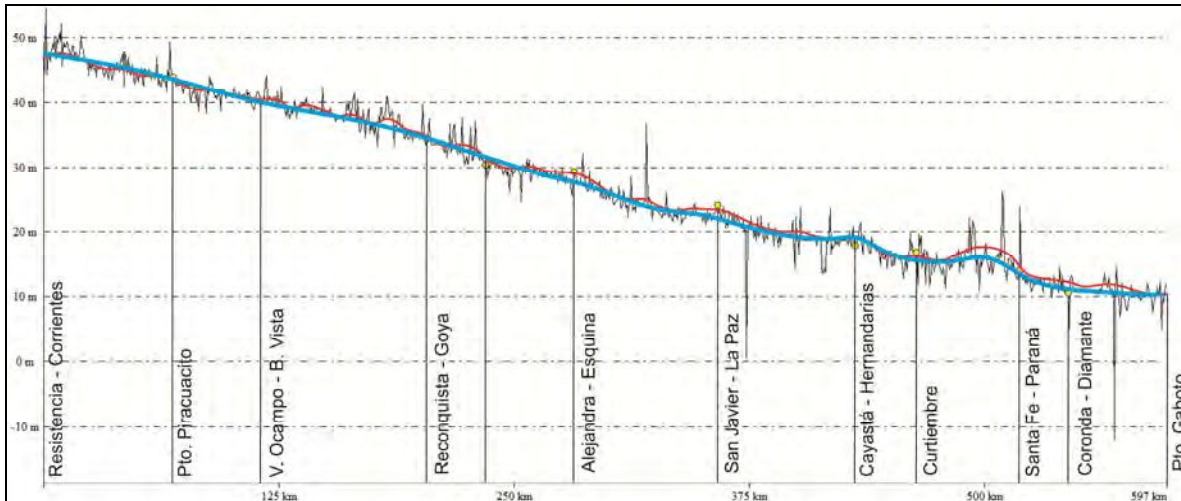


Figura 2.10. Perfil longitudinal de la planicie aluvial del tramo medio entre Corrientes (km 1208) y Pto. Gaboto (km 480), según una transecta ubicada a 5 km al este del límite oeste de la planicie (Base: MDE-Ar del IGN).

- a) el que llega hasta inmediaciones del eje Goya (km 971) – Reconquista, de 6,5 cm/km de pendiente media.
- b) Otro de mayor declive (9,2 cm/km) y 120 km de longitud, que finaliza algo al norte de la desembocadura del río Guayquiraró, a medio camino entre Alejandra y San Javier,
- c) luego del cual hay un tramo sub-horizontal de planicie hasta la última localidad.
- d) Aguas abajo de San Javier la Figura 2.10 permite distinguir una traza cóncava que se vuelve asintótica hacia la base del perfil, y finaliza con un resalto topográfico en contrapendiente a la latitud de Hernandarias (km 689) – Cayastá. El resalto es menor pero de primer orden dado la pendiente de la planicie, mensurable en cm/km.
- e – g) Tanto al sur de Cayastá como de la ciudad de Santa Fe (y hasta Pto. Gaboto) se repiten segmentos cóncavos similares al (d), separados éstos por un tramo de planicie

más alta que las lindantes, que se inicia en el sitio donde coexisten tres brazos secundarios de importancia de este sistema fluvial, los “ríos” San Javier y Colastiné y el A° Leyes (Figura 2.11; la zona en contexto se aprecia en las imágenes del Anexo A).

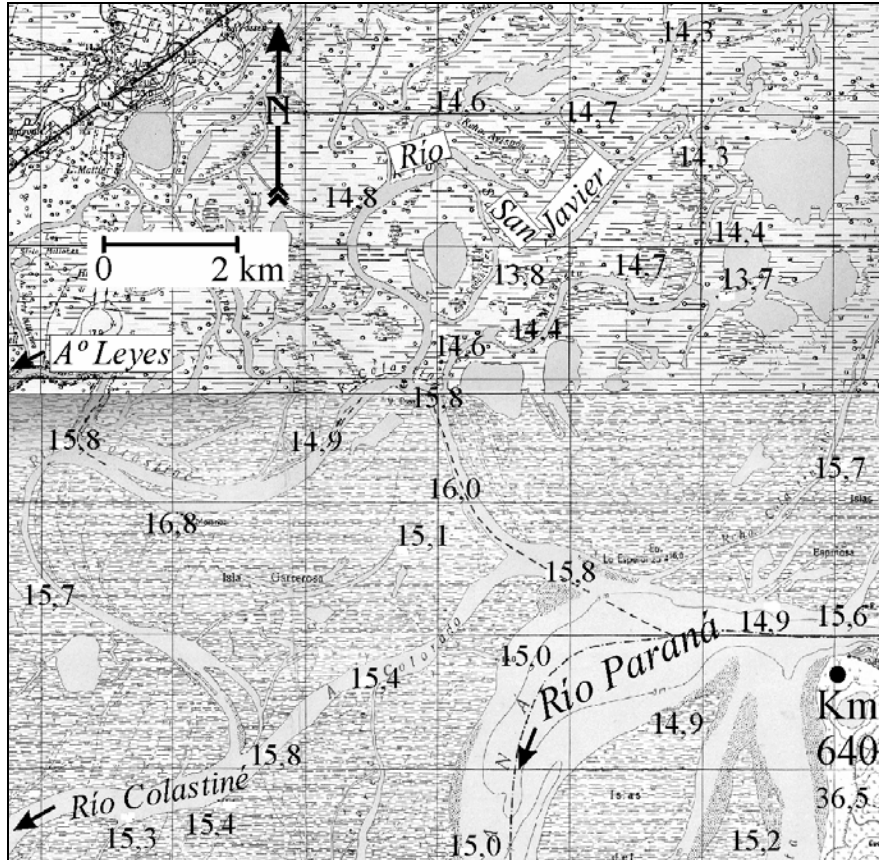


Figura 2.11. Mosaico topográfico realizado con las cartas 3160-27-1 y 3160-27-2 del IGN. Se resaltan las cotas del relevamiento expeditivo ad-hoc realizado a principios de los '60 por la institución, que ponen de manifiesto el resalto topográfico a uno y otro lado de la alineación Cerrito (km 640) – A° Leyes (Ramonell et al., 2000).

La traza este-oeste que sigue el último curso separa, con un resalto en contrapendiente de 1 m o algo más de desnivel, los sectores de planicie influidos por los brazos ubicados al norte y sur, San Javier y Colastiné, respectivamente (Figura 2.11).

De acuerdo a los datos presentados en Soldano (1947) y en Ramonell y Cristina (2014), el cauce principal repite, con valores menores, la distribución espacial de pendientes longitudinales presentada previamente.

En cuanto a pendientes transversales, el rasgo sobresaliente es que una franja en torno al cauce principal del río (resaltado con la línea amarilla de límite de provincias dentro de la planicie aluvial, en Figura 2.8 y Figura 2.9) está sobre-elevada respecto del resto de la planicie, lo que se vuelve más marcado aguas abajo del eje Reconquista – Goya.

Al respecto, es de advertir que los desniveles en los MDE están influidos por el porte de la vegetación dominante en las diferentes partes de la planicie, y la arbórea es, precisamente, más abundante en las islas modeladas por el cauce principal que en áreas poco conectadas con este, donde predomina la vegetación herbácea, de menos altura, lo que se aborda en el ítem. 2.2.4.

Sin embargo, del examen de relevamientos topográficos detallados realizados en oportunidad de obras ingenieriles de cruce o energéticas como las comentadas en el Capítulo 1, surge que los terrenos influidos por la dinámica de divagación del cauce principal (e.g., Anexo A) están, término medio, entre algunos decímetros a alrededor de 2 m por encima de otras partes de la planicie, en una misma sección transversal.

Como prueba de ello, la Tabla 2.2 muestra los valores modales (y/o medios) de cotas obtenidos por el autor al analizar las hojas topográficas 1:50.000 del IGN (ex-IGM) que cubren 130 km de planicie aluvial entre Hernandarias (km 689) y Diamante (km 533), diferenciados por segmentos sucesivos siguiendo islas centrales o laterales del cauce principal, y una traza paralela a esa faja ubicada a 7 ± 2 km al oeste.

De los datos presentados, es dable advertir que hay sectores de planicie en el tramo medio en los que las pendientes transversales llegan a ser de un orden de magnitud mayor que las longitudinales del sistema.

Así, a lo largo del eje Cerrito (km 640) – A° Leyes – extremo oeste de la planicie (i.e., en la desembocadura del A° Aguiar, al N de la ciudad de Santa Fe), Ramonell (2005) consignó desniveles netos de unos 3 m entre las islas del cauce principal y las lagunas en que desagua el A° Leyes, con pendientes promedio de su planicie deltaica de poco más de 16 cm/km, incluso.

La zona donde la pendiente longitudinal del río se incrementa aguas abajo del eje Goya–Reconquista, coincide con una división hidrográfica mayor de la planicie aluvial del tramo

medio, ya que desde allí aumentan la cantidad y dimensiones de las lagunas fluviales (Minotti et al., 2013; Paira, 2017).

Tabla 2.2. Alturas absolutas de la planicie aluvial entre Hernandarias y Diamante (cotas modales o promedio del levantamiento expeditivo del ex-IGM realizado en los años '60, e.g., Figura 2.10).

Subtramo	Km ruta de navegación	Cotas extremas (de aguas arriba – aguas abajo) del subtramo (m.s.n.m.)	
		Islas y planicie del cauce ppal	Planicie aluvial a 7 ± 2 km al O
Hernandarias – Punta Rosa	689 – 679	18 – 17	17,5 – 16
Pta. Rosa – Pueblo Brugo	679 – 666	17	16 – 15
Pueblo Brugo – Curtiembre	666 – 655	17 – 16	15
Curtiembre – Cerrito	655 – 640	16 – 15	15 – 14,5
Cerrito – La Celina	640 – 629	15	16 – 15
La Celina – Aguas Corrientes	629 – 606	15 – 13,5	15 – ¿13,5?
Ag. Corrientes – Bajada Grande	606 – 594	13,5 – 13	≈13,5
Bda. Grande – Punta Paracao	594 – 570	13 – 12	13 – 11
Pta. Paracao – Punta Alvear	570 – 555	sin datos	11 - 10,5
Pta. Alvear – Diamante	555 – 533	12 – ¿10,5?	10,5 – 9

Justamente, en la identificación de sistemas de humedales del corredor fluvial Paraná – Paraguay en el país (Minotti et al., 2013) los autores diferenciamos este subtramo del de aguas arriba como “río Paraná con grandes lagunas”, por la presencia de cuerpos leníticos de varias decenas de km² de superficie (e.g., lagunas las Nieves - Guayabal, El Capón, Setúbal, Coronda y Victoria; Anexo A), con gran elasticidad de sus márgenes en ciclos anuales e interanuales (Figura 2.12) y profundidades someras, de 2 a 3 m en aguas medias.

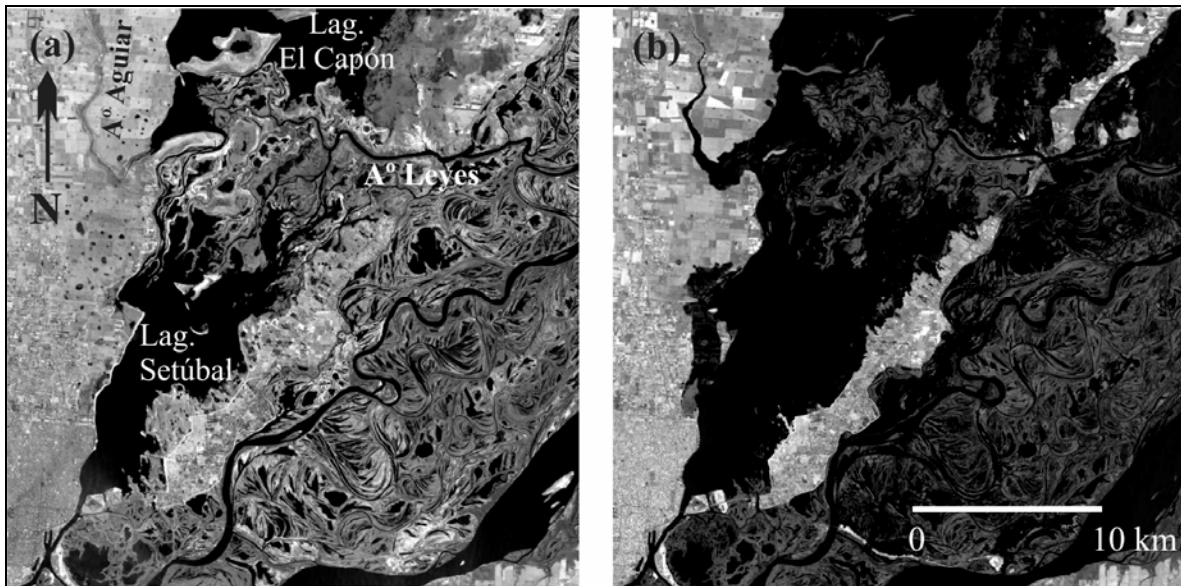


Figura 2.12. Lagunas Setúbal y (parte sur de) El Capón, en: a) aguas medias-bajas del 8 de mayo de 1997 (Altura hidrométrica en Pto. Paraná, HhPP: 2,63 m); y b) aguas altas ordinarias del 2 de diciembre de ese año (HhPP: 5,08 m), en la que se duplica la superficie lagunar. En la condición de aguas altas, lo emergido del delta del A° Leyes que divide ambas lagunas es vegetación.

Finalmente, otro rasgo morfométrico destacado de la planicie aluvial actual es su marcado estrechamiento en torno al eje Cayastá – Hernandarias (km 689), cuyo ancho (15 km) significa una reducción del 50 % respecto de su valor medio (27 km) o modal (ca. 30 km).

El origen de esta singularidad se vincula, en principio, a la historia del río en relación a su interacción con el Bajo de los Saladillos en tiempos geológicos recientes, y se considerará hacia el final del Capítulo. Al sur de aquél eje la acción del hombre ha contribuido en mantener estrecha la franja inundable del río por repetidos alteos del lateral del valle fluvial, como se explica en los ítems siguientes.

2.2.3. Hidrografía e Hidrología de Superficie

Una particularidad del Paraná aguas abajo de la confluencia con el río Paraguay es su homogeneidad en término de caudales líquidos, ya que los aportes de cursos tributarios en el tramo medio son reducidos, del orden del 5 % en cuanto a caudales medios, y

prácticamente despreciables para las situaciones de crecida del río (Giacosa et al. 2000; Paoli y Cacik, 2000).

Así, los valores aforados en Corrientes (única sección del tramo de un solo cauce) son representativos del flujo en el tramo entero, y esos datos han sido utilizados históricamente para caracterizarlo.

Estadísticamente, el caudal medio máximo ocurre en Febrero - Marzo (21.000 m³/s) y el mínimo en Agosto - Septiembre (13.000 m³/s) (Giacosa et al., 2000).

Las crecidas son determinadas por el área brasilera de la cuenca, incluso los picos que suelen suceder entre Mayo y Julio, a veces como máximos secundarios de un evento de inundación o, en menos ocasiones, como el principal (Paoli y Cacik, 2000).

Para la serie 1904 – 1998, Paoli y Cacik (2000) determinaron que el promedio de caudales máximos anuales fue de 30.000 m³/s. Alrededor de este valor suceden, efectivamente, las crecidas con inundación más frecuentes (u ordinarias) del tramo medio.

En ese contexto, la Figura 2.13 muestra las diferencias de extensión entre la planicie de inundación del tramo (cuya definición es estadística/hidrológica, y para lo cual suele adoptarse una recurrencia de inundación de 100 años aproximadamente; Leopold et al., 1964), y la planicie aluvial, definida por las geoformas y sedimentos dispuestos más o menos al nivel de las márgenes de los cauces, sea por sus procesos de inundación como de migración lateral.

En el caso de Fig. 2.13, los autores tomamos como planicie de inundación el área anegada hacia fines de la gran crecida de 1982/83 (caudal máximo en el sistema: 61.100 m³/s; permanencia de la inundación: 460 días; área inundada del tramo medio: 20.800 km²), según se visualiza en las imágenes satélite de esos tiempos.

La recurrencia del suceso se evaluó como decamilenaria apenas ocurrido, aunque eventos de inundación posteriores como los de 1992 y 1998 disminuyeron ese cómputo a casi 70 años (Paoli, 2010; Figura 2.14).

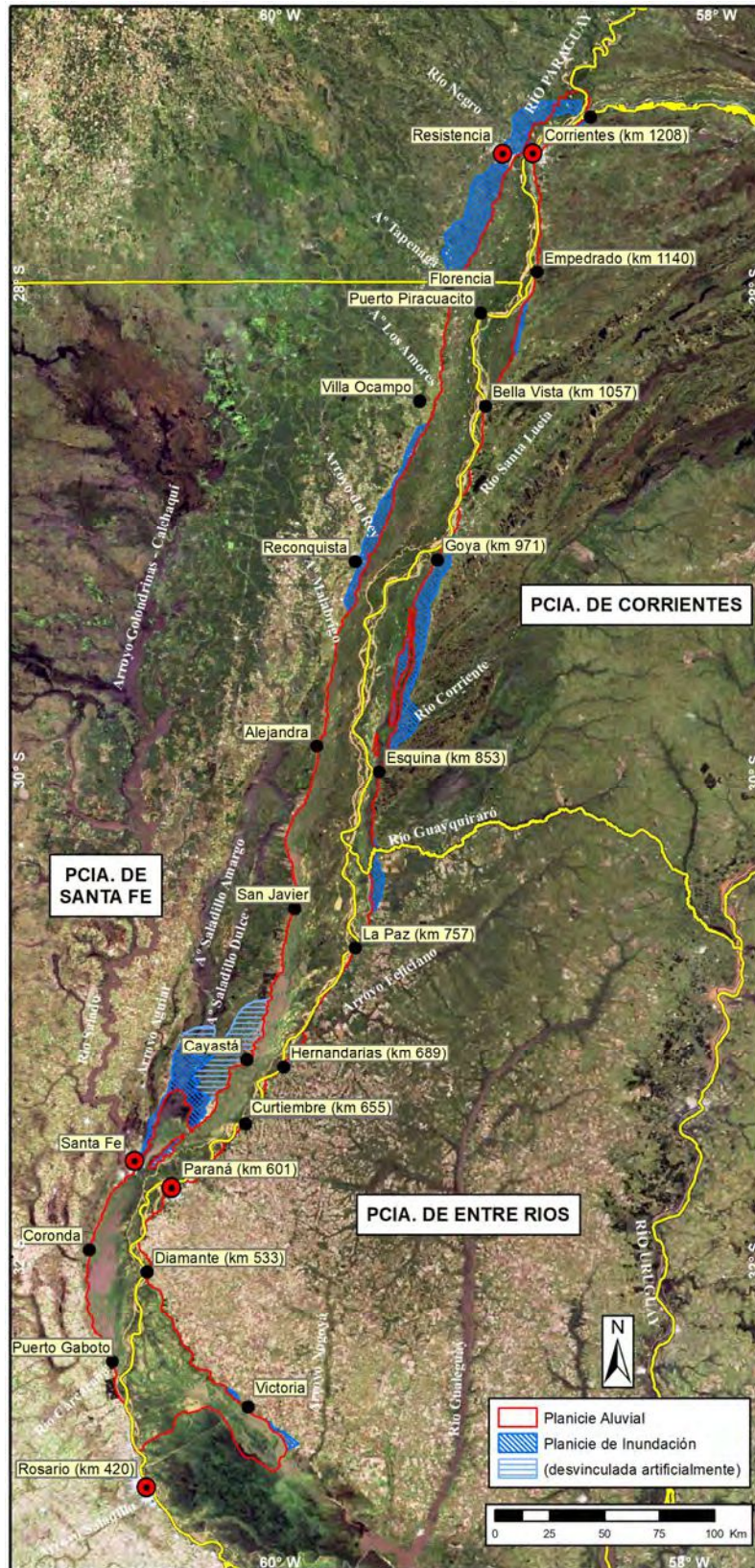


Figura 2.13. Planicies aluvial y de inundación del río Paraná Medio (Alberdi et al., 2018).

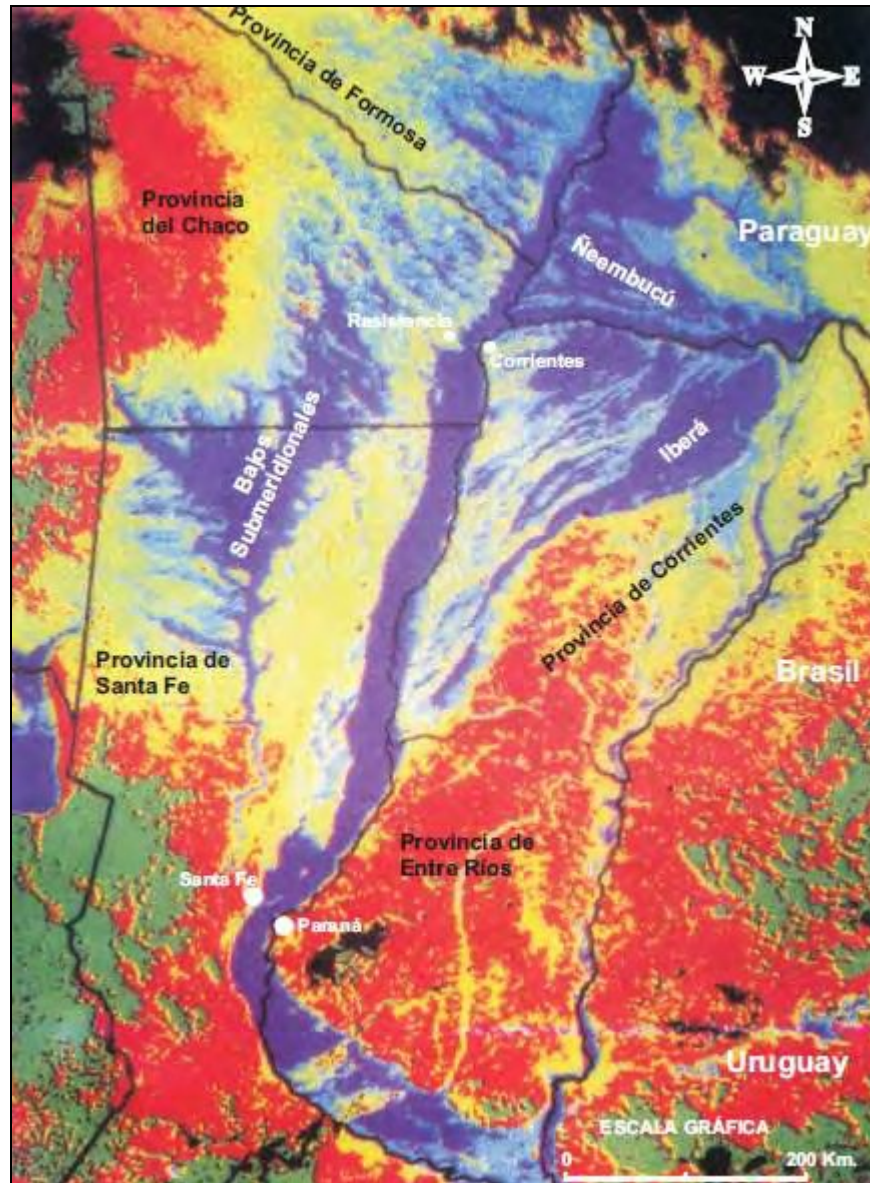


Figura 2.14. Imagen NDVI de MODIS del 5 de Mayo de 1998, mostrando (en tonos de azul) las áreas cubiertas por aguas de lluvia y de inundación fluvial en la región (Fuente: Popolizio, 2003; altura hidrométrica en Pto. Corrientes, HhPC: 8,37 m; HhPP: 6,63 m).

La distribución espacial, territorial, del fenómeno de inundación durante las crecidas del río fue un asunto menos conocido o divulgado académicamente en los antecedentes del siglo pasado.

Sobre este, el autor contribuyó con aportes puntuales tempranos (e.g., Ramonell et al., 2000; Ramonell y Amsler, 2005; Ramonell, 2005), incrementados en las investigaciones durante el desarrollo de esta tesis (e.g., Ramonell y Cristina, 2014; Bosisio y Ramonell, 2014; Marchetti et al., 2013a, 2020).

Debido a las singularidades del relieve de la planicie (sobre-elevación de la faja en torno al cauce principal, resaltos topográficos, etc.), las inundaciones no son homogéneas ni progresivas en la dirección del escurrimiento: “mientras que el valle entre los km 640 y 590 comienza a anegarse por encima de una altura hidrométrica en la escala de Pto. Paraná, HhPP = 4,00 m, los tramos de las planicies de aguas arriba y abajo ya están inundados en diferente grado para ese nivel del agua” (Ramonell et al., 2000: 197).

En general, para la faja de planicie modelada por el cauce principal el desborde ocurre cuando los niveles hidrométricos en Corrientes y Paraná alcanzan y se sostienen sobre los 5 m y 4 m en cada escala, respectivamente, que son los valores de cauce lleno en cada caso.

Considérese que las fluctuaciones anuales ordinarias del nivel del agua en esas localidades son de unos 4,5 y ca. 3,5 m respectivamente (las amplitudes máximas registradas interanualmente en Corrientes han sido de 9,8 m, y en Paraná, de 8,4 m).

Ramonell y Cristina (2014) evaluaron la propagación de crecidas con desborde generalizado en la planicie entre Corrientes y Rosario utilizando una metodología de análisis de limnigramas modificados que, además de simple, resultó ser la primera en su especie en el tramo medio.

Detalles metodológicos y resultados complementarios de ese estudio se brindan en el Anexo B; como síntesis, en Tabla 2.3 se presentan las características de los eventos analizados y, en Figura 2.15 y Figura 2.16, tres de los limnigramas ad-hoc obtenidos, representativos de las propiedades sobresalientes del resto.

Un aspecto destacado en las figuras es la atenuación de los limbos ascendentes de las crecidas desde Corrientes (km 1208) hasta La Paz (km 757), aguas abajo de la cual hay una discontinuidad con la aparición de un máximo local en Hernandarias (km 689); desde allí las ondas vuelven a menguar hasta el final del tramo.

Tabla 2.3. Detalle de crecidas con inundación general del tramo (desbordes del cauce principal en el entorno de Paraná mayores a HhPP = 4,70 m) consideradas por Ramonell y Cristina (2014).

Año	HhPP máxima del evento (m)	Fecha de inicio del desborde (dd/mm/aa)	Fecha de finalización del desborde	Duración del desborde (días)	Duración de la crecida (días)
2013	4,99	10/07/2013	16/08/2013	37	59
2011	4,81	09/03/2011	18/05/2011	70	113
2009-2010	5,78	10/11/2009	10/07/2010	242	229
2007	5,46	30/01/2007	21/04/2007	81	160
1998	6,72	23/10/1997	26/07/1998	276	314
1997	5,95	03/01/1997	07/04/1997	94	102
1996	4,74	31/10/1996	12/12/1996	42	77
1995	5,62	01/02/1995	23/05/1995	111	171
1993	4,85	22/10/1993	26/11/1993	35	119
1992	6,89	08/04/1992	11/09/1992	156	166
1990	5,92	02/02/1990	10/03/1990	36	87

En las escalas evaluadas fuera del cauce principal, en el extremo opuesto de la planicie (i.e., Reconquista, Helvecia y Santa Fe), también se notan incrementos de nivel local en Helvecia, que se anticipan y superan a las alturas máximas de Hernandarias.

La explicación de estos hechos es que el estrechamiento de la planicie en el eje Hernandarias – Cayastá, junto al resalto en contrapendiente del sitio, originan una onda de remanso que se propaga desde allí hacia aguas arriba, concentrando el flujo de la crecida en el cauce principal.

La combinación entre ese efecto (“de aguas abajo a arriba”) y la amortiguación del escurrimiento (“de aguas arriba a abajo”) hacia la latitud de La Paz es tan notable que las crecidas con más de un pico en Corrientes llegan a perder su multiplicidad hacia esa zona (Figura 2.16; figuras del Anexo B).

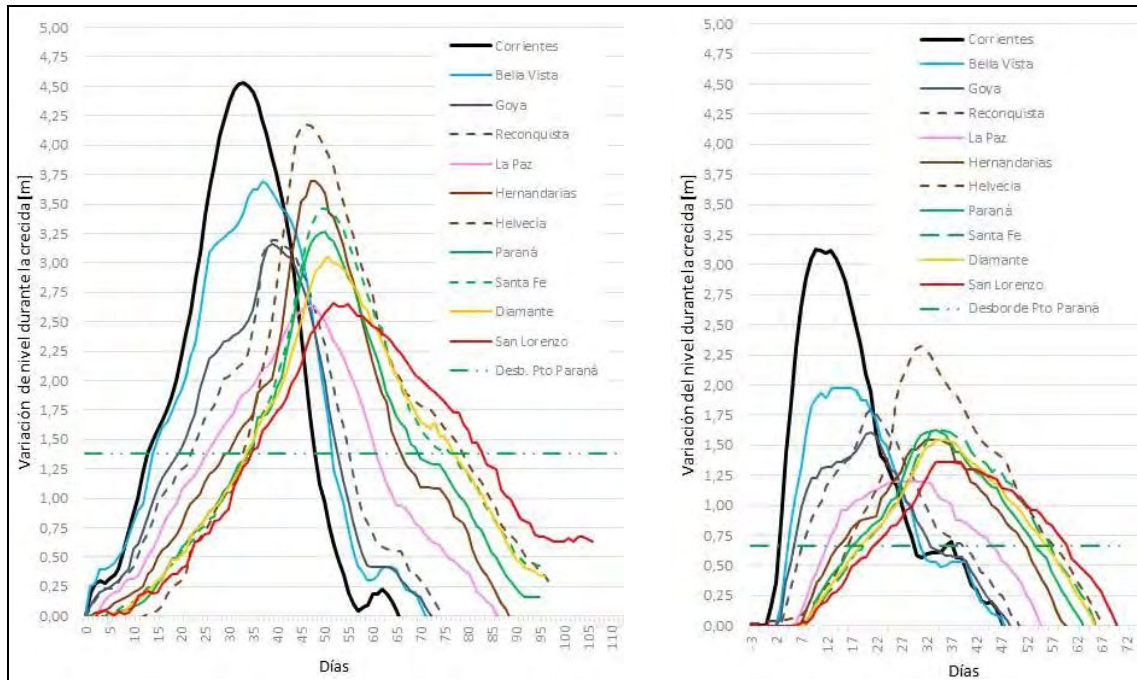


Figura 2.15. Desarrollo y propagación de las crecidas de los años 1990 (izquierda) y 2013 (derecha) desde Corrientes hacia el final del tramo. La línea horizontal indica la HhPP = 4,00 m.

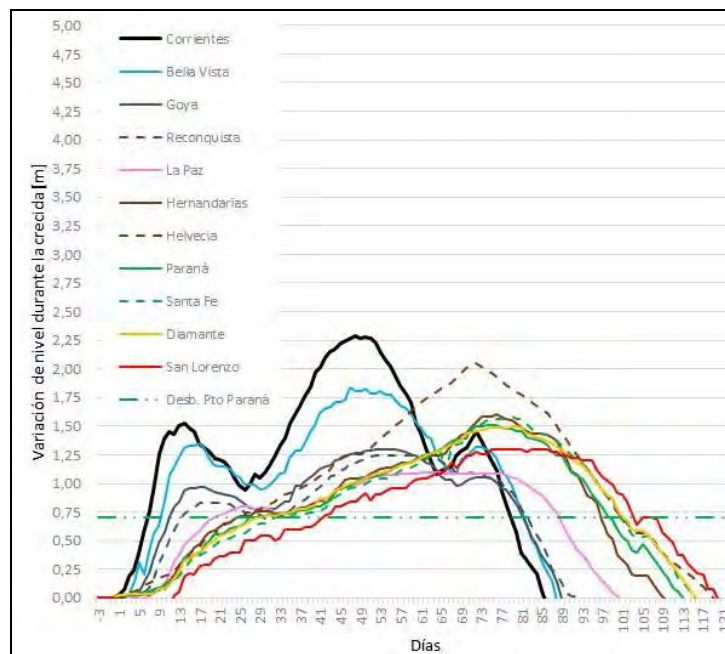


Figura 2.16. Desarrollo y propagación de la crecida del año 2011.

Aguas abajo de Hernandarias – Cayastá las ondas de crecida vuelven a atenuarse debido al aumento de ancho de la planicie y a la presencia de las grandes lagunas en sus áreas topográficamente más bajas (e.g., lagunas Setúbal, El Laurel y Coronda).

La Tabla 2.3 permite apreciar, además, atributos de las crecidas en las últimas décadas (niveles máximos, duración de los desbordes, etc.) en el área del río en torno a Paraná.

Una fotografía “instantánea” de la distribución de los caudales líquidos en el máximo de la crecida de 2013 se muestra en Figura 2.17, producida a partir de aforos con perfilador acústico Doppler (ADCP) conducidos por el autor y miembros de su grupo de trabajo en la FICH entre el 23 y 25 de Julio de ese año (HhPP: 4,88 m, 4,94 m y 4,96 m).

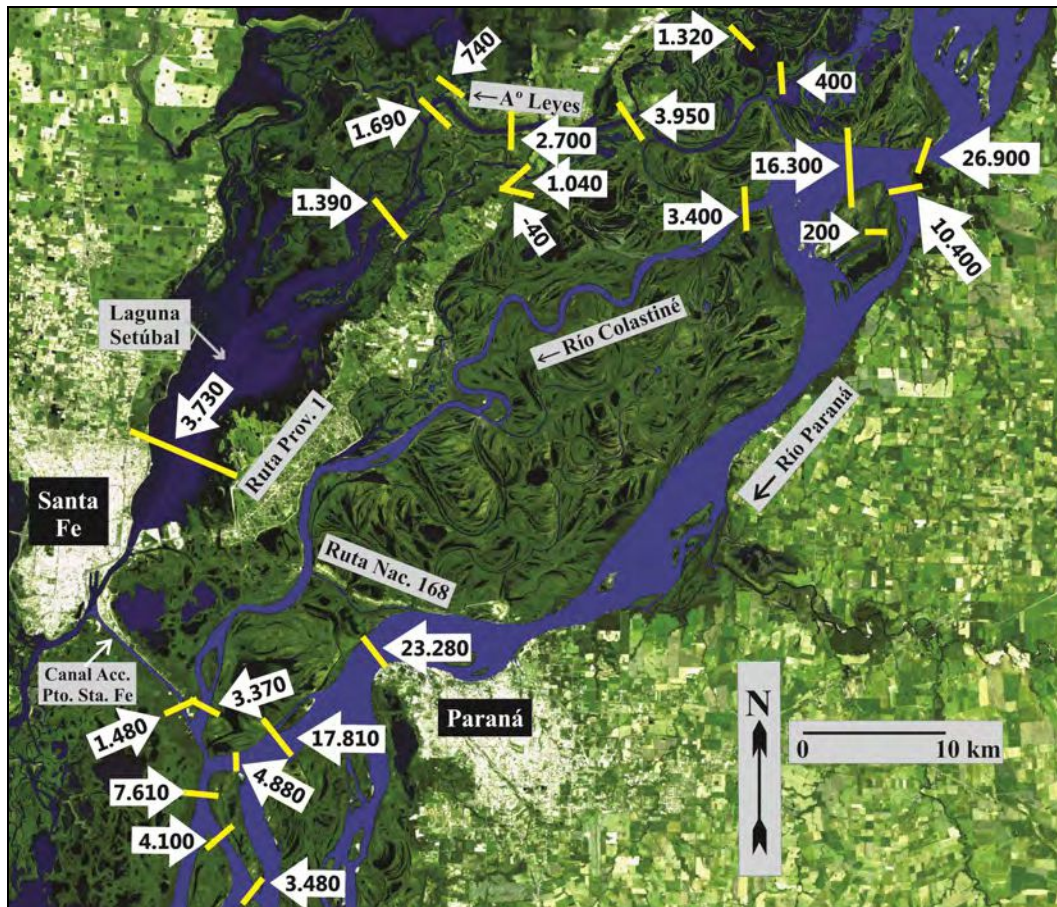


Figura 2.17. Caudales instantáneos (en m³/s) del río en torno al eje Santa Fe – Paraná (km 601) en momentos del máximo de la inundación ordinaria de Julio de 2013 (Caudal total en la planicie: ca. 31.000 m³/s) (Imagen base: Landsat 7 del 25 de Enero de 2003, HhPP: 3,43 m).

La Tabla 2.4, por su parte, contiene datos de las inundaciones en la misma zona a lo largo del siglo pasado. Nótese en ella que casi todos los valores consignados en las primeras 4 columnas del lapso 1932 – 1969 son inferiores a los de los tiempos previos y a los posteriores.

Tabla 2.4. Eventos de desborde (HhPP > 4 m) del río Paraná en el siglo XX, frente a Paraná (volumen y caudales corresponden sólo a la fracción conducida en el cauce principal y no al total de la sección hasta la ciudad de Santa Fe) (FICH, 1997, en: Ramonell et al., 2000).

Período	Nº de eventos	Nº de días	Volumen escurrido (m ³ x 10 ¹⁰)	Caudal máximo del evento mayor (m ³ /seg)	Caudal máximo del evento menor (m ³ /seg)
1904 – 1920	15	1015	181,99	33.658	18.314
1921 – 1931	13	896	162,25	27.833	18.689
1932 – 1941	8	473	80,50	23.125	18.521
1942 – 1948	6	324	56,17	23.623	18.314
1949 – 1959	7	467	81,20	25.323	19.027
1960 – 1969	6	490	92,24	30.625	18.272
1970 – 1980	12	595	102,09	25.070	18.219
1981 – 1990	15	1471	251,05	31.165	17.265
1990 – 1995	7	567	94,84	31.757	18.200

En sintonía a esa variabilidad temporal de los parámetros de inundación, Amsler et al. (2005) demostraron que los cambios morfológicos del cauce principal entre Esquina (km 853) y Pto. Gaboto (km 480) en el siglo (en ancho y profundidad medias, sinuosidad del thalweg, parámetro de entrelazamiento), estuvieron condicionados por la evolución temporal de los caudales efectivos (o formativos) del cauce en la centuria.

Los autores también señalaron la existencia del período “seco” entre los de “caudales efectivos húmedos” de ambos extremos de la serie, aunque probaron, además, que los caudales formativos del cauce principal están más estrechamente asociados a los

caudales medios (interanuales, e.g., de una década) que a los de inundación en igual período.

Ello fue ratificado por Pereira (2016) en su análisis de cantidad y dimensiones de islas centrales del cauce principal vs. caudales medios (por lustros) para el lapso 1977 – 2009.

El tercer y último componente hidrográfico – hidrológico del sistema del Paraná en el tramo medio son los cauces secundarios.

Como se adelantó en el Capítulo 1, esa es una denominación genérica para todos los cursos menores al cauce principal, al cual diferentes investigadores o profesionales, en general, no identifican de igual manera.

Así hay quienes reconocen al cauce principal como un único brazo que contiene al thalweg y/o a la faja de mayores caudales específicos del río. Esta consideración no es funcional atendiendo a la morfodinámica de este elemento geomorfológico: es bien conocido por los antecedentes que en los segmentos del Paraná en los que coexisten brazos de similar anchura y longitud, la faja de mayor capacidad de conducción suele migrar de uno a otro en cuestión de décadas.

Con base en los trabajos sobre la dinámica geomorfológica del cauce principal reseñados en el Capítulo 1, aquí se ajusta una definición de cauce principal que permite, por defecto, identificar al resto de los cursos del río como cauces secundarios, aún cuando se disponen a corta distancia de aquél.

Al visualizar la imagen de Figura 2.17 (o cualquiera de las del Anexo A, por caso) el cauce principal sobresale por su morfología en planta de segmentos estrechos en los que el cauce es simple o monocal, seguido de otros ensanchados en los que se divide en dos o más brazos importantes (en anchura) en torno a islas, entre las que puede haber cursos mucho más angostos, reconocibles por ello como cauces secundarios (Foto 2.1).

Ordinariamente los ensanchamientos del cauce principal poseen entre 8 y 16 km de largo, son semicirculares o fusiformes en planta y tienen anchos máximos menores a 8 km en todo el Paraná Medio (incluyendo en la cifra a las islas y bancos de arena entre los brazos que lo forman).



Foto 2.1. Vista hacia aguas arriba del cauce principal en inmediaciones de La Paz (km 757). El ensanchamiento con islas en primer plano, de 4 km de ancho máximo, es precedido por un estrechamiento de ca. 2 km de anchura, sobre cuya margen izquierda se encuentra la localidad mencionada.

A partir de estas consideraciones, el cauce principal es el que comprende uno de los brazos anchos por el que fluyen los mayores caudales específicos (que aloja al thalweg del río normalmente) más los brazos *cortos* contiguos de ancho y/o caudal afín al de aquél, que en conjunto tienen una morfología en planta como cuentas de rosario .

Cortos, en la oración precedente, se vincula a la longitud del ensanchamiento en cuestión.

En suma, fuera de esos brazos del río identificados por ancho y organización en estrechamientos-ensanchamientos como el cauce principal, el total de cursos restantes corresponde al variado grupo de cauces secundarios.

En términos operativos, la definición expuesta del cauce principal es una enunciación planimétrica de la tridimensional adoptada en las mediciones desde cartas batimétricas de detalle por Ramonell et al. (2000) y Amsler et al. (2005), lo que permite aprovechar todas esas medidas y conocimientos.

La cantidad, dimensiones y morfología en planta de los cauces secundarios es variable según los subtramos, y el área de planicie de Figura 2.17 es bastante representativa de su diversidad en los tres aspectos (Fotos 2.2 a 2.4).



Foto 2.2. Sector de planicie en torno al río Colastiné (v. Figura 2.17 o Anexo A; meandriforme regular, de ca. 350 m de ancho en el ápice de las curvas), con el cauce principal al fondo de la foto. También se aprecian cursos rectos y uno meandriforme de alta sinuosidad (abajo a la derecha).



Foto 2.3. Vista hacia el O del río San Javier (sistema anastomosado de alta sinuosidad), inmediatamente antes de confluir al A° Leyes. El ancho de los cauces mayores en el centro de la imagen es de 100 y 190 m.



Foto 2.4. Vista hacia el N del A° Leyes y sus canales distributarios rectos, con ocasionales curvas de meandro. Arriba: Lag. El Capón; abajo: A° Potrero (ca. 80 m de ancho); intermedio: A° Leyes (unos 230 m de anchura) y derivaciones (e.g., A° Zanja Brava, de 150 m, hacia la izquierda).

Entre el 15 % y alrededor del 35 % del flujo de inundación durante las crecidas ordinarias y extraordinarias del río en tal zona fue evacuado por sus cauces secundarios, en los últimos 40 años.

La evolución hidrológica de los cursos secundarios comparada a la de los períodos “secos” y “húmedos” del cauce principal en el siglo XX es diferente o, en principio, heterogénea: la Figura 2.18 es un comparativo de la configuración de los cauces activos del área en aguas bajas de 1954 y 2009, en el que se resaltaron los cursos que desaparecieron (por colmatación completa o por cierre de sus embocaduras, transformándose en lagunas filiformes en este caso) y los que se desarrollaron (o reactivaron por capturas) hacia el final del período.

En una primer aproximación, se visualiza en la figura cierta correspondencia entre la cantidad de esas modificaciones y la distribución de zonas altas y bajas en la planicie (ítem 2.2.2), siendo en las últimas donde ocurrieron la mayoría de las aperturas.

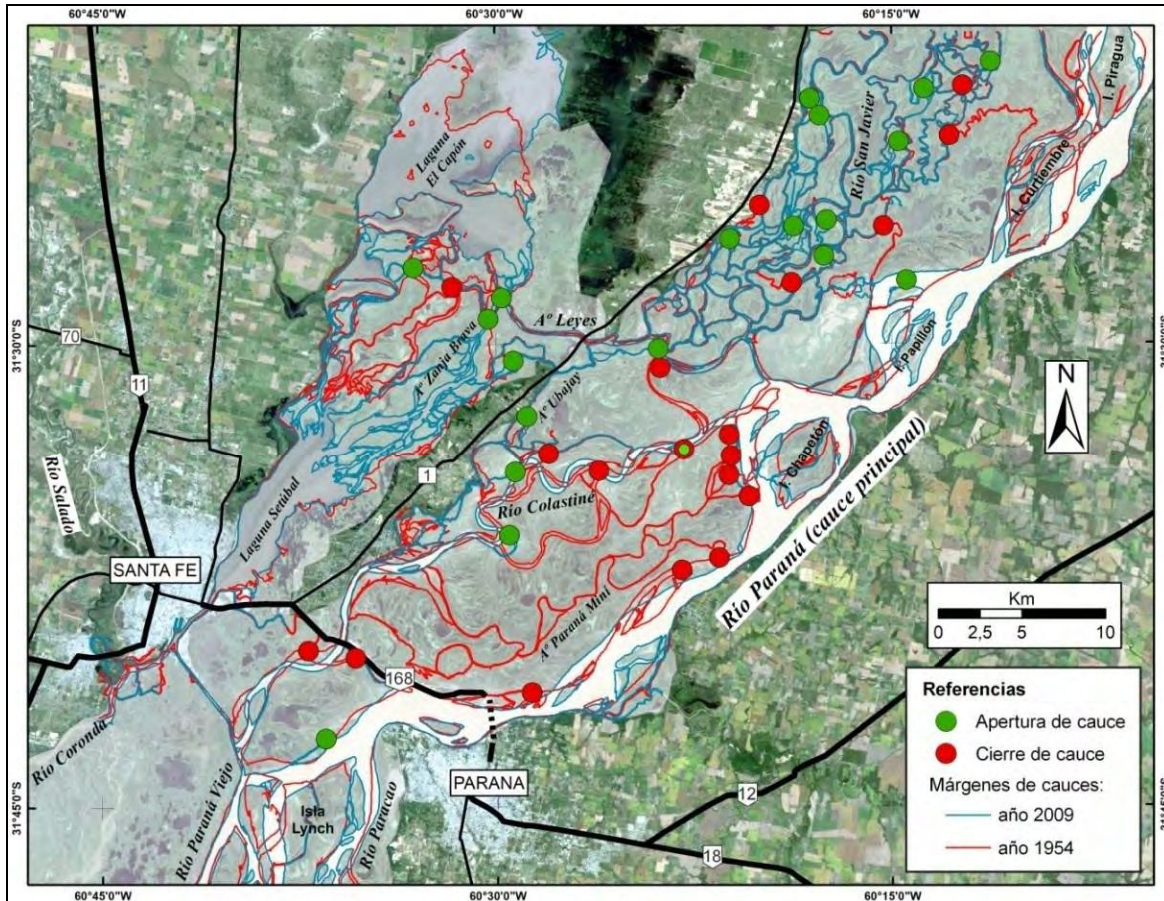


Figura 2.18. Hidrografía de la planicie aluvial del río Paraná al N de Santa Fe – Paraná en 1954 y 2009; los círculos indican sitios de cambios en los cauce secundarios hacia 2009 (modificado de Alberdi y Ramonell, 2013; se indica la reactivación –léntica a lótica– del A° Paraná Mini, en curso actualmente desde el Colastiné).

Como se manifestara en la reseña del Capítulo 1, otro atributo importante de los cauces secundarios en el río Paraná Medio es su tendencia morfológica: al cierre o cegamiento, al agrandamiento o a permanecer casi estables por largos períodos de tiempo, incluso de más de una centuria.

Para finalizar, y con relación a los caudales sólidos del sistema, el tema se considera en los ítems de Geología y en 2.2.5 (Modificaciones Antrópicas del Paisaje).

Ello, ya que si bien las cantidades y modos de transporte de los sedimentos fluviales dependen de la hidrología y la hidráulica del sistema a corto o mediano plazo, las actividades del hombre las condicionan en esas escalas de tiempo.

Por otro lado, son los procesos geomorfológicos entendidos en la escala espacial y temporal de la geología los que determinan la disponibilidad de sedimentos para la construcción de la planicie aluvial del tramo medio del río.

2.2.4. Vegetación

Un faltante notable en los antecedentes académicos sobre el río Paraná es el de mapas regionales de sus unidades de vegetación, a pesar de la calidad y cantidad de trabajos al respecto.

Poi y Galassi (2013) y Marchetti et al. (2013b) brindan una síntesis actualizada citando a numerosos especialistas en la temática que vinculan la distribución de fisonomías leñosas y herbáceas al gradiente topográfico de geoformas en la planicie, desde los sectores más altos (albardones) hacia las zonas más bajas e inundables, respectivamente (Figura 2.19).

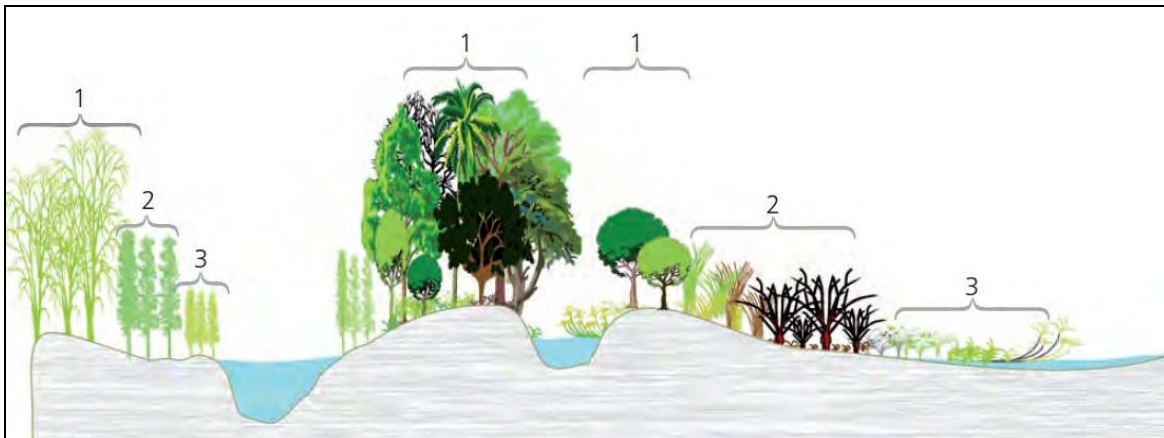


Figura 2.19. Perfil esquemático de la distribución de la vegetación en un gradiente topográfico indicando tres tipos de sitios: 1) topográficamente más elevados (menor frecuencia de inundación), 2) de alturas intermedias y 3) bajos con humedales asociados a cuerpos lagunares y cauces de diferente tamaño (Marchetti et al., 2013b).

Los autores de la figura consignan que en los sitios más elevados (sitios 1) aparecen las comunidades de mayor complejidad en estructura, riqueza y diversidad, como bosques de timbó (*Albizia inundata*), sauce (*Salix humboldtiana*), curupí (*Sapium haematospermum*), espinillares (*Acacia caven*), selvas de ingá (*Inga uraguensis*) y bosques de dosel pluri-específico, más otras especies arbóreas que aportan a la diversidad (e.g., ceibo – *Erythrina crista-galli*– y laurel de la isla –*Nectandra angustifolia*).

Hacia la porción intermedia del gradiente (sitios 2, en el gráfico) aparecen comunidades tanto herbáceas como leñosas, sean éstas boscosas o arbustivas. Entre las primeras se destacan los pajonales de paja de techar debido a las superficies que cubren, además de cortaderas de *Cortaderia selloana*, arbustales de chilca (*Baccharis salicifolia*) y artemisales de *Ambrosia tenuifolia*.

La parte más baja del gradiente topográfico (sitios 3) está representada por lagunas o cursos permanentes, o bien por áreas deprimidas que se inundan cada dos años o menos. De acuerdo a sus características (en calidad de aguas, velocidad, etc.) estos ambientes sustentan diferentes comunidades, desde leñosas adaptadas a grandes fluctuaciones hidrométricas, hasta comunidades de hidrófitas herbáceas.

Los bordes externos de los cuerpos de agua permanentes son colonizados por comunidades herbáceo-arbustivas palustres (e.g., arbustales de café de la isla – *Sesbania virgata*–, carpinchera –*Mimosa pigra*– y varilla –*Solanum glaucophyllum*).

En los bordes internos de lagunas aparecen especies palustres tales como cataizales de *Polygonum punctatum*, verdolagales de *Ludwigia peploides*, juncales de *Schoenoplectus californicus* y praderas de *Echinochloa spp.* entre otros. Las lagunas también son colonizadas por especies acuáticas libres o arraigadas (camalotales de *Eichhornia crassipes* o repollares de *Pistia stratiotes*).

Por otra parte, en los ambientes lóticos dominan especies arraigadas de gran porte. Allí son frecuentes los bosques pioneros de sauce y aliso, las playas de Ciperáceas, los canutillares de *Panicum elephantipes* y *Paspalum repens*, los cataizales de *Polygonum spp.* y los camalotales de *Eichhornia azurea*.

Las cuatro últimas especies son mucho más frecuentes y extendidas en cauces secundarios que en el cauce principal, y sus ensambles tienen mayor importancia aún en cursos relativamente estrechos, de menos de 100 o 150 m de ancho, aunque este no es el parámetro determinante en todos los casos y es tema de investigaciones actualmente.

Desde una perspectiva geomorfológica, esas macrófitas participan en el cegamiento y cierre de los cauces, en especial los canutillares, que serán especialmente abordados en el Capítulo 3 (Foto 2.5).



Foto 2.5. Variedad de macrófitas cerrando temporariamente un riacho¹ de ca. 3 m de profundidad entre islas del cauce principal.

Otras especies relevantes en igual sentido son el sauce y el aliso, ya que en meses colonizan las nuevas áreas sedimentadas en los cauces, sea en bancos centrales como laterales, contribuyendo a su consolidación (Brumnich et al., 2019; Foto 2.6).

Prácticamente todas las comunidades citadas intervienen como elementos de rugosidad para el flujo encauzado y de inundación y, de haber sedimento disponible, contribuyen a su depositación de manera indirecta por merma de la velocidad, o directamente por el atrape o adherencia a sus partes: troncos, tallos y raíces acuáticas (Foto 2.7).

El esquema de Figura 2.19 vale, por caso, para una isla central del cauce principal de varios km² de superficie, tipo las islas compuestas o las complejas de la clasificación de

¹ El término riacho refiere en la región a cuerpos de agua filiformes diversos en los que el escurrimiento durante un año hidrológico varía hasta una condición de aguas muertas (ausencia de escorrentía) o cercana, al menos durante niveles hidrométricos bajos del sistema. También aplica a cauces que presentaron una merma sostenida de caudales (y anchos) por décadas, hayan iniciado o no una fase evolutiva lenítica (madrejón, *sensu* Neiff et al., 2004) por cierre de su embocadura.

Pereira et al. (2009) y Pereira (2016) ya que en esas islas existe la diversidad de geoformas que posibilitan la existencia de los gradientes topográficos y cuerpos de agua mencionados por Marchetti et al. (2013a) (Foto 2.1).



Foto 2.6. Sauces colonizando un banco de arena de reciente formación en el cauce principal frente a la embocadura del río Colastiné, devenido en isla consolidada en 2018 (5 años después de la foto; la embarcación está en el veril del banco, en el brazo que contiene al thalweg del río).



Foto 2.7. Sedimentos finos atrapados en las raíces acuáticas de alisos al término de la crecida de 2011, ámbito del delta del A° Leyes. Nótese también el sedimento depositado en la superficie.

Con modificaciones, el modelo también puede extenderse a áreas mayores en las que ocurren desniveles entre la faja modelada por el cauce principal, más alta, y las zonas

alejadas de esta más bajas (ítem 2.2.2, Tabla 2.2), de acuerdo a las caracterizaciones de vegetación y geomorfología hechas en Marchetti et al. (2013b; 2020).

En tal sentido, el “mapa” de Figura 2.20, resultante de la clasificación digital de 365 escenas de Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, en su sigla en inglés) derivadas del Sistema Satelital Terra-MODIS (resolución espacial: 250 m) a razón de una cada quince días entre los años 2000 y 2015, más un trabajo interdisciplinario previo con fuerte base de campo, podría ser una de las primeras cartografías de las unidades de vegetación de la planicie en el tramo, de acuerdo a lo comentado al inicio de este ítem.

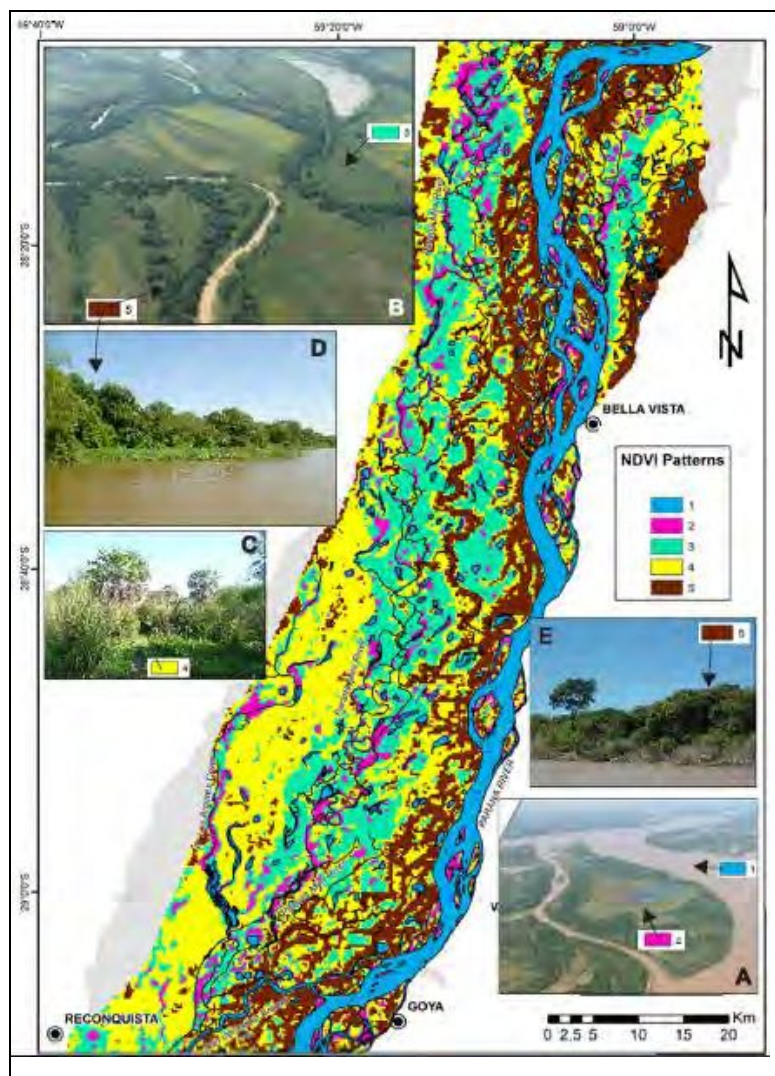


Figura 2.20. Distribución de patrones de NDVI (NDVI Patterns) al norte de Goya – Reconquista. (A) 1 y 2: cuerpos de agua permanentes y temporarios; (B) 3: vegetación palustre herbácea y arbustiva; (C) 4: herbáceas altas y savanas; (D,E) 5: bosques en galería (Marchetti et al., 2020).

2.2.5. Modificaciones Antrópicas del Paisaje

Las intervenciones del hombre induciendo a modificaciones del río en el tramo son muy variadas, y la mayoría suelen ser puntuales o localizadas aunque de influencias zonales diversas: a veces se limitan al sitio de la perturbación y sus cercanías (dragados de areneras, por caso), y otras desencadenan cambios en cientos de kilómetros cuadrados.

Previo a especificarlos, vale consignar que el Paraná Medio ha sido impactado por el hombre en forma externa o indirecta (i.e., con intromisiones fuera del tramo) además de las directas aludidas arriba.

Dos de los impactos indirectos mayores se generaron por las presas de embalse hidroeléctricas de distinto tamaño construidas en la parte brasilera de la cuenca desde los años '60. Junto con la binacional argentino – paraguaya de Yaciretá, estas influyeron aumentando los niveles mínimos del río en el tramo (Giacosa et al., 2000).

Por la cualidad de mega-río del Paraná (Capítulo 1), los niveles máximos en las crecidas no son influenciados por las grandes presas de la cuenca.

El segundo impacto relevante en términos geomorfológicos y ecológicos como lo demostrara Amsler (2006), es el de la retención de los sedimentos finos (limos y arcillas) en unos 30 de aquellos embalses donde el tiempo de residencia del agua va desde 10 hasta ca. 500 días (SIPOT, 1997, en: Amsler, 2006).

Estos sedimentos constituyen la carga en suspensión permanente o carga de lavado en este sistema fluvial y, de acuerdo a Drago & Amsler (1998), los aportes del río Paraná aguas arriba de la confluencia del río Paraguay representaron el 44 % de tal carga en el Paraná Medio entre 1976 y 1981. Por la construcción de las nuevas y grandes presas hacia esos tiempos, esa contribución disminuyó al 8 % en el lapso 1991-1998 (Alarcón et al., 2003) y, obviamente, perdura en la actualidad.

Los sedimentos granulares que constituyen la carga de fondo y en suspensión intermitente provenientes del Alto Paraná son atrapados en un 100 % en los embalses de mayores dimensiones (e.g., Itaipú, Yaciretá).

García et al. (2002) sugirió que las deforestaciones vinculadas a la expansión de los cafetales en la parte brasilera de la cuenca podría dar cuenta de parte del aumento de los caudales medios en el período “húmedo” de las tres últimas décadas del siglo XX.

No ha habido verificaciones o avances en esa línea antropogénica como en otros causales naturales de la variabilidad de caudales (Depetris & Kempe, 1990; Camilloni & Barros, 2000), incluso extra-planetarios como es conocido para otras grandes cuencas fluviales del mundo (Antico & Krohling, 2011).

Respecto de las intervenciones directas en el tramo, el área de Santa Fe – Paraná y su entorno inmediato reúne prácticamente todas las variedades, y en grado superlativo al concentrarlas.

Por antigüedad e incidencia hidro-sedimentológica se destaca la obra del Canal de Acceso al Puerto de Santa Fe, excavado en la planicie aluvial a principios del siglo XX con una longitud de ca. 8,5 km, 200 m de ancho y 14 m de profundidad (Figura 2.21).

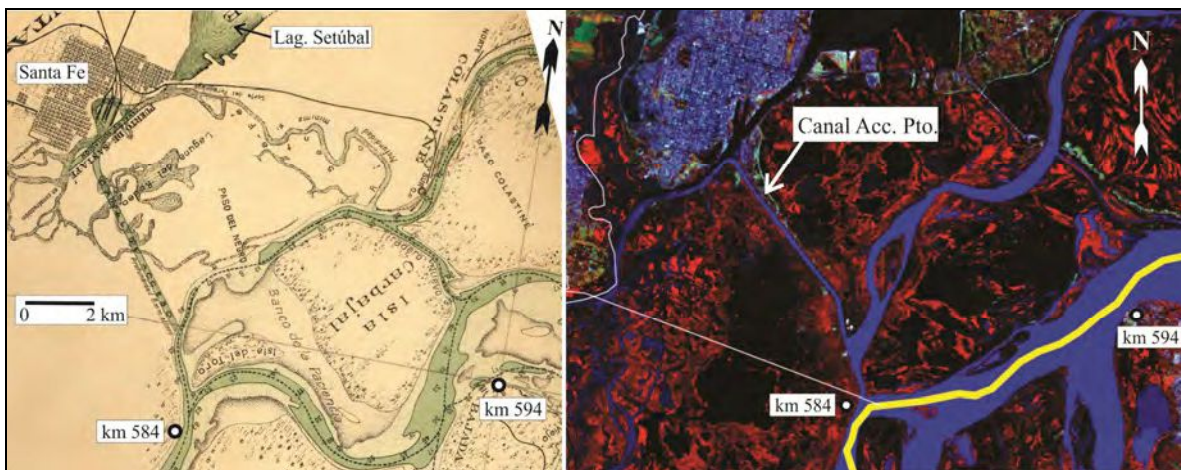


Figura 2.21. Parte del “Plano de navegación entre Paraná y Esquina, 1:100.000 – Año 1907” del Ministerio de Obras Públicas argentino, con la traza de las obras del canal de acceso y puerto de Santa Fe. Las líneas de guiones en los cauces marcan los derroteros de sus thalwegs, con profundidades en pies; las fajas verdes en torno a ellos corresponden a la isobata de 19’. A la derecha, a igual escala, imagen Landsat 5 del 18 de abril de 2007, falso color compuesto.

Tal como se muestra en la figura, el canal facilita desde hace décadas el trasvase artificial de aguas con altas concentraciones de limo y arcilla desde el río Colastiné hacia el oeste de la planicie, cuyos cauces secundarios los redistribuyen aguas abajo en una superficie de más de 300 km² de extensión.

Mediante aforos como el que posibilitó el diagrama de caudales instantáneos de Figura 2.17 y se explicitan en el Capítulo 3, el autor constató que entre ca. el 40 y 45 % de los caudales líquidos del río Colastiné en cualquier condición hidrométrica son derivados hacia el río Coronda, que incrementa su caudal en la embocadura en un 25 a 35 %.

Como obras estructurales de similar importancia a la del canal se reconocen los terraplenes viales de Ruta Nacional 168 (que une Santa Fe con Paraná mediante el Túnel Subfluvial “Raúl Uranga – Carlos Sylvestre Begnis”, ex-Túnel “Hernandarias”) y Ruta Provincial 1 (que enlaza Ruta Nac. 168 con Cayastá y Reconquista, a la vera oeste de la planicie aluvial), más los anillos de defensa contra inundación de la ciudad de Santa Fe y sus suburbios en torno a Ruta Prov. 1.

Ramonell (2005) estimó en ca. 30 Hm³ el volumen total de suelos removido en el ámbito del éjido municipal dentro de la planicie aluvial, que incluye la construcción de desniveles artificiales de 5 m o más en su interior.

Tan relevante como la cantidad de sedimentos movido para esas obras es su distribución espacial. El terraplén de Ruta Nac. 168 es una estructura transversal al flujo de inundación, en absoluto “transparente” al paso de las grandes crecientes: en las últimas del siglo pasado se midieron desniveles de algo menos que 1 m entre las superficies del agua a uno y otro lado de tal traza, con anegamiento de terrenos sólo por el efecto de embalse del eje vial.

Una recomendable síntesis histórica acerca de la modificación del medio y el impacto de las crecidas fue elaborada por Ceirano et al. (2000: 247-253), que actualizó la que produjera a su tiempo Cabral (1967).

Entre la información que los autores aportan se destaca la del trasvase de aguas de inundación desde la planicie del río hacia el Bajo de los Saladillos durante la crecida de 1982/83 (área de planicie de inundación “desvinculada artificialmente” en Figura 2.13).

Ese suceso fue registrado desde los 31°00' S hacia el sur en forma discontinua, de acuerdo a la topografía de los terrenos “altos” que separan la planicie aluvial actual del Bajo de los Saladillos (el denominado “Albardón Costero” de la geografía popular local). Para uno de los sectores bajos Ceirano et al. (2000) mencionan un frente de desborde de ca. 8 km de longitud, a través del cual ingresaron al “Bajo” (y al sistema lagunar El Capón – Setúbal) unos 2.400 m³/s.

Los sucesivos alteos del terraplén de la Ruta Prov. 1 en la zona, iniciados en 1940 y continuados al término de la creciente de 1982/83, impiden la ocurrencia de fenómenos similares desde entonces.

Otros canales con la significancia hidro-sedimentológica del Canal de Acceso al Pto. de Santa Fe existen en el extremo sur del tramo: el que quedó dragado al construir el terraplén vial Rosario – Victoria, en todo el ancho de la planicie de inundación (55 km), y el Canal Careaga, aguas arriba del anterior, que vincula el cauce principal con la laguna Victoria en sentido oeste – este (Anexo A, página final).

Otras intervenciones que involucran dragados se relacionan con la extracción de arenas para construcción, el mantenimiento de la vía navegable en el cauce principal y las que posibilitan el acceso a puertos, en los que suelen depositarse sedimentos finos por sus características intrínsecas.

Las dos últimas tienen poca relevancia, en general, en el Paraná Medio, sea por los grandes volúmenes de sedimentos transportados por el cauce principal como por la escasez de actividad en sus puertos, antagónica a la de los del área de Rosario y del Paraná Inferior (Prendes y Huespe, 2000).

El material de dragado vinculado a la hidrovía es depositado en otros sitios del cauce. Antiguamente se lo refulaba en partes para el alteo de islas; estos depósitos y morfologías pueden interpretarse como naturales, confundiendo a expertos foráneos.

Los dragados de empresas areneras pequeñas no inducen a cambios geomorfológicos en los brazos secundarios con conexión directa con el cauce principal, tipo el río Colastiné, ya que aquél garantiza una provisión permanente de sedimentos granulares.

Ramonell (2005) y Ramonell y Amsler (2005) establecieron que hay cursos secundarios en los que la reposición del sedimento de fondo es deficitaria o nula por segmentos, que coinciden con aquellos en los que el grueso del caudal líquido proviene del cauce principal pero de manera indirecta, como el Coronda, San Javier y A° Leyes.

La extracción de áridos en ese tipo de cursos puede desnaturalizar secciones por sitios, inducir a fallas mecánicas de la margen, etc.

Los dragados ingenieriles para corrección de cauces existen en el tramo pero son despreciables en número e insignificantes comparados a la morfodinámica natural.

Las actividades pecuarias en la planicie aluvial son extendidas (no intensivas, en absoluto) en todo el tramo medio.

No hay hectárea, prácticamente, en la que no hayan huellas de ganado vacuno, incluyendo las lagunas pequeñas o en las fajas internas periféricas de otras de mayor tamaño. Sin dudas, *Bos taurus* es la especie actual que mayor bioturbación genera en los sedimentos superficiales de la planicie, mezclando sedimentos hasta en más de 20 cm de espesor de acuerdo a sus contenidos de arcilla y agua.

Asociada a la explotación ganadera hay prácticas de manejo que no han sido cuantificadas, pero que tendrían bajo impacto en la dinámica hidro-geomorfológica del sistema fluvial, hasta donde se conoce: las prácticas de quema para renovación de pasturas y eliminación de coberturas arbustivas y arbóreas, y el bloqueo / cierre de las embocaduras de riachos menores con troncos, etc., para dificultar el abigeato.

En suma, la incidencia antrópica en el tramo medio tiene múltiples facetas, parte de las cuales son puntuales, localizadas y, por tal razón, muchas veces subvaloradas incluso en estudios de impacto ambiental.

Éstos, al ser específicos de una intervención dada, comúnmente desatienden sumar su impacto al de las demás obras y acciones ya hechas en el entorno. Menos aún suelen estar imbuidos del paradigma de “sistema fluvial”, de interrelación de partes, establecido hace casi medio siglo por Schumm (1977, 2005).

2.3. Variables Geológicas

2.3.1. Marco Regional - Fuentes de los Sedimentos del Tramo

La cuenca fluvial del río Paraná tiene una superficie ligeramente menor a la de Argentina continental, y la excelente síntesis de su geología hecha por Iriondo (1988a) e Iriondo y Paira (2007) es un buen punto de partida para este ítem.

Tal como se muestra en Figura 2.22, en esos trabajos se diferenciaron unas pocas regiones geológicas mayores, cuyas características se transcriben a continuación:

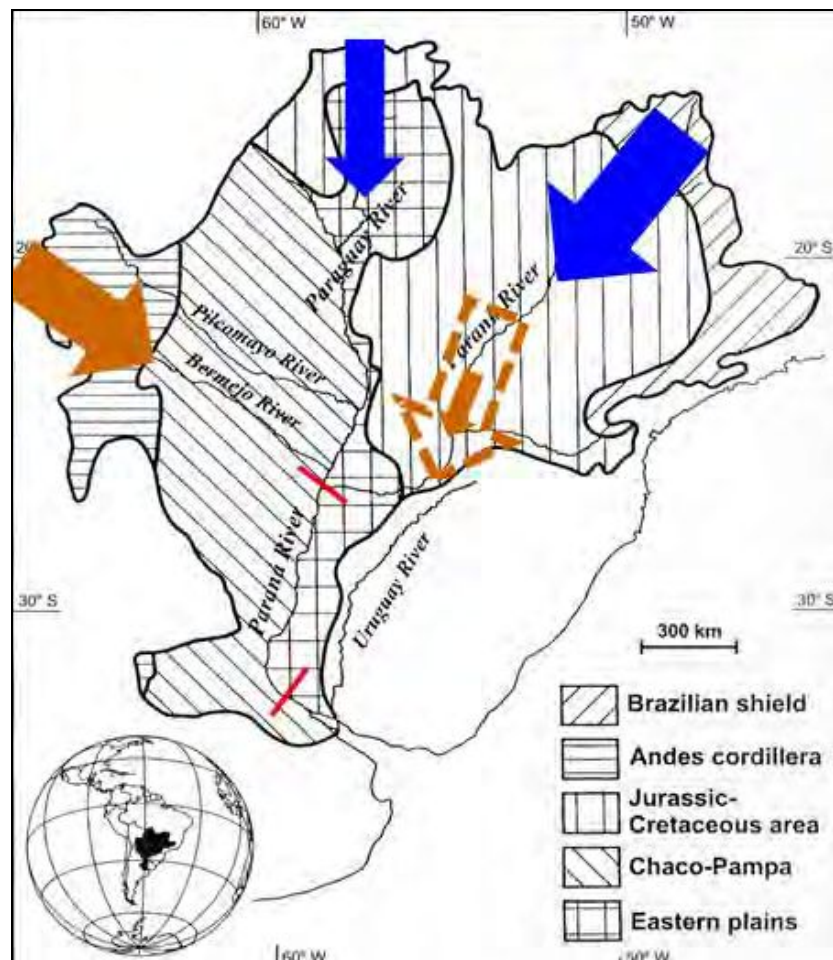


Figura 2.22. Regiones geológicas mayores de la cuenca del río Paraná (Iriondo y Paira, 2007). Se han agregado las principales áreas de aporte del caudal líquido (flechas azules) y sedimentos limo-arcillosos (flechas marrones) al tramo medio (barras rojas). La doble flecha marrón del NE de la cuenca obedece a la retención del sedimento fino por las presas de embalse explicado en 2.2.5.

Escudo Brasileño (Brazilian shield, en Figura 2.22): conforma poco más del 7 % del área total, donde predominan gneises y otras rocas metamórficas del Proterozoico, cubiertas por suelos rojos. El área es fuente de cuarzo y caolinita.

Cordillera de los Andes (Andes cordillera, en Figura 2.22): tiene una extensión areal similar a la región anterior, donde afloran diversos tipos de rocas, principalmente lutitas, filitas y sedimentitas de grano fino, entre estas, unidades muy friables del Terciario que proveen de abundantes sedimentos finos a la red hidrográfica, principalmente limo e illita.

Región Jurásico-Cretácica del Alto Paraná (Jurassic-Cretaceous área, en Figura 2.22): abarca casi el 29% del total de la cuenca, y está formada por basaltos y areniscas silíceas eólicas y fluviales. Este área también es fuente de cuarzo y caolinita para los ríos.

Área Carbonífera del Alto Paraná: comprende el ca. 6 % del total de la cuenca, dispuesta en dos fajas periféricas a la región anterior; está integrada por rocas glaciales y periglaciales del Carbonífero Superior (tillitas, areniscas y limolitas).

Llanura Chaco-Pampeana (Chaco-Pampa, en Figura 2.22): es la segunda región de mayor superficie de la cuenca (ca. 30 %). Está compuesta por sedimentos cuaternarios, principalmente arena fina, limo y arcilla asociada (illita). La mayor parte de estos sedimentos contienen precipitados salinos que, como sólidos disueltos, llegan al río Paraná a través de afluentes en general pequeños y por flujo subterráneo.

Planicies Orientales (Eastern plains, en Figura 2.22): conforman casi el 11 % del área total, localizadas en dos áreas al este del corredor fluvial Paraguay – Paraná cubiertas por sedimentos cuaternarios. La del norte se corresponde con el Pantanal de Mato Grosso y áreas similares al sur de él drenadas por el río Paraguay, que retienen los sedimentos producidos en esa porción de la cuenca; la del sur corresponde a las provincias del S de Paraguay y NE argentino. Los niveles superiores de la columna geológica en Argentina están compuestos principalmente por arenas cuarzosas y arcillas montmorilloníticas.

Otras regiones geológicas: alrededor del 10% de la cuenca está formado por rocas y sedimentos variados, como la de metamorfitas y plutonitas de Sierras Pampeanas en su extremo SE, que actualmente alcanzan el sistema en Pto. Gaboto, a través de los ríos Tercero (o Ctlamochita) – Carcarañá.

La Figura 2.22 ilustra sobre la procedencia de los sedimentos que constituyen el grueso de la carga transportada por el cauce principal en el tramo medio, que Amsler y Prendes (2000) calcularon en 135×10^6 ton/año.

De esa cantidad, el 81 % son limos y arcillas (en este orden) y el 19 % restante arenas, de las cuales sólo una fracción menor es movilizada como carga de fondo y el resto, como arenas en suspensión.

Otros autores (Drago y Amsler, 1998; Alarcón et al., 2003; Castro et al., 2007) mencionan valores ligeramente diferentes al de arriba, lo cual se vincula al tratamiento de series temporales distintas, o a segmentos del cauce principal con diferente caudal o pendiente (e.g., Orfeo & Stevaux –2002– indican 158×10^6 ton/año en torno a Corrientes, de los cuales 40×10^6 ton/año son arenas).

Las caracterizaciones granulométricas y mineralógicas de los sedimentos transportados por el río son numerosas.

Ramonell et al. (2000), Pereira (2016) y Paira (2017) sintetizaron, en lo que va de este siglo, detalles porcentuales y propiedades cualitativas y cuantitativas de los sedimentos, basados en datos propios y antecedentes.

Las arenas son silíceas, compuestas por cuarzo entre un 90 % a más del 95 %, al que le siguen en importancia sus variedades criptocristalinas (e.g., calcedonia), normalmente. De hecho, las arenas del Paraná se ubican en la cima de las más cuarzosas, entre las de los ríos más grandes del planeta (Potter, 1978).

Guijas de calcedonia o de cuarzo suelen aparecer en el lecho de diferentes cauces del tramo, en porcentajes muy bajos.

Ramonell (2005) señala la presencia minoritaria de concreciones ferruginosas lábiles en muestras del material del lecho, indicativas de un origen local (y escasa distancia de transporte, por la fragilidad) de parte del sedimento.

De acuerdo a las evidencias aportadas, la fuente son los depósitos arenosos del subsuelo de la planicie de cierta antigüedad geológica, que conforman parte de las márgenes de los cauces del sistema que tienen ca. 7 m o más de profundidad.

Con relación a los sedimentos finos, la principal fuente de limos y arcillas en la actualidad es el área de la Cordillera de Los Andes, según lo expresado sobre el efecto de las presas hidroeléctricas que retienen los sedimentos del NE de la cuenca.

Desde Los Andes el río Bermejo aporta al tramo medio (río Paraguay mediante) el 92 % de su carga de lavado (Alarcón et al., 2003), casi unas 90×10^6 ton/año. Antes de la construcción de las presas más grandes las contribuciones del Bermejo eran porcentualmente algo más de la mitad (Drago y Amsler, 1998).

Así, las proporciones de minerales de arcilla que alcanzan y atraviesan el tramo medio han ido cambiando hacia el presente, y la predominancia de illita ya informada en los antecedentes se habría incrementado.

El extraordinario cambio en los aportes de sedimentos finos inducido por el hombre desde el siglo pasado se ha dado naturalmente en la cuenca en el Cuaternario Superior, y el tramo medio del río Paraná ha debido experimentar sus efectos.

Un caso es el de las migraciones del río Paraná formando el gran abanico aluvial de los esteros del Iberá y de Ñeembucú (Paraguay), con ápice al oeste de Posadas (Figura 2.1; Figura 2.14). Su historia geológica es conocida en rasgos muy generales (Iriondo 2007, 2010), y la geocronología es prácticamente inexistente.

El otro caso importante es el Chaco. Es bien conocido que este es un dominio geomorfológico formado por la coalescencia de enormes abanicos aluviales y que los ríos Pilcomayo y Bermejo están entre los que más contribuyen a su formación (Iriondo, 1993; Latrubesse et al., 2015; Latrubesse et al., 2020).

El primero deja toda su carga sedimentaria en la llanura en la actualidad, mientras que el Bermejo logra transportar la mayor parte hasta el corredor fluvial Paraguay – Paraná, con depositaciones menores dentro del Chaco (Ramonell et al., 2007).

Las evidencias geomorfológicas y cronológicas aportadas por el primer grupo de autores indican momentos en el Cuaternario en que ambos tributarios chaqueños alcanzaron al sistema Paraguay – Paraná, así como que debieron ocurrir estadios de aportes muy disminuidos.

A fin de dar una idea cuantitativa de lo anterior, la Figura 2.23 resume las proporciones de sedimento que se depositan en las diferentes partes del NE de la cuenca fluvial, de acuerdo a los cómputos que realizamos con Cafaro et al. (2010) en base a datos de la segunda mitad del siglo XX.

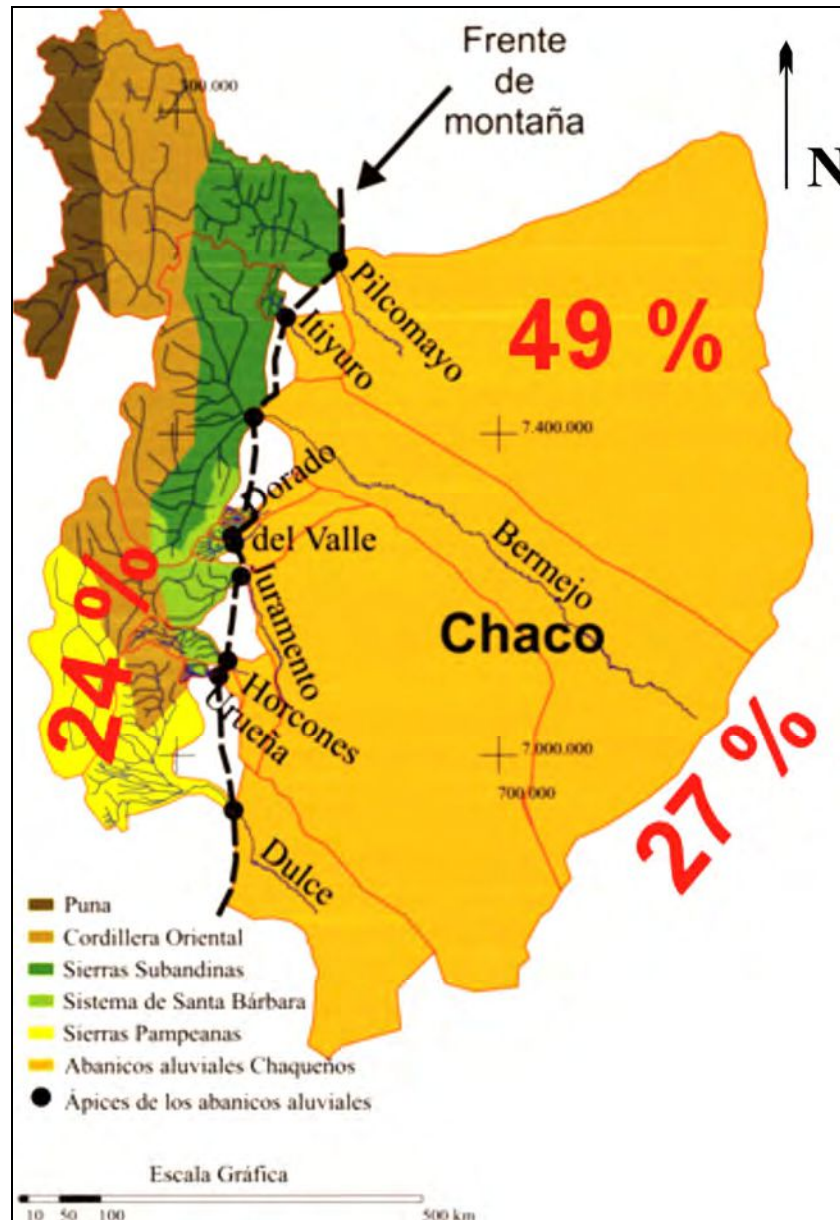


Figura 2.23. Cuencas imbríferas y abanicos aluviales formados por los ríos argentinos del Chaco; los porcentajes en rojo indican las cantidades retenidas en cada zona (más la que llega al río Paraguay por el Bermejo) en la actualidad, de las ca. 350×10^6 ton/año de sedimentos producidos en las montañas del oeste, de acuerdo a Cafaro et al. (2010).

Según esos valores, el Chaco argentino (y paraguayo) retiene el 65% de los sedimentos que pasan por los ápices de los principales abanicos aluviales de la región. De estos, al río Pilcomayo le corresponde una cantidad semejante a la que el Bermejo logra transportar hasta el río Paraguay y luego al Paraná Medio: 100 vs. 95×10^6 ton/año.

(Sólo como aclaración se indica que el sedimento retenido en las montañas del oeste – 24 %, i.e., 83×10^6 ton/año – lo hace en las presas de embalse artificiales del área. Esto no resta validez a la comparación, dado el registro geológico de endicamientos naturales en tal ambiente en el Cuaternario, y en tiempos históricos incluso – Soldano, 1947; Ramonell et al., 1993; Iriondo, 2010).

Las cifras totales no son despreciables. A fines comparativos y adoptando un índice de proporcionalidad de cantidad de agua vs. sedimento movilizado a través de cada sistema (e.g., toneladas al año de agua vs. tonelada de sedimento transportado), el río Paraná se ubica también en 9no. o 10mo. lugar entre los mayores ríos del planeta (Tabla 1.1), con una proporción de ca. 5.000:1.

En condiciones naturales del sistema, sin presas, su puesto sería 7mo. después del río Madeira. En los tiempos en que hubiere recibido aportes del Pilcomayo junto al Bermejo, por caso, y asumiendo caudales medios como los actuales, aquella proporción podría haber bajado a alrededor de 1.800:1 en el tramo medio, i.e., después del Irrawady, en el 6to. lugar entre los grandes ríos con más transporte de sedimento vs. agua del mundo.

El tercer tipo de carga sedimentaria está representada por los sólidos disueltos, que ha sido estimada en ca. 25×10^6 ton/año por Depetris & Pasquini (2007). Según este antecedente, los principales aniones son el HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} , y los cationes más abundantes: $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$, Ca^{2+} y Mg^{2+} , en ese orden.

Los autores refieren una asimetría axial en el quimismo de las aguas en la planicie del tramo medio, con mayor salinidad en las del oeste que del este, vinculada a los aportes superficiales y subterráneos de sales desde la Llanura Chaco-Pampeana mencionados al comienzo de este ítem.

2.3.2. Estratigrafía - Unidades Sedimentarias en los Laterales del Valle

De acuerdo a Chebli et al. (1999) el área se enmarca dentro de la Cuenca Chacoparanense, con un relleno sedimentario que hacia la mitad del tramo medio es cercano a los 5.000 m de espesor.

Los principales registros corresponden al Paleozoico superior y al Mesozoico, tiempos durante los cuales el ambiente estuvo vinculado a la cuenca brasilera de Paraná.

Mientras que la depositación neopaleozoica corresponde a una etapa de marcada subsidencia, los sucesos más relevantes del Mesozoico se vincularon a un régimen tectónico extensional y, como producto asociado, a las erupciones fisurales de los basaltos tholeíuticos que preludieron la apertura del océano Atlántico.

Ya en el Cenozoico, la llanura Chaco-Pampeana pasó a ser parte de un gran antepaís que recibió desde el Mioceno sedimentos provenientes del levantamiento andino, constituyendo también un lugar de tránsito de esos materiales hacia la plataforma y talud continental atlánticos, con excepción de los tiempos en que ocurre la depositación de los sedimentos marinos de la Fm. Paraná (Chebli et al., 1999).

En esos términos se estructura la columna geológica del área expuesta en Tabla 2.5, a resultas de lo cual la mayor parte de las unidades de la cuenca yacen en el subsuelo, sin vinculación con la planicie aluvial actual.

Los materiales geológicos más antiguos aflorantes en los laterales del valle del tramo medio corresponden a la Fm. Paraná y a la Fm. Ituzaingó, en la base de las barrancas de margen izquierda (Figura 2.24; Foto 2.8).

Las unidades suprayacentes a la Fm. Ituzaingó en el gráfico anterior (i.e., Alvear, Hernandarias y Tezanos Pinto) fueron definidas formalmente por Iriondo (1981). El autor menciona que la parte media de los depósitos palustres de la Fm. Hernandarias tienen una antigüedad de 1 millón de años, sin otras precisiones (Iriondo, 2010).

En la provincia de Corrientes, los niveles de las formaciones Hernandarias y (fluvio-loésicos de) Tezanos Pinto son reemplazados por las limolitas, arcillitas y arenas de la Fm. Toropí – Yupoí (Herbst y Santa Cruz, 1985; Aceñolaza, 2007; Foto 2.9). También

aparecen otras unidades no definidas formalmente, entre las cuales hay dos que forman sendos niveles de terraza del río Paraná al N de Goya (Foto 2.10 y Foto 2.11).

Tabla 2.5. Estratigrafía de la región del tramo medio basada en el análisis de antecedentes de Ramonell (2005)¹, con la adenda de Mesopotamia introducida por Pereira (2016).

Era / Periodo / Época	Unidad estratigráfica		Litología dominante (y espesor, ³ en m)	Ambiente de formación		
	A	B				
CENozoico	Holoceno superior	Fm. San Guillermo		limos grises (1)	eólico	
	Holoceno medio	Suelo hypsitermal		(horizonte Bt)	(régimen údico)	
	Holoceno inferior-Pleistoceno tardío	Fm. Tezanos Pinto		limos pardos y anaranjados (10)	eólico, palustre	
	Pleistoceno inferior	Fm. Hernandarias	Gr. Punta Gorda	limos gris oliva y marrón claro con yeso. (15)	limos marrón con concreciones CaCO ₃	eólico, palustre
	Holoceno-Mioceno tardío?	Fm. Puelches / Ituzaingó		arenas ocráceas y blanquecinas (40)	fluvial	
	Mioceno medio	Fm. Paraná		arcillas verdes y arenas gris blanquecinas (150) ⁴		marino
	Mioceno inferior?-Eoceno	Fm. Chaco		pelitas rosadas con yeso y areniscas amarillas (300)		fluvial
Paleoceno Cretácico superior	Fm. Mariano Boedo		areniscas amarillas (300)		marino somero	
MESOzoico	Cretácico inferior-Jurásico superior	Fm. Serra Geral		basaltos toleíticos		vulcanismo de intraplaca
		Fm. Tacuarembó		areniscas rosadas	(≈1000)	eólico y fluvial
PALEOzoico	Pérmico	Fm. Chacabuco		arcillitas y pelitas bituminosas	(1500)	continental
	Carbónico superior	Fm. Charata		diamictitas y arcillitas grises		
		Fm. Sachayoj		arcillitas pardas y negras		
	Paleozoico inferior-Precámbrico	sin denominación formal		sedimentitas detectadas por sísmica (2000)		---
		Basamento Cristalino		rocas plutónicas		

A: Llanura Chacompampeana, B: Mesopotamia (Barranca del río Paraná en Corrientes y Entre Ríos)

¹ Elaborada para el lateral derecho del valle, hacia la mitad del tramo medio.

² Otras unidades reconocidas entre las formaciones Ituzaingó y Tezanos Pinto se mencionan en el texto.

³ Espesor máximo informado hacia la mitad del tramo medio.

⁴ El espesor máximo de la Fm. Paraná en la zona sería de 280 m, re-interpretando la perforación de Laguna Paiva (Stappenbeck, 1926). En CAAAS (1973) se le atribuyeron, en cambio, 80 a 110 m de espesor.

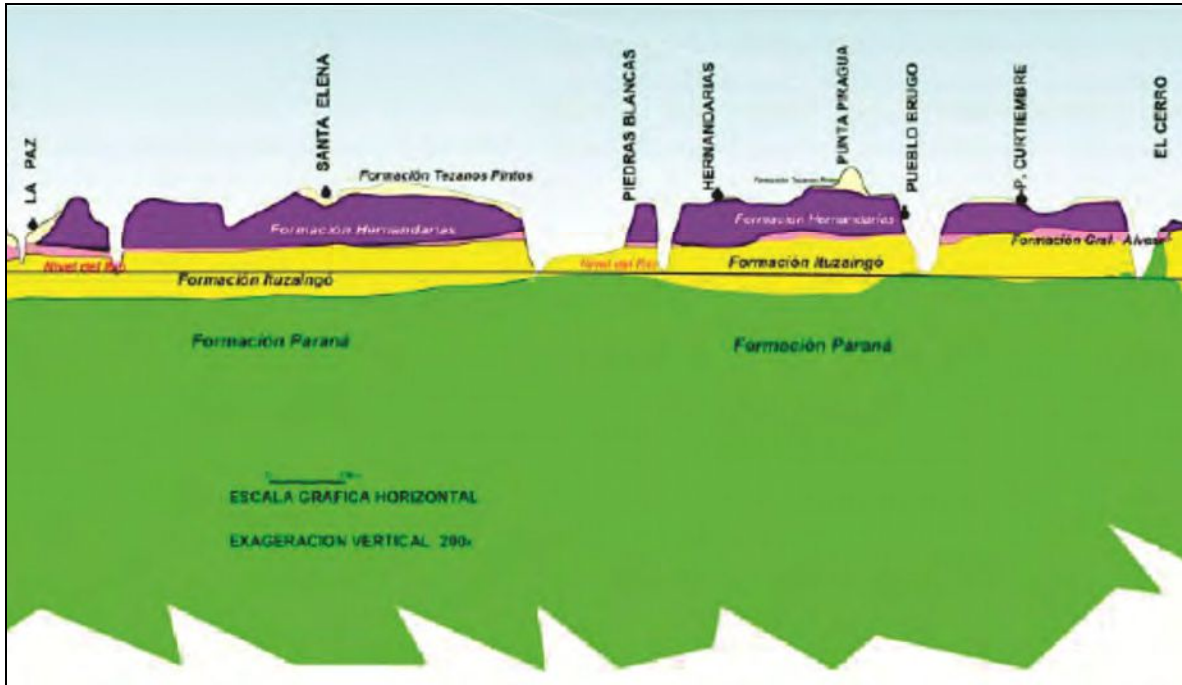


Figura 2.24. Unidades sedimentarias del borde izquierdo del valle fluvial, entre la La Paz (km 757) y Cerrito (km 640) (Aceñolaza, 2007). La línea negra marca el nivel de aguas medias del río.



Foto 2.8. Barranca del Paraná unos kilómetros aguas abajo de La Paz. Arenas cubiertas por arcillas de la Fm. Itzaingó componen la mitad inferior del perfil, sobre la que descansan las limolitas calcáreas y calizas de la Fm. Alvear, que forman una saliente o alero. Por encima, las formaciones de Figura 2.24 (Hernandarias y Tezanos Pinto –con talud vertical en el tope del perfil).

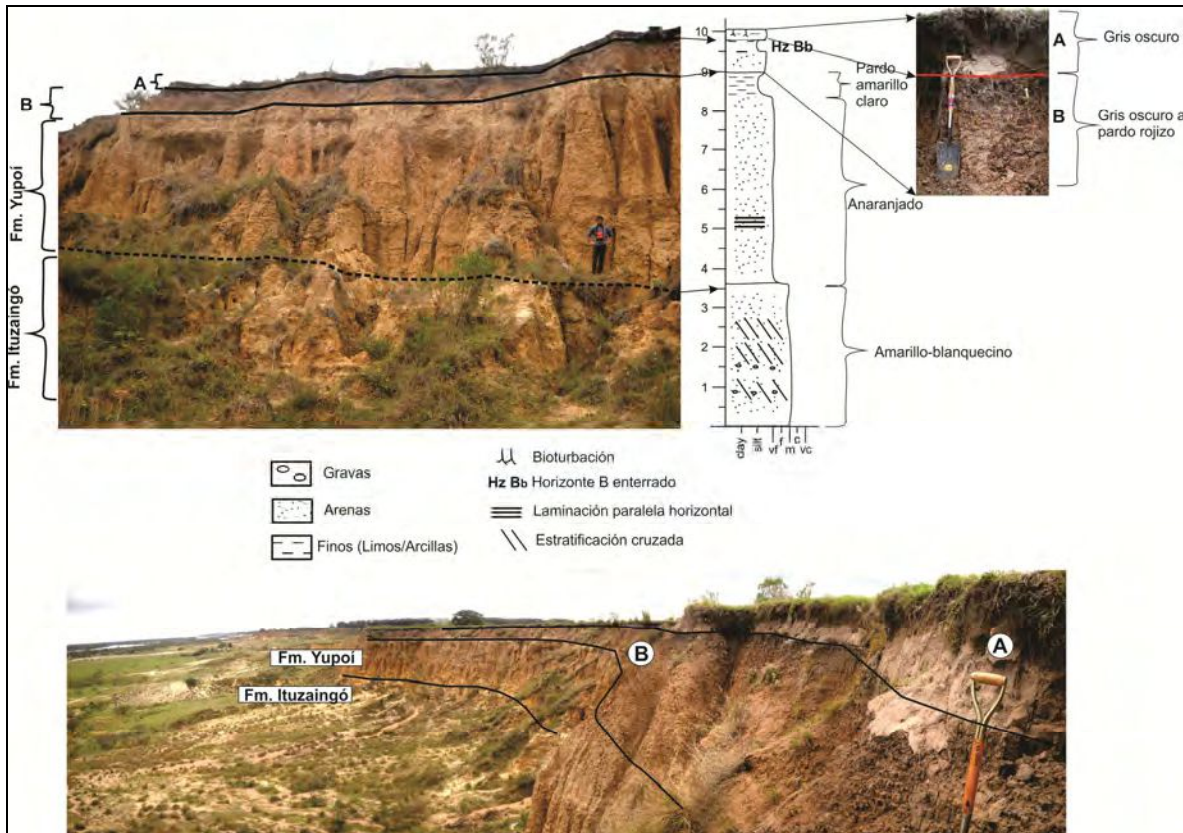


Foto 2.9. Unidades sedimentarias del lateral izquierdo del valle en Corrientes. Perfiles relevados a 9 y 10 km al S de Bella Vista. A y B: unidades indefinidas (A: Fm. San Guillermo?). En foto inferior la margen aluvial se vé a la izquierda; en primer plano: pedimento de flanco (*sensu* Cionchi, 1988: 57; v. también Ramonell y Latrubesse, 1991) desarrollado en arenas de la Fm. Ituzaingó.

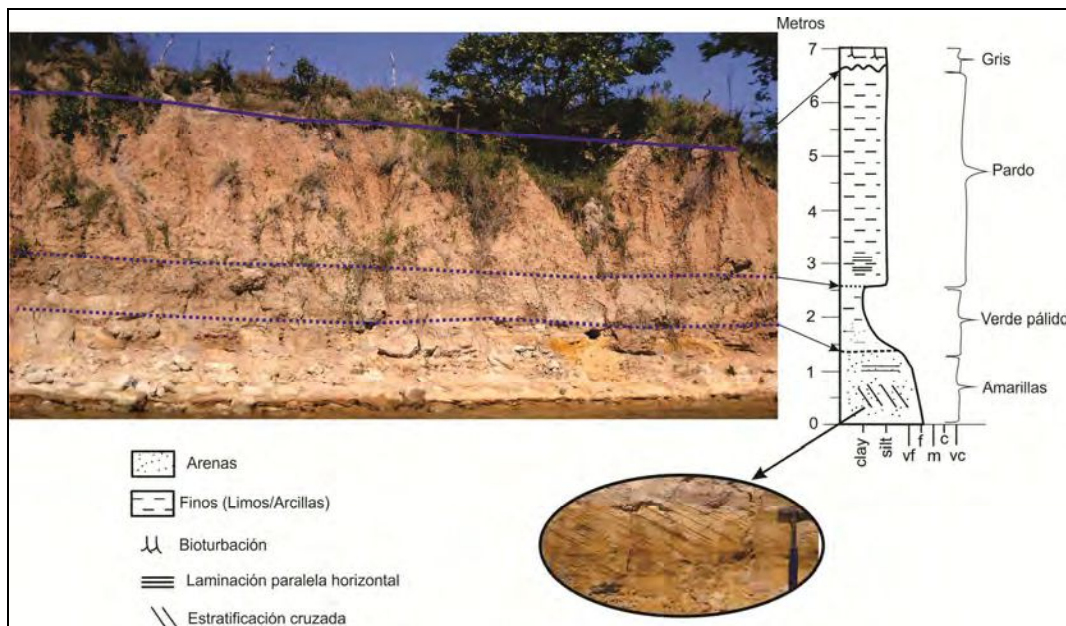


Foto 2.10. Sedimentos de nivel de terraza alta a 20 km al N de Goya (HhPC: 4.49 m).

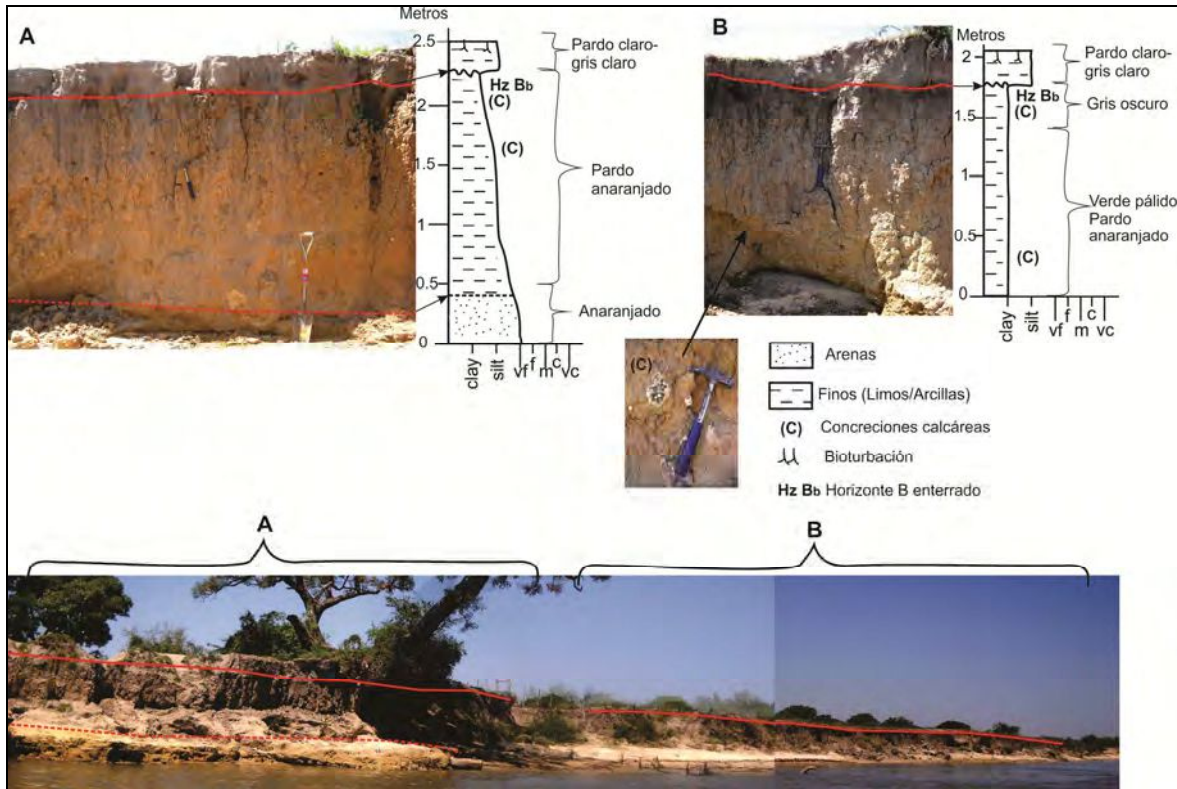


Foto 2.11. Terraza baja a 10 km al N de Goya (4 km al S de Lavalle) (HhPC: 4.49 m).

La Fm. Ituzaingó deja de componer la barranca izquierda del río al sur de la ciudad de Paraná, y sus niveles son cubiertos por sedimentos de la Fm. Paraná y/o la Fm. Hernandarias (u otras unidades definidas o re-denominadas con posterioridad, e.g., Fm. Ander Egg, Fm. La Juanita, v. Iriondo, 1981, 2010).

Tal como se insinúa en todas las fotos precedentes, el borde izquierdo de la planicie en el tramo medio es un elemento categóricamente erosivo bajo la influencia de diversos procesos exógenos: fluvial del Paraná, pluviales y de remoción en masa.

La ubicación de esa barranca más al oeste de su traza actual está sugerida por el truncamiento de las unidades sedimentarias fluvio-palustres que la integran, y el de las redes de drenaje de tributarios locales incisos en las últimas (e.g., A° Feliciano y otros al sur, Figura 2.7).

Los fenómenos de remoción en masa en este lateral izquierdo del valle son muy variados según los documentaron Bertolini (1982) e Iriondo (1988b). Parte de estos son

promovidos por la erosión basal del río (Figura 2.25) y otros por cualidades geomecánicas y estructurales de las unidades sedimentarias de la barranca (Figura 2.26).

De cualquier manera, la acción hidráulica de los cauces principal o secundarios del río es la responsable última de evacuar los materiales coluviales y de mantener “vivos” los taludes.

Entre la confluencia del río Paraguay y Victoria, el grueso de la erosión de la barranca izquierda la hace el cauce principal directamente, aunque hay segmentos donde ese borde no es afectado por él: entre las latitudes de Pto. Piracuacito y Bella Vista, entre Goya y algo al N de La Paz, y desde Diamante al sur.

Ello significa que, con la configuración actual, el río incide directamente en el modelado de un 57 % de la longitud del este del valle, mientras que el otro 43 % permanece más o menos estable.

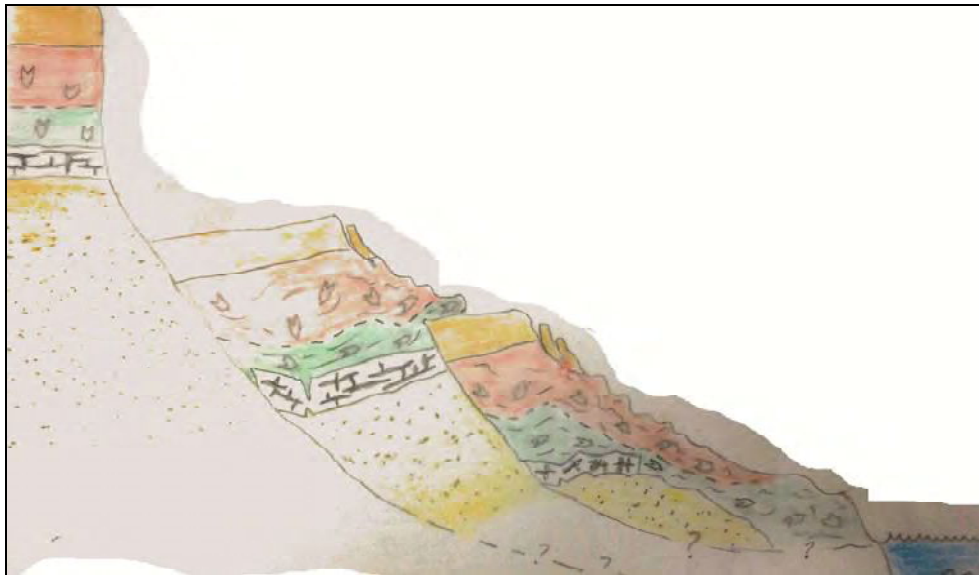


Figura 2.25. Procesos de remoción en masa reconocidos por el autor en Hernandarias. Deslizamiento rotacional (*sensu* Varnes, 1978) con múltiples superficies de despegue originado por la erosión basal del río (en celeste, abajo a la derecha), y respuestas diferenciales de las diferentes formaciones: fluencia de la Fm. Hernandarias (en verde y rojo), rotura en bloques de la Fm. Alvear (tabicado blanco y negro) y volcamientos y propagaciones (*sensu* UNESCO WP/WLI, 1993) de la Fm. Tezanos Pinto en el tope.

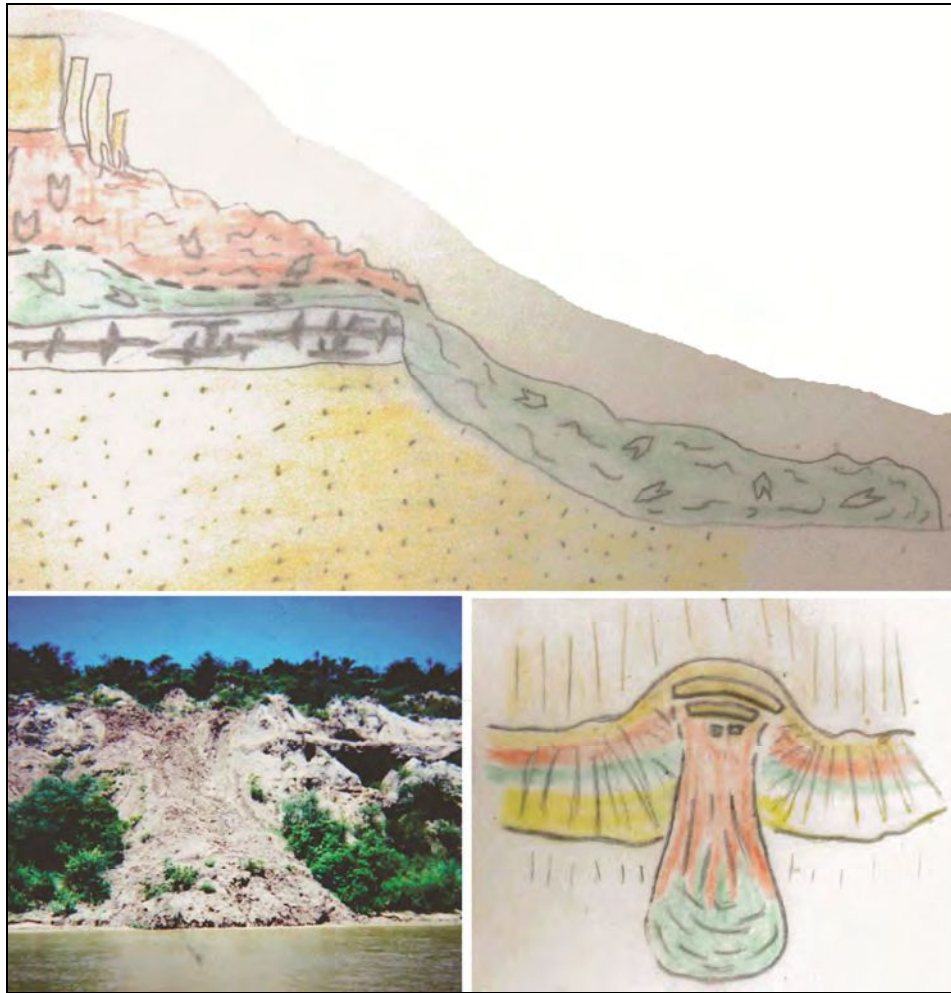


Figura 2.26. Bosquejos en perfil y en planta del flujo (*sensu* Varnes, 1978) de las arcillas expansivas de la Fm. Hernandarias, saturadas con agua infiltrada de lluvias. La Fm. Alvear, rígida e impermeable, sirve de superficie de despegue a esa unidad, que desencadena volcamientos y propagaciones (*sensu* UNESCO WP/WLI, 1993) o “asentamientos” en la Fm. Tezanos Pinto.

No hay información fidedigna regional sobre la ampliación del sistema fluvial hacia el este por la acción directa del Paraná modelando este lateral del valle.

Sin dudas, el sector más afectado por estas erosiones en la actualidad corresponde a la terraza baja al N de la desembocadura del río Santa Lucía, al N de Goya.

Allí Cardini et al. (2009) midieron retrocesos de la terraza baja de unos 400 m en el período 1973 – 2007, y de 800 m entre 1944 y 2007 (i.e., tasas de erosión promedio de entre 11 y 12 m/año), que han comprometido la sobrevivencia de la localidad de Lavalle.

En Tabla 2.6 se muestran las tasas de corrimiento obtenidas en un estudio conducido por el autor de esta tesis en esa zona.

Tabla 2.6. Tasas de corrimiento de la margen izquierda del cauce principal evaluadas desde imágenes satélite de igual nivel hidrométrico en secciones equidistantes 1 km, en inmediaciones de Lavalle (sección 4). Valores negativos: erosión; valores positivos: recrecimiento de la margen.

Sección	Tasas de Corrimiento MI frente a Lavalle					
	(m/año)					
	1977-1986	1986-1991	1991-1999	1999-2004	2004-2009	2009-2013
1	-11.5	8.9	-12.0	9.8	8.6	0.0
2	-11.1	7.9	-12.4	1.3	9.0	-2.5
3	-14.3	7.0	-13.7	1.1	2.3	0.0
4	-29.1	0.0	-16.9	-1.8	6.5	0.0
5	-18.3	-2.0	-24.1	-15.4	2.9	-11.7
6	-8.6	-4.0	-13.8	-5.7	-11.1	0.0
7	-2.2	-9.2	-20.8	16.0	-4.6	0.0
8	-16.2	0.1	-11.3	-8.1	2.8	0.0
9	-9.0	-3.4	-9.7	-5.8	-2.8	0.0

Discriminadas en subperíodos, las tasas máximas promedio de erosión alcanzaron los ca. 30 m/año, aunque en todas las secciones hubo lapsos de recrecimiento (de hasta 16 m/año) o de no movilidad de la margen.

Así, extrapoladas a intervalos de tiempo más grandes y para el tramo completo, las tasas de erosión netas del lateral izquierdo del valle deberían mensurarse en órdenes de magnitud menores, e.g., de dm/año como mucho, en general.

El reconocimiento de rasgos morfológicos similares a los actuales en la barranca izquierda en cartografía del siglo XIX y principios del XX (e.g., mapas comparativos presentados por Ramonell et al. –2000– y Pereira –2016–), argumenta a favor de ello.

Por su parte, el lateral derecho (oeste, en general) del valle fluvial actual es algo más complejo, tanto en diversidad de unidades sedimentarias presentes como en la forma en que fueron identificadas o descriptas en sucesivos antecedentes.

Ramonell (2005) produjo una revisión sobre ambos temas hacia la mitad del borde oeste del tramo, y sus consideraciones mantienen validez a la luz de las contribuciones que han sumado nuevos conocimientos en la región respecto de los del siglo XX (e.g., Marengo et al., 2002; diversos trabajos en Iriondo, 2010; Krohling y Brunetto, 2013).

Un resumen de ello es que se ha producido a la actualidad tal cantidad de información que, adecuadamente presentada, permitiría volver más precisas las descripciones de las unidades sedimentarias formalmente reconocidas. Además esto redundaría en una simplificación de los esquemas estratigráficos dada las equivalencias entre cuerpos de sedimentos que sólo difieren en nombre.

En lo que sigue se expone un esquema general sobre la composición del lateral derecho del valle fluvial basada en la reinterpretación de los antecedentes regionales analizados por Ramonell (2005) (e.g., Frenguelli, 1954; Bojanich Marcovich y Risiga, 1975; Iriondo, 1987), los aportes propios en ese trabajo, e información base producida desde entonces (e.g., DPOH – INA, 2002).

La base de la secuencia sedimentaria aflorante (o subacuática, bajo el nivel de las aguas de los cauces secundarios del oeste de la planicie) en el borde derecho del valle entre Resistencia y Rosario lo constituyen los términos cuaternarios de la Fm. Ituzaingó, sea en sus facies sedimentarias de alta energía, de arenas límpidas amarillas, o en sus facies lacustres y palustres de relleno de cauces abandonados, representadas por lo común por arenas pelíticas pardo claras o verdes a blanquecinas.

Los sedimentos de la Fm. Ituzaingó en ese tramo son diacrónicos, de acuerdo al modelo genético de desplazamientos por avulsiones que condensa la Figura 2.3.

La parte superior de la secuencia varía considerablemente de N a S, según lo revelan las unidades geomorfológicas que existen en esa distancia:

a) Desde el extremo N del tramo hasta la ciudad de Resistencia, sedimentos fluvio-palustres asociados a paleocauces y redes hídricas activas del abanico aluvial del río Bermejo (Latrubesse et al., 2020);

b) entre Resistencia y algo al N de Helvecia ($31^{\circ} 06' S$), sedimentos de terrazas fluviales del río Paraná (i.e., miembros indefinidos de la Fm. Ituzaingó; Foto 2.12).



Foto 2.12. Lateral derecho de la planicie aluvial en camino a Pto. Piracuacito.

c) Desde Helvecia y hasta algo al sur de la ciudad de Santa Fe, arenas eólicas cubiertas mayormente por sedimentos areno-pelíticos de inundación fluvial de un campo de dunas longitudinales disipadas, formadas por paleovientos que soplaron del SE (Figura 2.27 y Figura 2.28; Foto 2.13). Los remanentes de estos campos, discontinuos, aíslan con tal carácter a la planicie aluvial del Bajo de los Saladillos o separan las lagunas El Capón y Setúbal del resto de la planicie hacia el este (Figura 2.9, Figura 2.13), y son conocidos en la geografía local como el “Albardón Costero”. Sus sedimentos cubren a los fluvio-palustres de la Fm. Ituzaingó que subyace en el Bajo de los Saladillos.

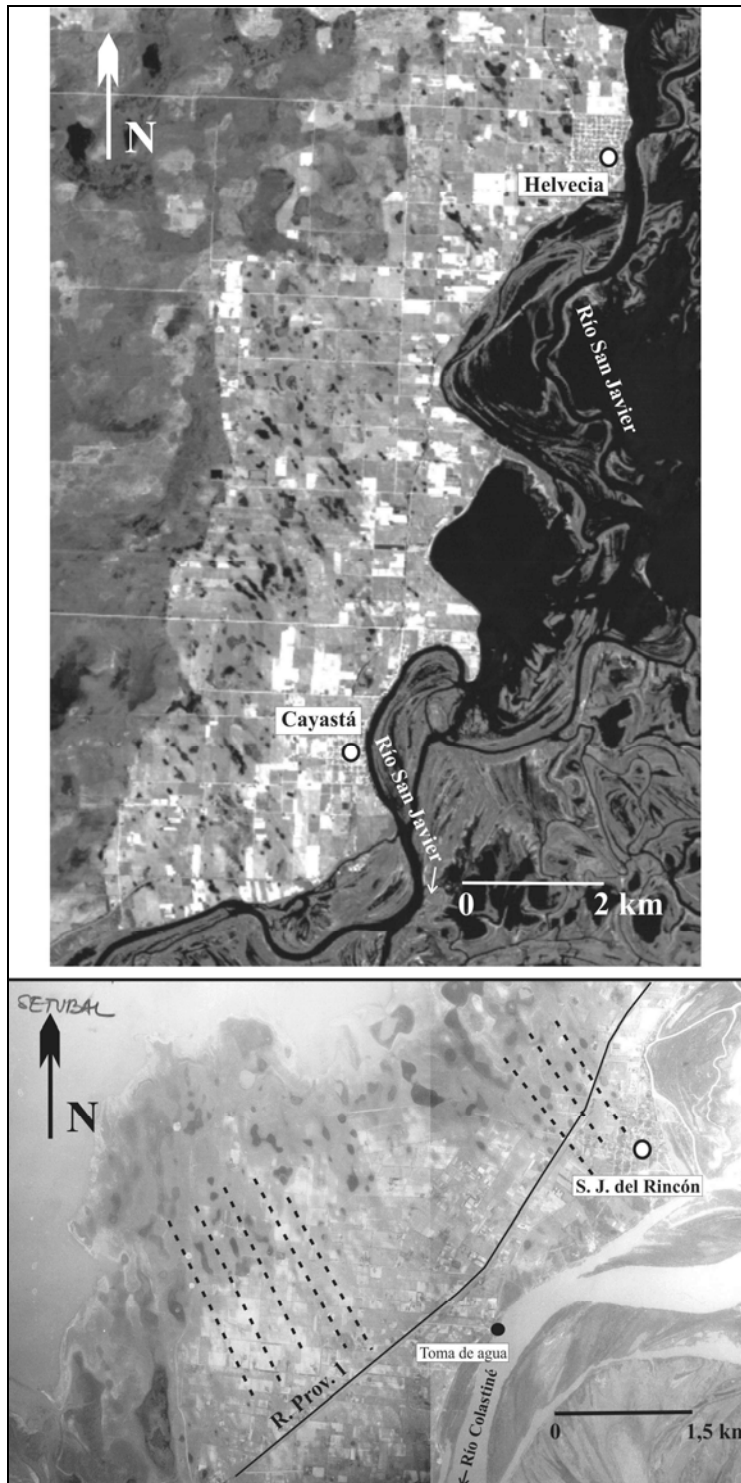


Figura 2.27. Remanentes del “Campo de dunas longitudinales de Rincón – Santa Rosa” (Ramonell, 2005) en torno a Cayastá - Helvecia, y San José del Rincón (al E de la Lag. Setúbal, manuscrito en el original). Arriba: las alineaciones color negro (anegamientos) marcan las zonas de interduna de las geofomas eólicas; los guiones negros en la foto de abajo, sus crestas.

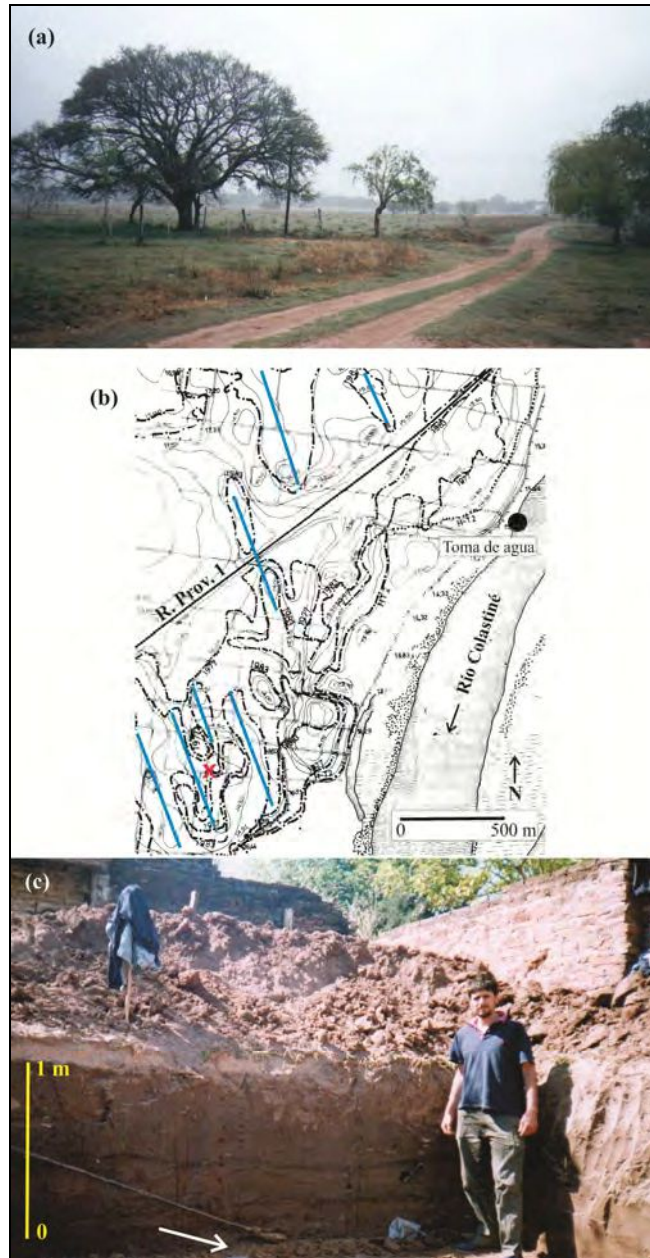


Figura 2.28. El “Albardón Costero” al S de S. J. del Rincón. a) Paisaje de las dunas disipadas (vista obtenida desde la “x” roja del plano b). b) Parte del Plano 9 de INCyTH (1991): las líneas gruesas marcan zonas anegadas en las crecidas de 1977 y 1983; las finas, curvas de nivel con 0,5 m de equidistancia; se resaltaron mediante líneas azules algunos bajíos de interduna del área. c) Perfil en sitio de la “x” roja del plano; arenas y arenas limo-arcillosas de inundación sobre arena fina parda anaranjada, eólica (muestras indicadas con la flecha, extraídas hasta 3 m de profundidad con barreno de cuchara helicoidal).



Foto 2.13. Arenas limosas eólicas pardo-anaranjadas bajo depósitos areno-pelíticos grises en la margen derecha del A° Leyes a 5 km aguas arriba del puente de Ruta Prov. 1 (31° 29' 44" S; 60° 23' 42" O). Sobre la unidad eólica se ve el paleosuelo Ea. Los Cuervos (media caña/línea de guiones en foto izquierda, nivel con piqueta/flecha, a la derecha; Ramonell y Latrubesse, 2010).

d) Desde la margen oeste de la laguna El Capón (por ubicación: Figura 2.3, Anexo A) hasta inmediaciones de Rosario, limos eólicos de las formaciones Tezanos Pinto y San Guillermo (Tabla 2.5), dispuestos en interfluvios y fondos de valle de un paisaje con improntas de paleofajas fluviales del río Paraná (Figura 2.29; Foto 2.14).

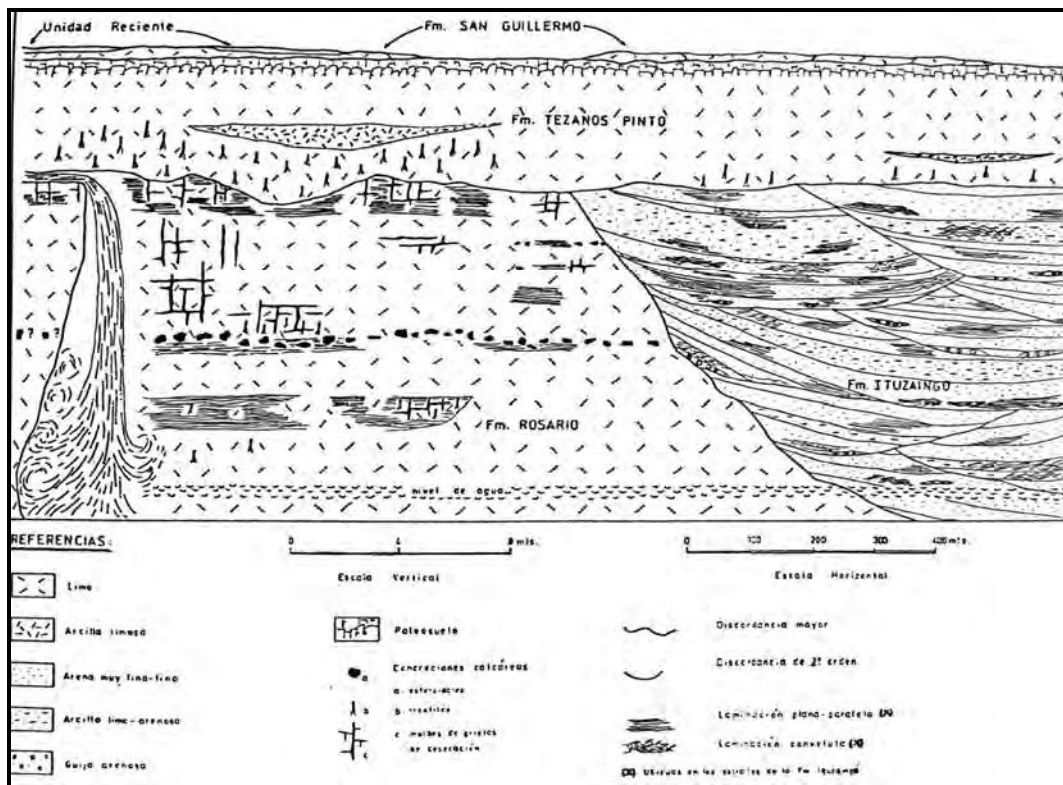


Figura 2.29. Perfil geológico de la barranca del A° Saladillo (S de Rosario; Ramonell, 1994), representativo del lateral derecho del valle fluvial hacia el sur del tramo medio.



Foto 2.14. Unidades sedimentarias de la margen derecha del valle en Pto. Gaboto (izquierda, tomada en aguas medias-bajas) y a 3,5 km al sur (derecha, aguas bajas). En la base y tope de la barranca aparecen las mismas formaciones que en el esquema de Figura 2.29 (parte derecha); hacia la mitad del perfil hay una unidad limosa palustre que ha recibido diferentes nombres formacionales.

A diferencia del borde izquierdo del valle fluvial, el cauce principal erosiona hacia el oeste su barranca derecha sólo desde Pto. Gaboto hacia el sur, i.e., en menos del 7 % de su longitud en el tramo medio.

Este lateral no se encuentra en la actualidad bajo el modelado de procesos fluviales de cauce desde la confluencia del río Paraguay hasta Alejandra, aproximadamente, y su ubicación en planta es estable.

Desde esa localidad, y fundamentalmente desde la ciudad de San Javier hacia el sur, el valle es erosionado de manera discontinua por dos cauces secundarios importantes del sistema: el río San Javier, primero (hasta su confluencia con el A° Leyes), y el río Coronda después (entre las latitudes de Santa Fe y Pto. Gaboto, Anexo A).

Ambos cauces marginales modelan el lateral del valle a tasas de erosión bajas, mensurables por lo común en dm/año o cm/año (Figura 2.30). Corrimientos de la barranca

de 1 m/año son excepcionales como promedio interanual, de acuerdo a mediciones hechas por el autor en diferentes sectores.

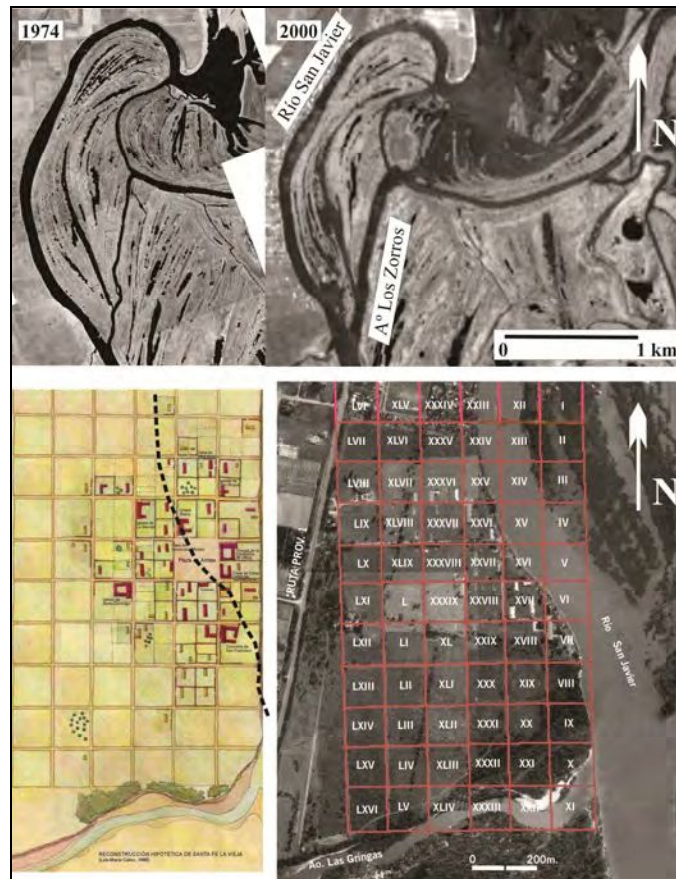


Figura 2.30. Arriba: Comparativo 1974 – 2000 del río San Javier, con pocas variaciones de su traza en planta en el período (la rectificación natural del meandro a través del A° Los Zorros fue estimulada con dragados de invite). Abajo: Plano de Santa Fe “La Vieja” (1573) con la demarcación de lo erosionado por el río desde entonces, unos 270 m.

Puntual y extraordinariamente en algunos ápices de meandros muy singulares de ambos cursos se han registrado tasas de retroceso medias de la barranca derecha de 10 m/año.

Donde el borde del valle es margen oeste de las grandes lagunas, el oleaje producido por los vientos ordinarios y extremos del sur (ítem 2.2.1) labra acantilados de baja altura y produce deriva de playa en sus costas, sobre todo en las expuestas diagonalmente a tal dirección (e.g., Setúbal y El Capón; Foto 2.15; Figura 2.31).



Foto 2.15. Acantilado activo desarrollado sobre la Fm. Tezanos Pinto y plataforma de abrasión por oleaje asociada en la margen oeste de la Lag. El Capón.

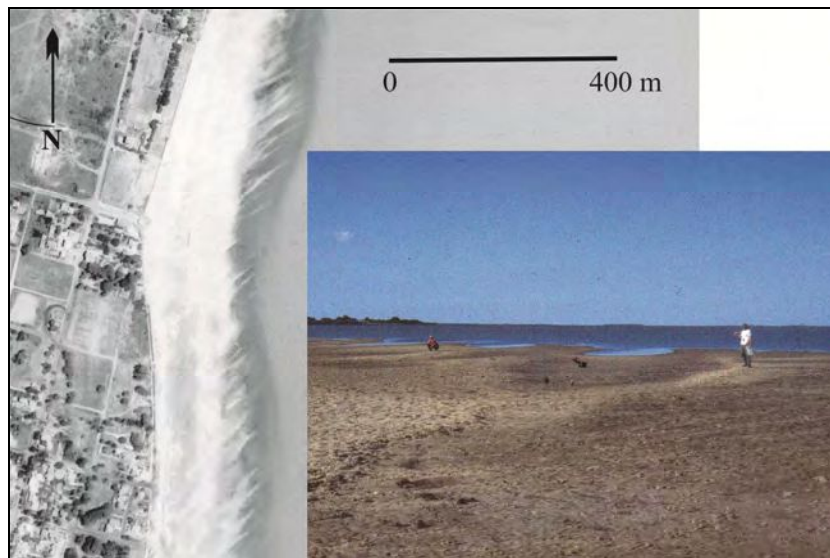


Figura 2.31. Vista aérea y de campo de dunas de oleaje formadas por vientos del SE en la margen oeste de la Lag. Setúbal, con deriva de sedimentos contraria al flujo lacustre (i.e., hacia el N).

Procesos erosivos como los ilustrados conducen a que partes de los lechos de las grandes lagunas estén conformados por sedimentos antiguos (del Pleistoceno) directamente, o cubiertos en sectores por un reducido espesor de sedimentos lagunares modernos.

En suma, y para una condición histórica, el borde derecho de la planicie aluvial en el tramo medio está experimentando una expansión por erosión hacia el oeste a ritmos variables, en general bajos y discontinuos, en ca. un 40 % a un 50 % de su longitud.

De esos porcentajes, el cauce principal es responsable de un corrimiento de un 13 %, en términos medios.

2.3.3. Tectónica

Existen numerosas evidencias indirectas de controles estructurales endógenos en el entorno del tramo medio, que son geológicamente modernos de acuerdo a la antigüedad de las unidades sedimentarias que afectan.

Estos se manifiestan en el patrón de las redes de drenaje (Pasotti, 1974; Figura 2.32), la repetición de alineamientos en cursos de agua (Marengo, 2008) y la disposición de elementos topográficos regionales (Iriundo, 1987).

A partir de esos indicios se propusieron esquemas estructurales como el de la Figura 2.33, en la que sobresale tanto por su emplazamiento geográfico como por haber sido materia de controversias desde muy temprano la “Falla del Paraná”.

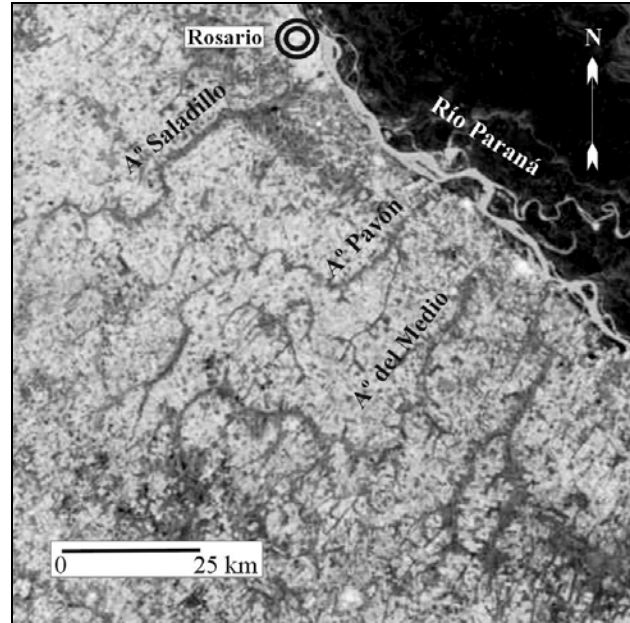


Figura 2.32. Redes de drenaje de diseño rectangular (*sensu* Gregory & Walling, 1973) de las cuencas de los arroyos Saladillo, Pavón y del Medio, en los terrenos del borde oeste del valle fluvial.

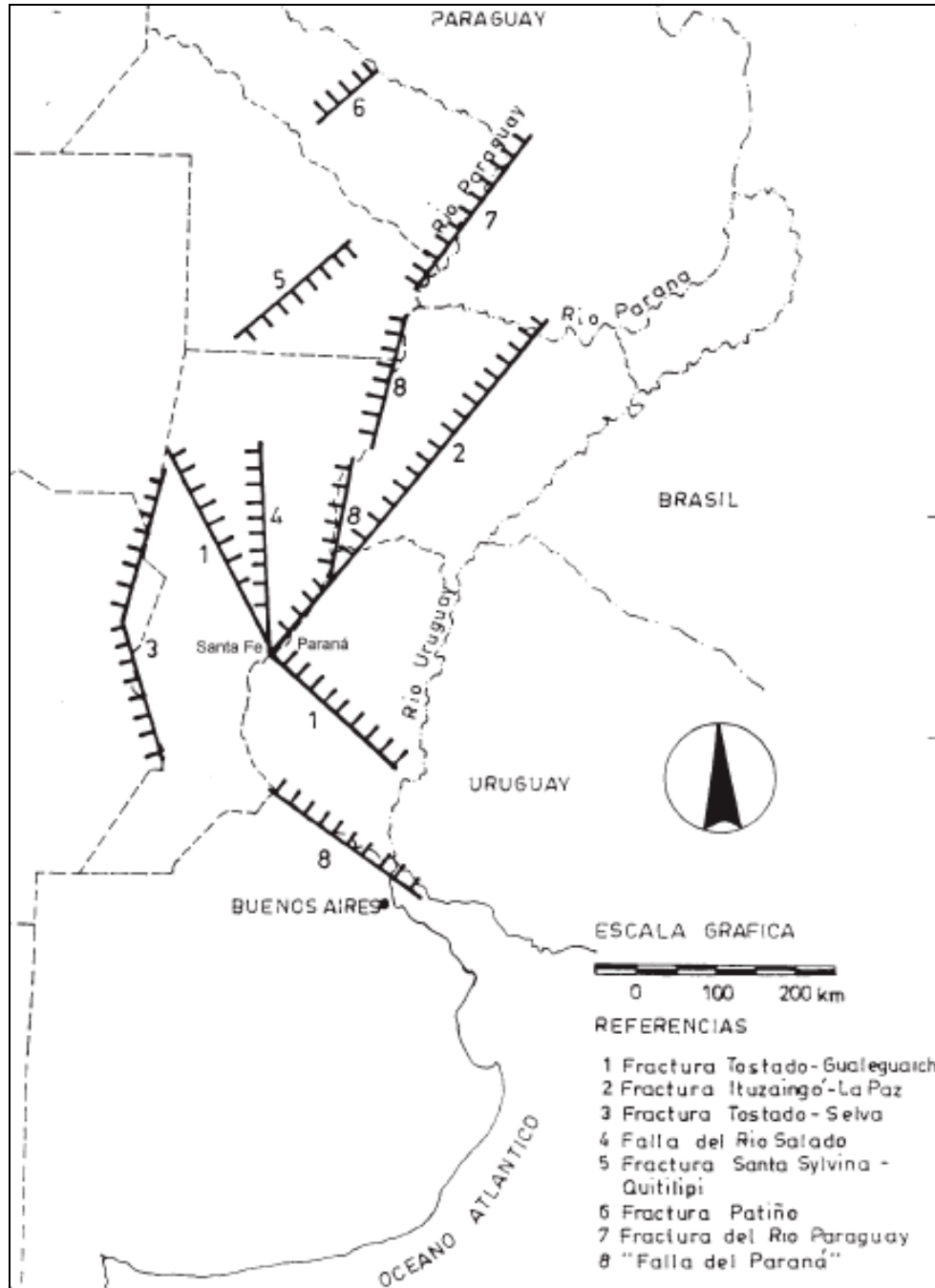


Figura 2.33. Principales fracturas activas en el Cuaternario del NE argentino, según Iriondo (1987).

Al respecto, Iriondo (1987: 13) escribe: "Durante largo tiempo se ha discutido acerca de 'la falla del Paraná', de ubicación y características inciertas, ya que los datos de campo son

algo confusos y hasta contradictorios. Lo que sucede en realidad es que este río fluye a lo largo de por lo menos cuatro fracturas mayores y atraviesa también elementos menores. La primera de ellas se extiende desde Corrientes hasta cerca de Goya. Desde Goya-Reconquista hasta La Paz se desarrolla la segunda; desde allí corre a lo largo de la fractura Ituzaingó-La Paz hasta El Cerro², algo al norte de la ciudad de Paraná con dirección noreste-suroeste. Desde allí hacia el sur la llanura aluvial toma un rumbo perpendicular al anterior hasta llegar al delta y al río de la Plata. Las fracturas anteriormente mencionadas limitan generalmente a bloques basculados, que sufrieron elevación en un extremo y hundimiento en el extremo opuesto. Ello indica que la región está sometida a esfuerzos generalizados de compresión”.

Tal interpretación fue mantenida por el autor en su trabajo de 2007, en el que añadió que el área de planicie entre Corrientes y Bella Vista está en proceso de subsidencia y, desde Santa Fe a Rosario, tiende a levantarse (Iriondo, 2007).

Por su parte, Padula (1972: 235) señala que “La morfología del techo de los Basaltos de Serra Geral... no señala un relieve vinculado a un esquema estructural, sólo parece representar y ajustarse a la forma de la cubeta que fue receptora de cada derrame. Los estudios con sismografía de reflexión realizados en la provincia de Entre Ríos y de refracción en Entre Ríos, Corrientes y Santa Fe, no han evidenciado fallas que afectaran a estas rocas, pues no hemos comprobado fallas que señalen los cursos de los ríos Paraná, Gualeguay y Gualeguaychú”.

Estudios en curso que vinculan manifestaciones indirectas geomorfológicas con otras directas estratigráficas (e.g., Brunetto et al., 2013, 2014; Marengo, com. pers.) coinciden en señalar la importancia de fallas con desplazamiento horizontal en la región, como reactivación de estructuras asociadas a la apertura del Océano Atlántico.

Tales fracturas fueron destacadas en la discusión sobre el tema que elaborara Aceñolaza (2007), cuyo esquema estructural, compartido por el autor de esta tesis, se reproduce en Figura 2.34.

A una escala muy diferente, la de afloramiento, hay evidencias directas que las unidades sedimentarias de los laterales del valle fueron sometidas a esfuerzos tectónicos: en

² Nota del Autor: El Cerro o Cerrito como lo refieren los lugareños, se ubica en el km 640 de la ruta de navegación.

diversos sitios sus materiales aparecen afectados por más de un juego de diaclasas, de orientaciones diferentes al de las clásicas fracturas exógenas por relajación o alivio de presión confinante (Fotos 2.16 a 2.18).

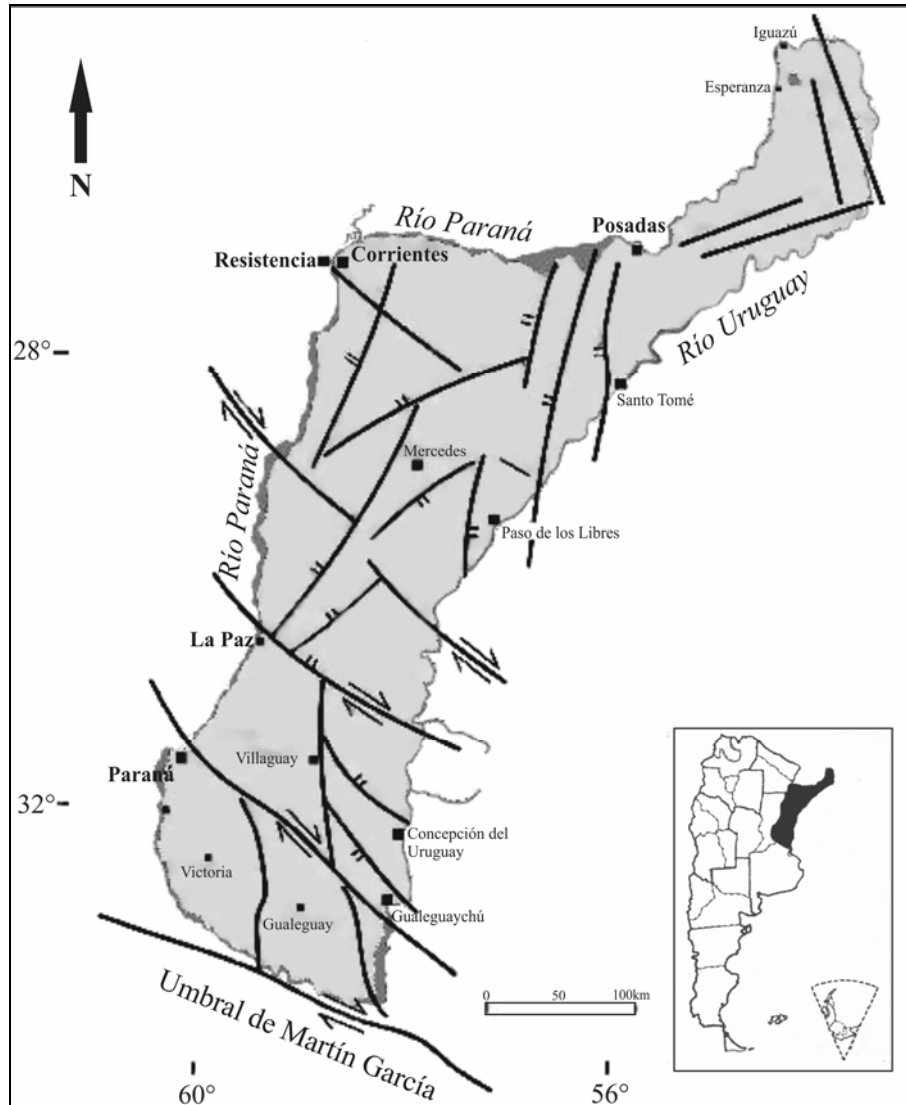


Figura 2.34. Esquema estructural de Aceñolaza (2007) para la “Mesopotamia argentina”, basado en información del subsuelo de varios autores. Se destacan los fallamientos transcurrentes de dirección general ca. SE-NO.



Foto 2.16. Margen izquierda del cauce principal a 13 km aguas abajo de Paso de la Patria (km 1242) compuesta por una facies ferruginosa de la Fm. Ituzaingó (el “Asperón Guaranítico”, en el uso local), afectada por 3 juegos de diaclasas (2 de ellos más visibles en el detalle de abajo).



Foto 2.17. Control morfológico por fracturas de los rasgos topográficos menores en la costa erosiva del extremo sur de Lag. El Capón. A la derecha: diaclasas en los sedimentos del Cuaternario superior del sitio (las flechas amarillas marcan los extremos de una; las blancas, otra en diferente dirección).



Foto 2.18. Juegos de fracturas puestos en evidencia por erosión diferencial en los sedimentos de la Fm. Rosario (ref. en Figura 2.29) al lado del salto de agua del A° Saladillo.

En ese sentido, la Figura 2.35 muestra diagramas de frecuencias de fracturas medidas en el borde oeste de las lagunas El Capón y Setúbal y, de manera independiente, “lineamientos interpretados” a partir de rasgos de traza rectilínea del área, como líneas de costa o segmentos de cauce.

Sea en el gráfico general, o considerando los diagramas de frecuencia por separado, se identifican tres direcciones prevalecientes en esa zona: NE-SO, ENE-OSO, y un arribamiento casi intermedio entre NO-SE y ONO-ESE.

Dos de esas direcciones (NE-SO y NO-SE) también son evidentes en la planta del borde oeste del valle desde la laguna Coronda hasta Pto. Gaboto (v. imágenes del Anexo A).

Las diaclasas mostradas son la más conspicua e indiscutible manifestación de la neotectónica en la región, y su presencia regula, en principio, las orientaciones de barrancas y otros rasgos morfológicos en las inmediaciones de la planicie aluvial actual, además de modificar la resistencia mecánica de los sedimentos cuando desarrollan taludes.

hundimientos y ascensos neotectónicos en los antecedentes (e.g., Iriondo, 1987, 1988b, 2007; Paira & Drago, 2007; Paira, 2017) sin el soporte de evidencias directas: la influencia tectónica ha sido inferida a partir de determinados rasgos del sistema para, a su vez, explicarlos, sin entrever soluciones alternativas (Schumm, 1986; Holbrook & Schumm, 1999).

Es bien conocido desde la clásica obra de Sylvester (1984, 1988) que un campo de esfuerzos asociado a fallas transcurrentes como las de la Figura 2.35 se resuelve también con desplazamientos verticales de los bloques involucrados.

Al respecto el autor, en asociación con dos coautores, sugirió que el resalto en contrapendiente en torno al eje km 640 - A° Leyes (Figura 2.11) podría corresponderse con un lineamiento de origen tectónico (Ramonell et al., 2000: 198).

Sin embargo, nuevos elementos de juicio permiten interpretar ese “escalón” topográfico como formado por procesos exógenos, fluviales.

De hecho, así como la planicie multilagunar a ambos lados del río San Javier parece interrumpirse hacia el sur con los cauces transversales de la Figura 2.11, también grandes lagunas como Las Nievas – Guayabal, El Laurel y Coronda (v. Anexo A) quedan definidas, en sus bordes S, por los albardones de cursos con origen en la faja modelada por el cauce principal y sentido de flujo al oeste, i.e., los riachos Cayastá, El Laurel y Paranacito, respectivamente.

Lo mismo vale para la laguna Setúbal: el autor vinculó su origen al crecimiento hacia el oeste del Rcho. Santa Fe y de sus albardones asociados, que terminaron cuasi-endicando las aguas que alimentaban este bajío, prolongación sur del Bajo de los Saladillos, para transformarlo en laguna permanente de la planicie actual (Ramonell, 2005).

Como corolario de este análisis, se coincide con Iriondo (1985, 1987) en destacar el peso que tendrían los movimientos contemporáneos de la corteza, aún siendo pequeños, sobre la dinámica de superficie en un sistema de tan bajo gradiente.

También considera que se necesitan de evidencias directas, incuestionables, para vincular atributos del río con el accionar de procesos endógenos sobre su paisaje.

2.3.4. Sedimentos de la Planicie Aluvial

Los sedimentos modernos de la planicie aluvial son el resultado del accionar de los procesos de cauce y de inundación fluvial, i.e., las principales variables de transformación que operan en el ambiente.

Los términos más antiguos de estos materiales pueden constituirse como una variable de estado para la morfogénesis actual, aún siendo el resultado de idénticos procesos fluviales; en efecto, en función de su grado de cohesión/diagénesis y semejanza o no granulométrica con los aportados en el presente desde grandes distancias, pueden condicionar cualidades o cantidades de las variables de cambio (Knigthon, 1998; Schumm, 2005).

De estas consideraciones se impone tratar sucintamente el tema de los sedimentos de la planicie, que será abordado también en el Capítulo siguiente pero desde una óptica de funcionamiento moderno del sistema fluvial.

Tal como se expresara al inicio de esta tesis, hay poca mención de los sedimentos de la planicie aluvial en los antecedentes.

En este ítem se tratan principalmente los del área de Santa Fe – Paraná y su entorno, habida cuenta de ser los mejor conocidos en la actualidad a partir de las caracterizaciones de Ramonell et al. (2000) y, fundamentalmente, Ramonell (2005), más las nuevas que se brindarán en lo que sigue.

En ese marco, en el Anexo C se reproducen algunos de los registros de perforaciones antecedentes evaluados por Ramonell (2005) en su análisis del subsuelo somero de la planicie, esto es, hasta profundidades de algunas decenas de metros, junto a los criterios metodológicos que guiaron su evaluación.

Además de esos datos base, se han sumado en el Anexo registros de sondeos realizados en otras transectas del tramo, tanto antecedentes en su mayoría como algunas conducidas por el autor, en diferentes latitudes: Bella Vista, Goya, Esquina y Coronda.

No se incluyeron allí los registros de geotecnia del eje vial Rosario – Victoria, básicamente por ser un área en la que ocurre la transición al complejo fluvio-litoral del Paraná Inferior, mostrado en torno a la presentación del mapa geomorfológico de Figura 1.2.

Una interpretación de esa información particular fue expuesta por Cavallotto et al. (2005).

La Figura 2.36 es una de las síntesis de columnas litológicas elaboradas por el autor de esta tesis según la metodología comentada en el Anexo C. La gráfica corresponde, en este caso, a la serie de perforaciones que atraviesan el lineamiento del A° Leyes – Cerrito (km 640) tratado al final del ítem 2.3.3.

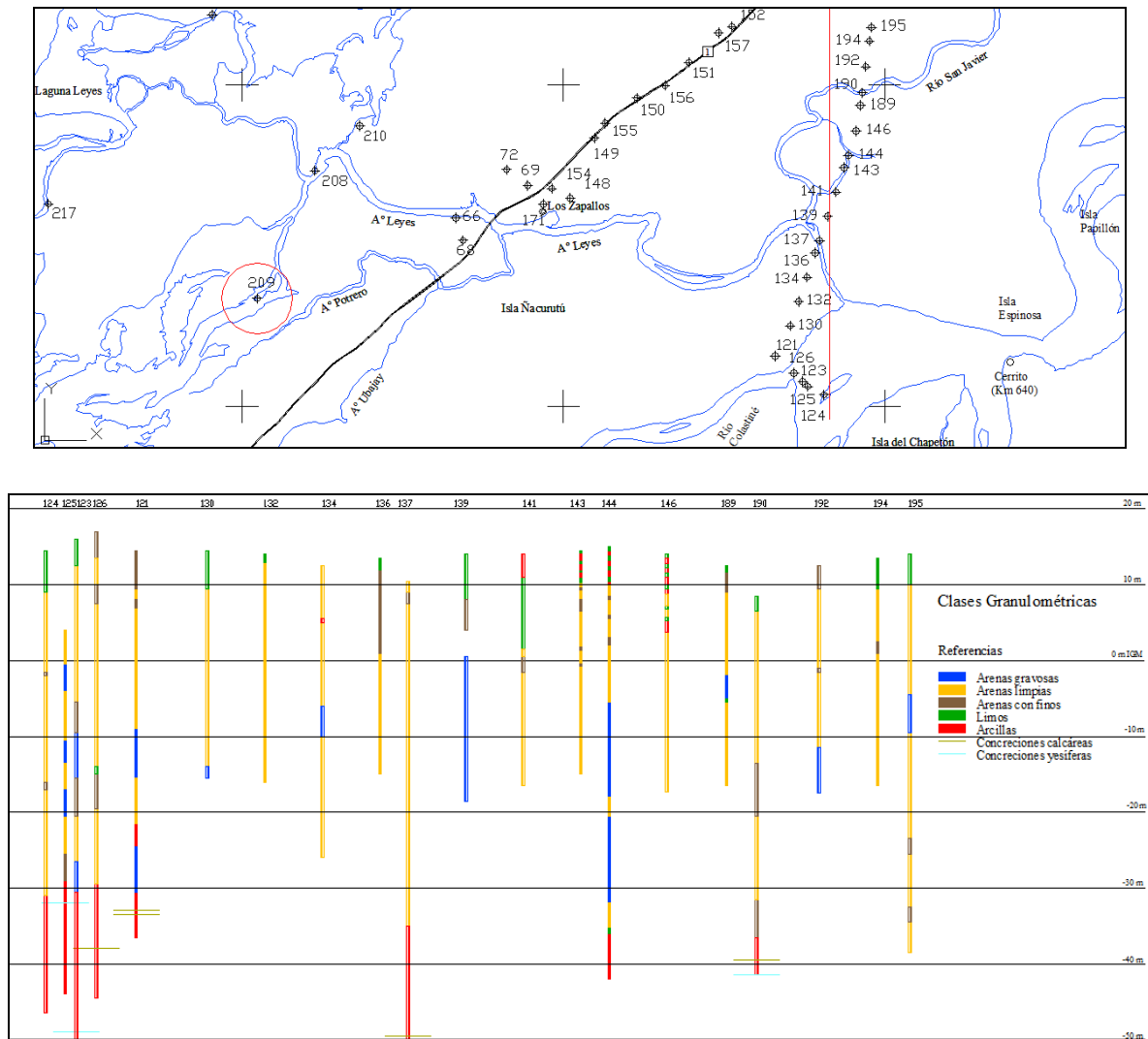


Figura 2.36 (a). Columnas litológicas reconstruidas desde registros de perforaciones según un eje perpendicular a Cerrito (km 640) – A° Leyes. Las cotas de boca de pozo (IGN) corresponden a la superficie de la planicie (o fondo de cauces: perforaciones 125, 137 y 190). Las columnas se muestran según granulometría (arriba) y clases de resistencia a la penetración (Figura 2.36 b).

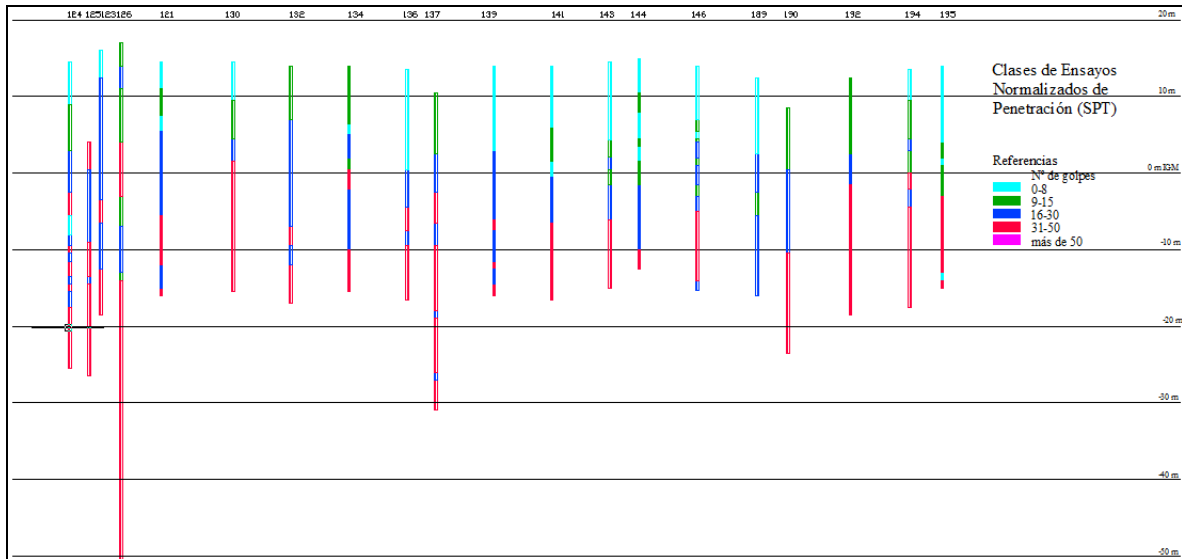


Figura 2.36 (b). Explicación en leyenda de Figura 2.36 (a).

Se advierte en la gráfica el contacto entre los sedimentos arenosos de la Fm. Itzaingó, en discordancia erosiva sobre las arcillas marinas de la Fm. Paraná, que yacen a cotas de – 30 m.

También es evidente que desde los ca. 15 m de profundidad hacia abajo, la Fm. Itzaingó posee niveles lenticulares de arenas gravosas. Con gravas o sin ellas, esta profundidad de cota ca. –10 m es el límite entre arenas de diferente capacidad portante, como lo atestigua la columna basada en clases de Nº de Golpes de los Ensayos Normalizados de Penetración (SPT; Figura 2.36-b-).

Al respecto, Ramonell et al. (2000: 201) habían indicado, en base a registros equivalentes ubicados más al sur del que se trata: “Aquí es posible diferenciar, hasta donde se conoce, dos tipos de secuencias litológicas en subsuperficie, que coinciden con las áreas modeladas directamente por el cauce principal en tiempos históricos, y con aquellas donde la dinámica predominante ha sido la de inundación, es decir, en las áreas insulares o marginales del cauce dentro del valle aluvial. En las primeras, los sondeos han atravesado...suelos arenosos de clases SP-SM, SP y SM casi exclusivamente,...mientras que, en las segundas, los materiales granulares yacen debajo de un “manto” de sedimentos limo-arcillosos, por lo común de 4 a 10 m de espesor, compuesto principalmente por suelos CL-ML y CH (...) el número de golpes, N, necesario para

atravesar las sucesiones sedimentarias de ambos ambientes es de $N \ll 30$ hasta los $\approx 14 - 17$ m bajo el nivel de la superficie del valle aluvial (en sitios puntuales, hasta casi los 30 m), en tanto que, debajo de esas profundidades, cambia abruptamente a $N \gg 30$ (frecuentemente, $N > 45$). Esta discontinuidad litológica sólo marca la presencia de una discordancia erosiva (una diferencia de antigüedad geológica) en el seno de las arenas fluviales del valle, ya que el resto de los parámetros sedimentológicos se mantiene uniforme”.

Con diferencias de espesores y profundidades de referencia, la estructuración en un manto de sedimentos cohesivos (limos y arcillas) superior sobre sedimentos granulares (arenas, arenas guijosas) en la base es una constante en los sondeos y perfiles de geotécnica compilados, como se los ha ejemplificado en el Anexo C.

Sobre la antigüedad de las arenas, hay una parte que claramente es del Pleistoceno: Frenguelli (1936) examinó el significado ambiental y temporal de un perfil geológico del subálveo en la terminación sur de la laguna Setúbal, que elaboró en base a cinco perforaciones de hasta ca. 30 m de profundidad bajo el lecho, separadas entre sí por 100 m cada una (ubicadas en el medio del grupo de perforaciones más nuevas encerradas por el rectángulo rojo de Figura 2.37 a).

Frenguelli (1936) expresa: “Como es sabido, estas excavaciones hallaron una serie de capas arenosas, con inclusiones lenticulares de arena arcillosa verduzca, particularmente ricas en restos de mamíferos terrestres, moluscos fluviales y troncos de árboles. Análogos sedimentos y análogos fósiles fueron hallados también en las excavaciones para la fundación del puente colgante del camino de Santa Fé a San José³ y por los dragados profundos efectuados en el río para el ensanche del puerto y para el relleno de la depresión ribereña a lo largo de la cual se ha construido la avenida Siete Jefes. Tuve la oportunidad de examinar los materiales petrográficos y paleontológicos extraídos de todas las excavaciones mencionadas...En estos sedimentos, el hallazgo de restos de *Glossotherium* junto con restos de otros mamíferos típicos de la fauna pampiana superior (*Stegomastodon platensis* Amegh., *Equus curvidens* Orv., *Paraceros lujanensis* Amegh., *Megatherium americanum* Cuv., *Glyptodon reticulatus* Orv., *Doedicurus kokenianus* Amegh., *Toxodon platensis* Amegh., etc.) es un hecho interesante, pero normal...En las

³ Nota del Autor: puente ubicado inmediatamente al N del de Ruta Nac. 168, Figura 2.38.

excavaciones de la laguna de Guadalupe⁴ y en las excavaciones de las localidades próximas en el cauce del río Santa Fé, los restos de esta fauna fueron hallados en abundancia particularmente en las lentes arcillosas entre 11 a 25 metros de profundidad debajo del fondo actual de la laguna⁵, pero se hallaron también esparcidos en todos los niveles de su espesor.”

Una descripción más pormenorizada de las unidades sedimentarias referidas en el perfil de Frenguelli se ha construido con los datos de las perforaciones indicadas en la Figura 2.37⁶. Desde boca de pozo hacia abajo:

- hasta 14 m de arcillas y limos de plasticidad variada (baja y alta, en forma dominante y secundaria, respectivamente), de colores gris y pardo con tonos verdosos, y con intercalaciones de arenas tipo SM de baja densidad (o compactación), grises o amarillas; los sedimentos pelíticos suelen contener concreciones calcáreas aún en los niveles más superiores, de superficies rugosas y formas irregulares. Ambientalmente, los tamaños de grano descriptos corresponden a sedimentación en ambientes lagunares, palustres y en canales fluviales menores, de acuerdo a la diferencia de niveles que se registra con la capa de arenas más gruesas infrayacente.
- hasta unos 20 m de arenas amarillas a grises, con niveles de arenas gravosas, y ocasionales lentes de arcillas y limos de poco espesor (1 o 2 m). La unidad yace entre cotas de 0 m (± 3 o 4 m) y -16 m (la base fue alcanzada sólo por los sondeos 47 y 48; Figura 2.38). Donde se alcanzó su base, apoya en discordancia sobre la Fm. Paraná.
- Fm. Paraná: 40 m s.v.b. de arcillas verde oscuras y arenas de tonalidades verdosas con fósiles de invertebrados marinos.

⁴ N. del A.: denominación alternativa antigua de la laguna Setúbal.

⁵ Dichas profundidades corresponden a un rango de cotas IGN entre -1 m y -16 m, aproximadamente.

⁶ Perforaciones de la transecta identificada con la línea y el rectángulo rojos de la Figura 2.38.

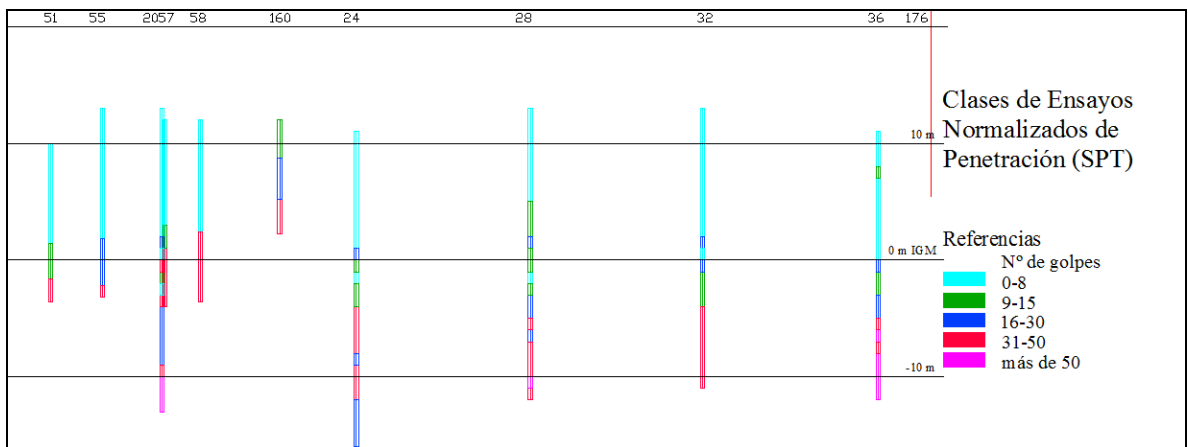
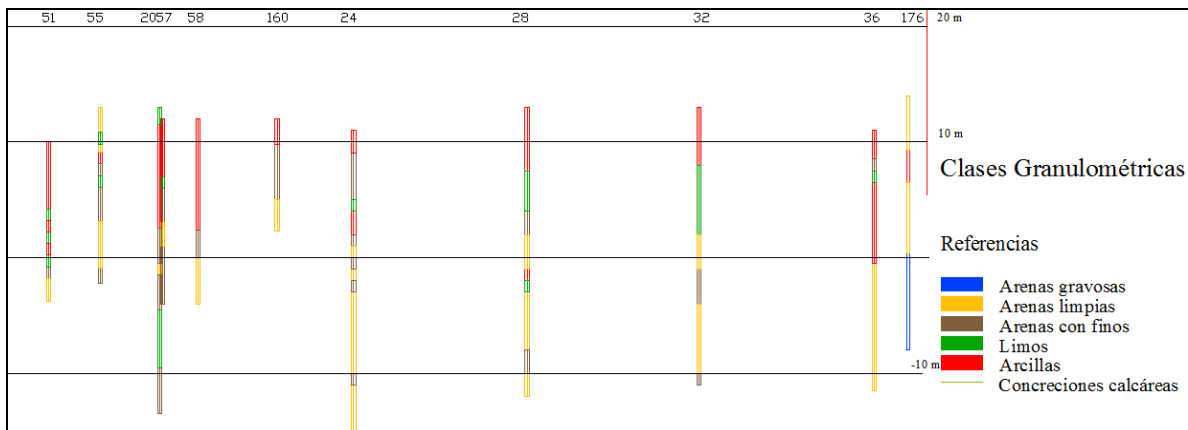
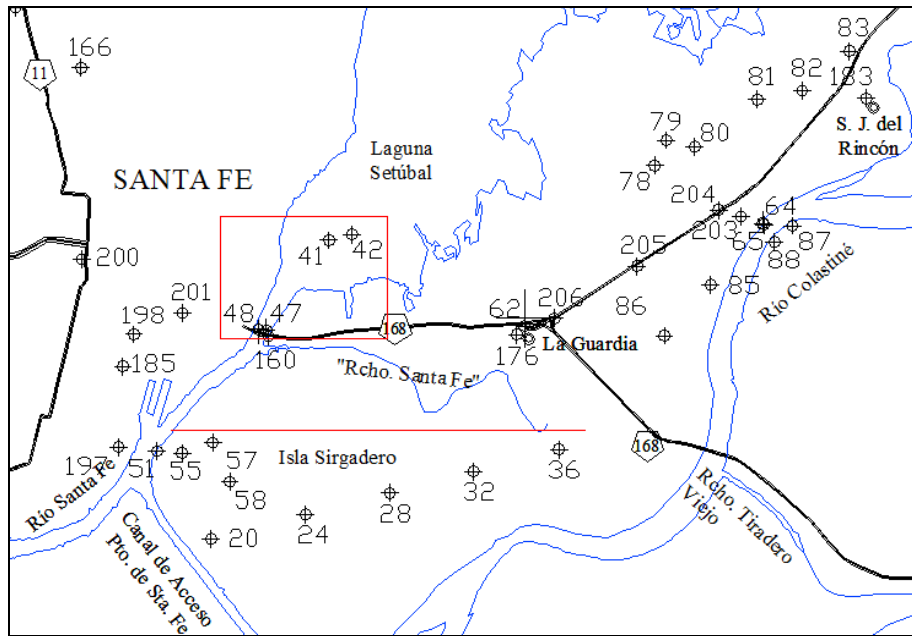


Figura 2.37 (a). Como en Figura 2.36, columnas litológicas reconstruidas con los registros geotécnicos ubicados en torno a la línea roja. El rectángulo rojo ubica los sitios de las perforaciones caracterizadas en Figura 2.38.

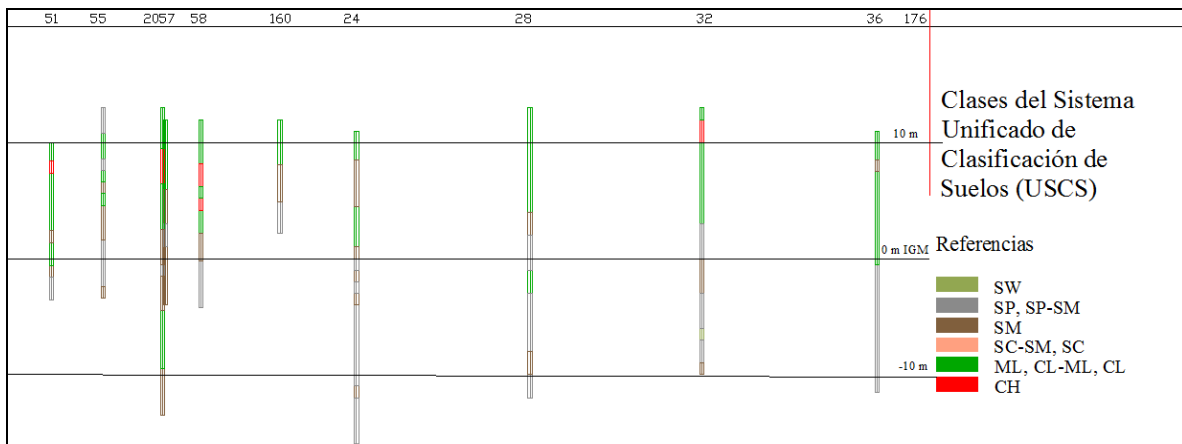


Figura 2.37 (b). Idem leyenda de Figura 2.37 (a).

El sitio de perforaciones 41 y 42 en el fondo lagunar fue evaluado por una empresa que realizó el dragado para el alteo de terrenos estatales de la planicie ubicados al sur. Debajo de unos 5-6 m de sedimentos limo-arcillosos y arenas finas se atravesaron (desde cota 3 o 4 m IGN hacia abajo) hasta 18 m de arenas gris amarillentas, “con algo de gravilla” en los dos tercios inferiores; este sedimento tiene buena a moderada selección (tipo SP), con $N > 30$ hasta cota 0 m, y $N \geq 50$ desde ese nivel hacia abajo.

El profesional a cargo del dragado le alcanzó al autor una placa del caparazón de un ejemplar de *Glyptodon sp.*, rescatado durante esas tareas desde una profundidad de -5 m IGN (Ramonell, 2005).

De estos sedimentos arenosos con gravas proceden, justamente, los fósiles indicados por Frenguelli (1936). El autor de esta tesis evaluó de manera directa varios de esos restos (sobre todo, los extraídos del Canal de Acceso al Puerto de Santa Fe en oportunidad de su excavación, ítem 2.2.5), que integran la colección paleontológica del Museo Provincial de Cs. Naturales “Florentino Ameghino” (Santa Fe).

Así, en Ramonell (2005) se listan para esa unidad abundantes restos de équidos, mastodontes, toxodontes, megatéridos, gliptodóntidos y cérvidos, de manera independiente a los referidos por el naturalista italiano.

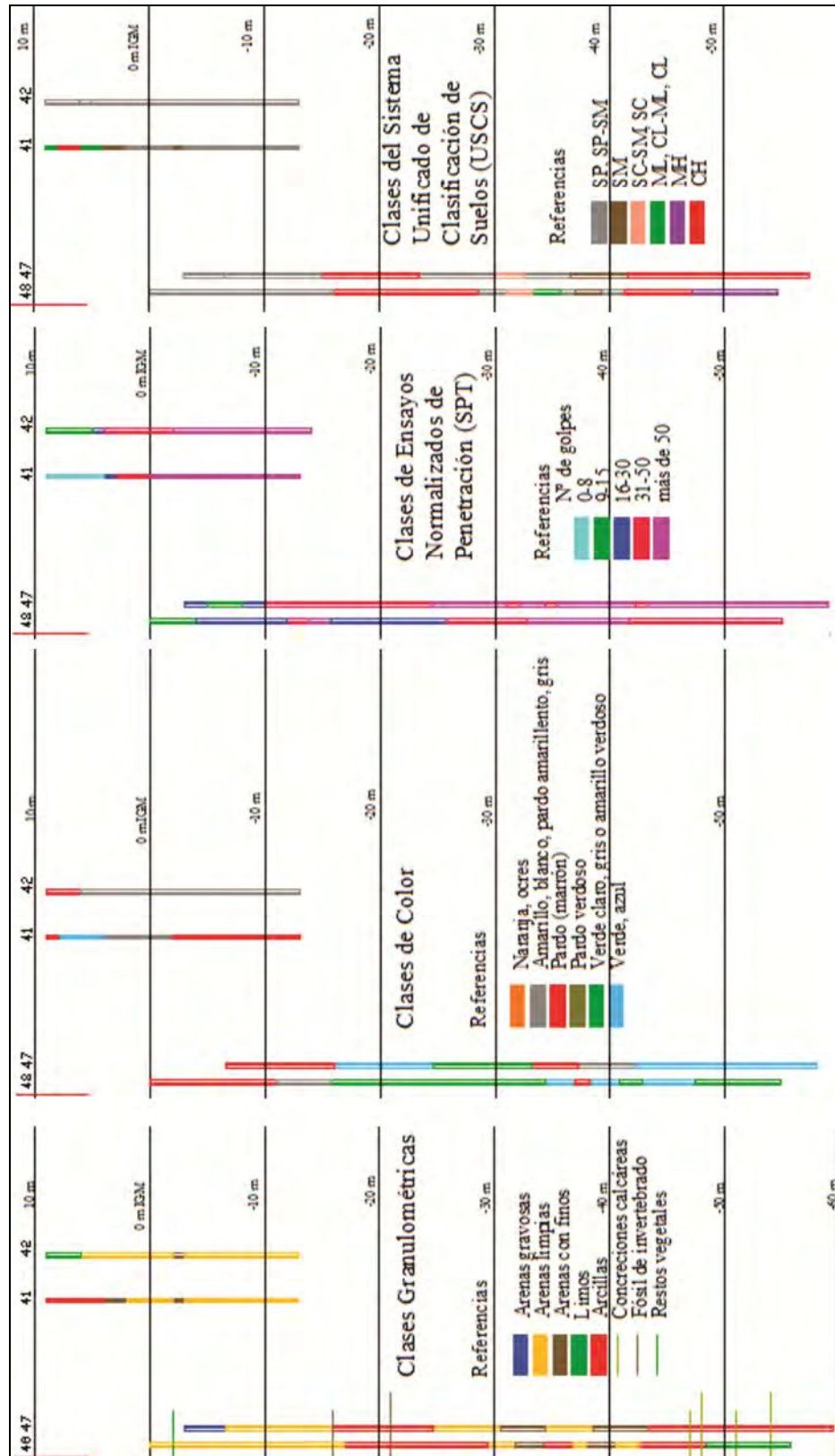


Figura 2.38. Columnas litológicas reconstruidas de los 4 sondeos del rectángulo rojo en Fig. 2.37.

Las especies reconocidas en este trabajo fueron las de *Equus (Amerhippus) neogeus*, *Stegomastodon platensis*, *Toxodon platensis*, *Megatherium americanum*, *Glyptodon clavipes*, *G. reticulatus*, *Morenelaphus brachyceros* y *Scelidotherium leptcephalum*⁷.

En una primera aproximación, y según el esquema bioestratigráfico y cronológico propuesto por Cione y Tonni (1995) puede concluirse que las arenas guijosas del subsuelo de la planicie portan restos fósiles de Edad Lujanense (en el sentido geocronológico de esos autores, o sea, Pleistoceno medio - Holoceno inferior), por lo que les corresponde una antigüedad de entre \approx 600.000 a 8.500 años.

El registro de *Equus (Amerhippus) neogeus* reduciría ese rango al Pleistoceno superior – Holoceno inferior, de acuerdo al biocron que se conoce para tal especie (Tonni et al., 1999).

Esta unidad de arenas gruesas y arenas gravosas es perfectamente identificable como una subdivisión en los depósitos del Cuaternario de la Fm. Itzaingó, para lo cual se propondrá oportunamente su individualización como miembro, el **Miembro Laguna Setúbal de la Fm. Itzaingó**.

Considérese, para ello, que la CAE (1992) sugiere incluir los restos fósiles como elementos litológicos accesorios para la definición de unidades litoestratigráficas en casos especiales, y el de la Fm. Itzaingó que aquí se trata corresponde, precisamente, a uno de ellos.

De esta manera, el área tipo del **“Miembro Laguna Setúbal”**⁸ es el subsuelo de la planicie aluvial actual cubierto por las aguas del extremo sur de la laguna hómónima y parte norte del río Santa Fe (encerrada con el rectángulo rojo, en Figura 2.38).

Sus estratotipos de unidad quedan definidos por los sedimentos arenosos “puros” y areno-gravosos que subyacen a las arcillas, limos y arenas “sucias” (SM) atravesados en las perforaciones de Figura 2.37 y Figura 2.38, tal como se los ha descrito

⁷ Una evaluación taxonómica más consistente del registro de fauna pleistocénica compilado por Ramonell (2005) fue realizado por Vezzosi (2015), al que se remite al lector interesado en el tema.

⁸ En adelante esta denominación se usará entre comillas, habida cuenta que una tesis no es el ámbito de definición de unidades estratigráficas, por lo restringido de su difusión según se establece en el CAE (1992).

precedentemente, con los fragmentos de megafauna extinta “lujanense” cuya yacencia en la unidad se da desde 0 ± 4 m IGN hacia abajo, junto a niveles con gravas y/o restos vegetales.

Desde un enfoque genético, el “Miembro Laguna Setúbal” se corresponde con la carga de fondo depositada por el cauce principal o brazos de importancia equivalente del río Paraná, con un régimen tractivo de mayor energía que el actual en función de la presencia generalizada de niveles de arenas gruesas o con gravas.

El manto de sedimentos limo-arcillosos y arenas tipo SM suprayacentes corresponde a un miembro diferente al propuesto.

Por su parte, la Figura 2.39 reproduce el testigo continuo de la perforación 209 (resaltada con un círculo rojo en Figura 2.36), realizada con un equipo portátil “vibracore” en el ámbito del delta del A° Leyes, en el extremo N de la laguna Setúbal.

La longitud original atravesada por el sondeo fue de 3,45 m (el testigo resultante fue más corto debido a la compactación inducida en el sedimento por la vibración) y su descripción detallada aparece en la última página del Anexo C, de la cual se ha extraído la caracterización básica de la figura.

Como allí se lee, los sedimentos más superficiales corresponden a facies de desborde del delta que está construyendo en la actualidad el A° Leyes (A), depositados sobre unos pocos metros de sedimentos de ambiente palustre (C y, probablemente, D); estos sobreyacen, a su vez, a las arenas del “Miembro Laguna Setúbal”, alcanzadas en la base del sondeo (D) (que no pudo continuarse debido a la elevada resistencia del material).

Los niveles identificados con flechas y códigos en Figura 2.39 se dataron por el método de OSL (o LOE, por sus siglas en Portugués y Castellano) en el Laboratório de Vidros e Datação de la Faculdade de Tecnologia de São Paulo. El informe respectivo se reproduce en Tabla 2.7.

Como se visualiza en Tabla 2.7, dos muestras de niveles contiguos del “Miembro Laguna Setúbal” arrojaron dos edades discrepantes: una practicada en arena que se disgregó al momento de preparar la muestra (la 2310 - EML VIII) y otra que mantuvo su agregación en bloque (2311 – EML XIX).

Fuera de ello, los resultados cronológicos completos del sondeo son coherentes, en cuanto al orden de superposición.

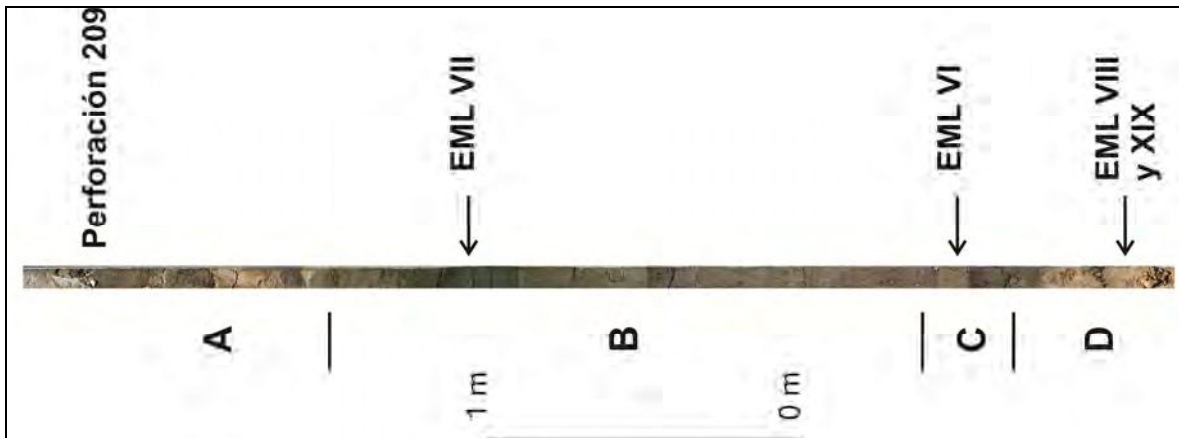


Figura 2.39. A) Limos friables y arenas sueltas interestratificadas color pardo claro y blanco-amarillento (sedimentos deltaicos actuales); B) limo arenoso verde grisáceo claro con concreciones de manganeso; C) limos verde y pardo con concreciones calcáreas; D) arenas gruesas a finas de selección moderada a buena, de colores pardo y ocre naranja. Las flechas indican niveles datados por OSL (a 7 – 10 cm, a 70 cm y a 230 cm desde el fondo del testigo hacia arriba).

Tabla 2.7. Reproducción de la tabla de resultados de las dataciones del Laboratório de Vidros e Datação de la Faculdade de Tecnologia de São Paulo.

Cod. LVD	Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose Acumulada LOE (Gy)	Idade LOE (anos)
2308	EML VI (sf-vasco01-zb3)	2.708 \pm 320	222,56	82.200 \pm 13.800
2309	EML VII (sf-vasco01-zb2)	1.895 \pm 293	44,02	23.200 \pm 4.800
2310	EML VIII (sf-vasco01-zb5 areia solta)	917 \pm 203	163,55	178.300 \pm 48.300
2311	EML XIX (sf-vasco01-zb5 bloco)	1.491 \pm 450	136,04	91.200 \pm 32.100

Así, el “Miembro Laguna Setúbal” quedaría más acotado temporalmente por las edades absolutas de Tabla 2.7, en torno a la parte más antigua del Pleistoceno superior o a su base.

Los depósitos palustres alcanzan el Pleistoceno tardío, y es por demás destacable la posición topográfica que ocupan en la planicie aluvial, prácticamente en su superficie como se ha constatado en otros sectores del delta del A° Leyes (Figura 2.40), y en el extremo S de la laguna Setúbal (capas superficiales de limos y arcillas atravesadas en las perforaciones 41 y 42 de Figura 2.38).



Figura 2.40. Remanentes de terrenos antiguos en el interior del complejo lagunar-deltaico Capón – Leyes – Setúbal. La mayoría de los identificados tiene igual cota, casi al nivel de la que está alcanzando el delta en la actualidad. Ramonell et al. (2013) vincularon estos remanentes con las “isletas” (señaladas con flechas) que se reconocen hacia el interior del Bajo de Los Saladillos, (Base: Imagen LandSat 5 del 25 de enero de 2003).

En algunos de sus cauces distributarios (como en el A° Zanja Brava, en cuya margen derecha se hizo la perforación 209), el lecho en partes es un plano subhorizontal que resulta de la exposición de las capas palustres.

También en otras áreas de la planicie se han encontrado sedimentos de antigüedad considerable en afloramientos reducidos, discontinuos por estar apenas cubiertos por decímetros de sedimentos modernos, como en el entorno del río San Javier en el área de Figura 2.11 (Foto 2.19).



Foto 2.19. Sedimentos antiguos en el A° Conchillas (cauce adventicio del río San Javier cerca de su desembocadura que aparece en primer plano en Foto 2.3; 31° 29' 15" S – 60° 19' 18" O). Las concreciones calcáreas dispersas (foto de detalle de la derecha) provienen del sedimento que mantiene un talud vertical; el sedimento de la plataforma subhorizontal posee concreciones de yeso.

Estos sedimentos antiguos, de mayor consistencia comparados a los más modernos ⁹, dan origen a secciones batimétricas compuestas en partes de cauces secundarios de este sistema fluvial (Figura 2.41).

Como puede deducirse de lo expuesto en este ítem (y en el Anexo C), el manto superficial de sedimentos limo-arcillosos de la planicie puede integrar, en partes de la misma, sedimentos de muy diferente edad.

La cuestión de la antigüedad de los sedimentos superficiales no modernos de la planicie es una que requiere de estudios específicos a escala del tramo entero.

⁹ En estos párrafos, la diferencia entre los sedimentos “antiguos” y los “modernos” es que los últimos carecen de rasgos diagenéticos macroscópicos, e.g., concreciones de diferente composición química.

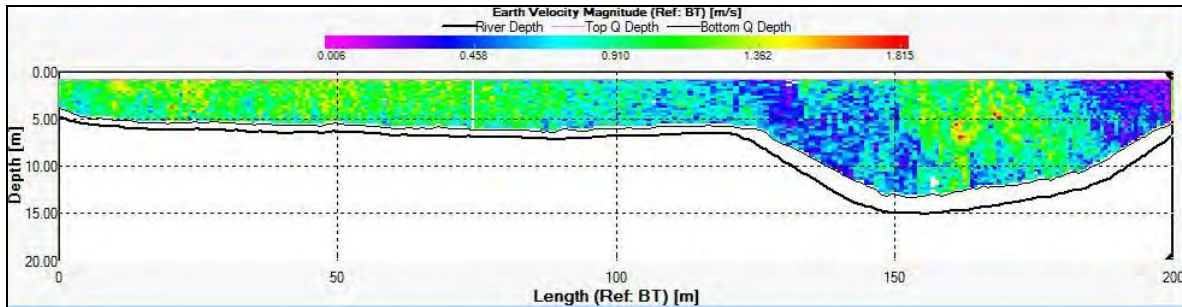


Figura 2.41. Aforo con ADCP del Río San Javier en la crecida de 2013 (donde se midieron 1320 m³/s, v. Figura 2.17). Notar la horizontalidad de dos tercios del fondo del cauce.

En el caso del cauce principal, su lecho es arenoso en toda la extensión del tramo medio. Sólo existen dos sitios comprobados en los cuales hay materiales coherentes en el fondo: en el área de la confluencia con el río Paraguay, frente a Paso de la Patria, y en el estrechamiento de Cerrito (km 640) (Figura 2.11).

En el primer caso hay en el seno del río islotes pequeños del “Asperón Guaranítico” de la Fm. Ituzaingó (referido en Foto 2.16) que emergen de un lecho principalmente arenoso.

El segundo caso corresponde al sitio de mayor profundidad del cauce principal en todo el tramo, en el que fueron registradas hasta unos ca. 60 m mientras se desarrollaba la gran crecida de 1998.

Allí el lecho del río está formado por un fondo irregular de materiales consistentes de la Fm. Paraná (arcillas bajo cota – 30 m en la Figura 2.37) y seguramente por bloques de sus facies calcáreas desprendidos de la pared del valle, en la acentuada saliente que forma en la margen izquierda (Foto 2.20).

2.4. Epílogo: Antigüedad de la Planicie Aluvial Actual

El tiempo como tal es una variable independiente para la morfodinámica de los sistemas fluviales, así establecida desde la primer obra clásica de Schumm (1977), al menos.



Foto 2.20. Vista de Cerrito (km 640; “El Cerro” en Figura 2.24), donde las facies de calizas y otros sedimentos litorales de la Fm. Paraná componen localmente toda la barranca izquierda del río.

En la actualidad, casi todos los manuales en la materia incorporaron los conceptos de que la evolución en curso de un sistema geomorfológico está condicionada por su historia previa y el período en que han podido interactuar las condiciones presentes (Knigthon, 1998; Bridge, 2003).

En esa perspectiva, la mayoría de los rasgos de superficie de la planicie aluvial delimitada en Figura 1.1 son de edad Holocena. Su configuración tridimensional, sin embargo, debió iniciarse en tiempos del Pleistoceno, ya que diferentes indicios muestran que son necesarios más de 10.000 años para construir una faja de semejantes dimensiones.

Evidencias indirectas de ello son los niveles de terraza fluviales en la zona de Goya (ítem 2.3.2), en parte mapeados por Iriondo (2007) junto a los de la margen oeste, desde Reconquista hasta Corrientes.

Ambas terrazas se disponen de manera paralela a la faja fluvial actual (i.e., fueron modeladas con la traza submeridiana del río) y son de edad cuaternaria. Esto, por el grado de preservación de las geoformas fluviales originales sobre sus superficies, y sus relaciones estratigráficas con los sedimentos de la Fm. Toropí – Yupoí, respecto de la cual son más modernas (la terraza inferior, al menos).

Por otro lado, si se asumiera que la tasa de corrimiento promedio en escalas de tiempo geológicas de la barranca entrerriana fuera de 0,5 m/año, se requerirían de unos 30.000 años para generar una faja de ca. 15 km de ancho, como la de la planicie aluvial entre los ejes Cayastá – Hernandarias (km 689) y A° Leyes – Cerrito (km 640).

Ese es un ejercicio especulativo pero oportuno para concebir las magnitudes de procesos a largo plazo, y sirve también para poner atención en una peculiaridad notable del tramo medio, que es la coexistencia lateral del estrechamiento de la planicie con el Bajo de los Saladillos (Figura 2.7).

En tal sentido, Iriondo (1987) postuló que el río Paraná abandonó esa depresión para ocupar la faja actual en los últimos 10.000 años, fundando su propuesta en la inexistencia de loess de la Fm. Tezanos Pinto en el “Bajo”, que luego fuera reconocida allí, con amplia distribución, por Marengo et al. (2002).

Ambos autores coincidieron en mapear un conjunto de paleocauces meándricos que, con dirección NE-SO, convergen desde el oeste de la Ruta Prov. 1 hacia el A° Saladillo Dulce, que marca el eje de la depresión (Figura 2.42 y Figura 2.43).

Adviertase que los paleocauces carecen de tributarios y sus meandros tienen dimensiones de ancho, amplitud de onda, etc., establecidas desde sus cabeceras: una analogía actual de cursos semejantes son los brazos San Jerónimo – Correntoso y Colastiné, que nacen en el cauce principal cerca de sus km 970 y 640, respectivamente (Anexo A), alejándose de él como otros brazos similares del tramo medio e inferior, incluso (e.g., río Paraná Pavón, al N de San Nicolás de los Arroyos, Figura 1.2).

Así, es plausible postular que el cauce principal del Paraná en un momento de su historia geológica ocupó en simultáneo la planicie actual (e.g., sobre una traza como la del río San Javier en la parte oeste de la planicie) desde la que mantuvo brazos secundarios que se

dirigían hacia el eje del “Bajo” (i.e., al A° Saladillo Dulce) que fueron, progresivamente, desconectándose del sistema fluvial principal.

Las causas y los momentos en que se desactivaron esos cursos meandriformes son materia de investigación, pero en este funcionamiento compartido del sistema fluvial en ambos ambientes, y su posterior abandono, estaría la explicación para el estrechamiento de la planicie aluvial aguas abajo del eje Cayastá – Hernandarias.

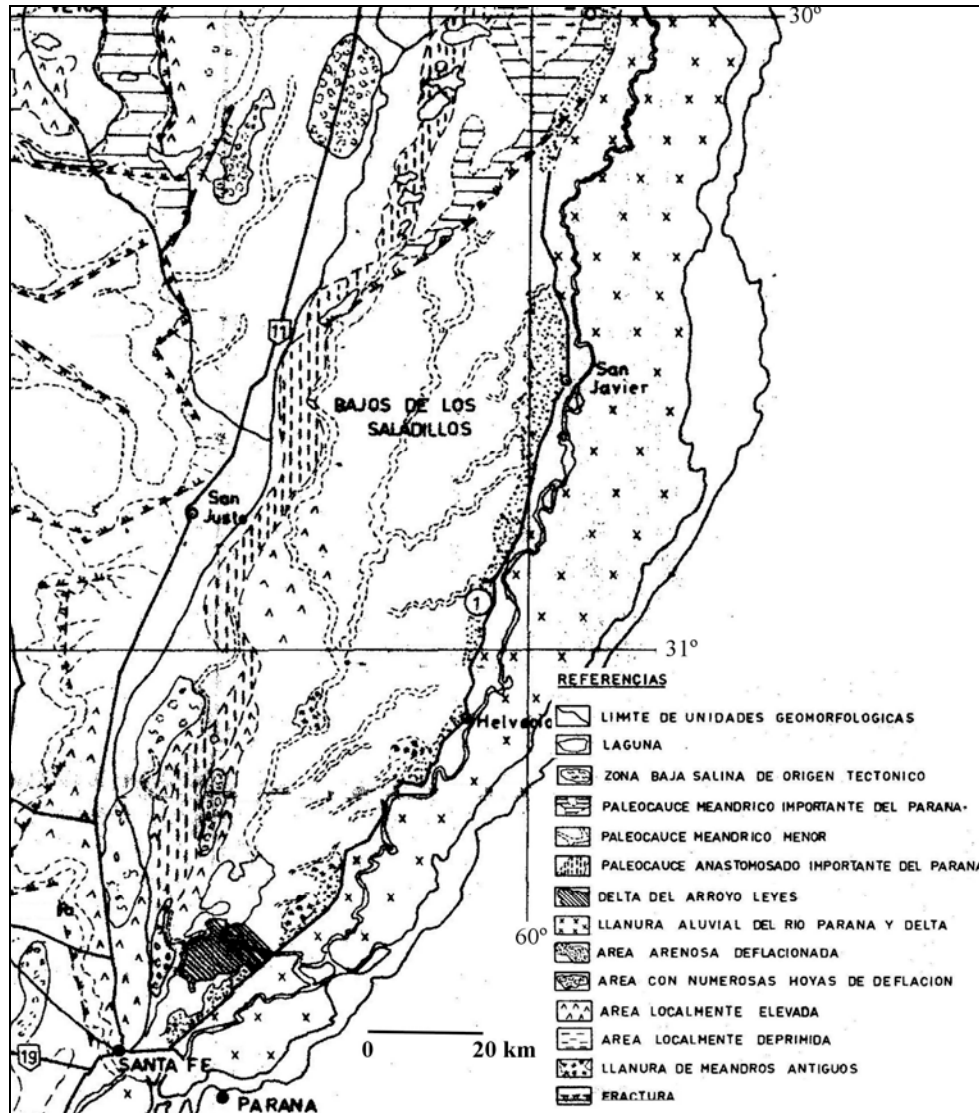


Figura 2.42. Parte del “Mapa Geomorfológico de Santa Fe” (1:1.000.000) de Iriondo (1987). En el Bajo de los Saladillos se visualizan los paleocauces meándricos que, con dirección NE-SO vinculan la “Llanura aluvial del río Paraná” (faja con “x” del mapa) con el eje del Bajo.



Figura 2.43. Vista satelital de algunos de los paleocauces meándricos NE-SO del Bajo de los Saladillos, al N del remanente del campo de dunas longitudinales de Cayastá – Helvecia.

Dado que la depresión que aloja a las lagunas El Capón y Setúbal es la continuación al sur del Bajo de los Saladillos cubierto por las aguas y los sedimentos de la planicie actual (Figura 2.42, Figura 2.12), la evidencia sedimentológica y cronológica presentada en el ítem precedente sugiere que el cauce principal del Paraná se habría instalado al este de esa depresión ya en el Pleistoceno.

En suma, de varias de las variables presentadas en el Capítulo se puede concluir que la construcción a gran escala de la planicie aluvial actual no ha sido homogénea ni sincrónica a lo largo de todo el tramo medio del río.

2.5. Referencias Bibliográficas

- Aceñolaza, F. G. (2007). Geología y recursos geológicos de la Mesopotamia argentina. INSUGEO, Serie Correlac. Geol. 22.
- Alarcón, J.J.; R.N. Szupiany; M.D. Montagnini; H.E. Gaudin; H.H. Prendes y M.L. Amsler (2003). Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná. Primer Simposio Regional Sobre Hidráulica de Ríos. Ezeiza, Argentina. (En CD).
- Alberdi, R., y C. G. Ramonell (2013). "Evaluación de cambios morfométricos recientes en cauces menores del Río Paraná Medio". Sexto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 15 pág. Santa Fe.
- Alberdi, R., C. G. Ramonell y M. S. Pereira (2018). "El tramo medio del río Paraná: sus límites, extensión y variabilidad hidrográfica". Revista del Instituto Geográfico Nacional, N° 9: 4 – 9. Buenos Aires.
- Amsler, M.L. (2006). Evolución de la carga de lavado en el Alto Paraná (1968-2004). Incidencia sobre las sedimentaciones en la planicie aluvial del Paraná Medio. III Congreso Iberoamericano sobre Control de la Erosión y los Sedimentos. CICES. Buenos Aires, Argentina. (En CD).
- Amsler, M. L., y H. H. Prendes (2000). "Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados". En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, eds.), Tomo 1: 233-306. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Amsler, M. L.; C. G. Ramonell & H. Toniolo (2005). "Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the 20th century". *Geomorphology*, 70: 257-278. Elsevier.
- Antico, A., & D. M. Krohling (2011). Solar motion and discharge of Paraná River, South America: evidence for a link. *Geophys. Res. Letters*, Vol. 38, L19401: 1-5.
- Bertolini, J. C. (1982). Descripción y caracterización de los movimientos de masa en las barrancas entrerrianas del río Paraná, República Argentina. Quinto Congr. Latinoamer. Geol., Actas, IV: 37-52. Buenos Aires.
- Bosisio, A., y C. G. Ramonell (2014). Análisis por teledetección de la distribución espacial de la carga de lavado en un tramo del Río Paraná Medio (Argentina). 2do. Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Artículos Completos (CD), 10 pág. Santa Fe.
- Bojanich Marcovich, E., y A. H. Risiga (1975). Contribución al conocimiento de la geohidrología de la provincia de Santa Fe. II Cong. Iberoamer. de Geol. Económica, T. 5: 37-58. Buenos Aires.
- Bridge, J.S. (2003). River and floodplains: forms, processes, and sedimentary record. Blackwell Science, Oxford, UK.

- Brumnich, F., Marchetti, Z.Y. & Pereira, M.S. (2019). Changes in forest diversity over a chronosequence of fluvial islands. *iForest* 12: 306-316.
- Brunetto, E.; Noriega, J.I. y Brandoni, D. (2013). La Formación Ituzaingó en la provincia de Entre Ríos. Estratigrafía y edad. En: D. Brandoni & J.I. Noriega (eds.) *El Neógeno de la Mesopotamia argentina*, Buenos Aires, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 14: 13-27.
- Brunetto, E., Kröhling D. y Francisconi C. (2014). La geomorfología de una región representativa de Pampa norte y sur de la Mesopotamia en el contexto de los procesos endógenos. Aportes para el mapeo de áreas de llanura. 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- CAAAS (Convenio Argentino – Alemán de Aguas Subterráneas) (1973). Llanura Pampeana (Provincias de Córdoba y Santa Fe). Hidrogeología . En: 'Recursos de agua subterránea y su aprovechamiento en la llanura Pampeana y en el valle del Conlara (Provincias de Córdoba, Santa Fe, San Luis; República Argentina)', Tomo 2, Partes 1-4. Servicio Geológico de Alemania.
- Cabral, S. A. (1967). La creciente anual 1965-66. Interpretación de sus efectos . Informe de la Dir. Nac. de Construcciones Portuarias y Vías Navegables, Dpto. Paraná Medio. Paraná.
- Cáceres, L. M. (1980). "Caracterización climática de la Provincia de Santa Fe". Ministerio de Agricultura y Ganadería, Provincia de Santa Fe. Santa Fe.
- CAE (Comité Argentino de Estratigrafía) (1992). Código argentino de estratigrafía . Asoc. Geol. Arg. Buenos Aires.
- Cafaro, E.D., E.M. Latrubesse & C.G. Ramonell (2010). Estimación de la carga sedimentaria que aportan los Andes y sierras asociadas al Chaco argentino – paraguayo. XXIV Cong. Latinoamer. de Hidráulica, CD de Artículos Completos, 9 pág. Punta del Este.
- Camilloni, I., & V. Barros (2000). The Paraná River Response to El Niño 1982–83 and 1997–98 Events. *J. of Hydrometeor.*, V. 1: 412-429.
- Cardini, J. C., P. R. Jaime, M. Parimbelli y N. Legal (2009). Desarrollo de una erosión extraordinaria en la margen del río Paraná en Lavalle. Cuarto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 14 pág. Salta.
- Castro, S. L., E. D. Cafaro, M. G. Gallego, A. M. Ravelli, J. J. Alarcón, C. G. Ramonell y M. L. Amsler (2007). Evolución morfológica histórica del cauce del Río Paraná en torno a Rosario (km 456 – 406) . XXI Congr. Nac. del Agua, CD de Trabajos, 20 pág. S.M. de Tucumán.
- Cavallotto, J. L., R. A. Violante y F. Colombo (2005). Evolución y cambios ambientales de la llanura costera de la cabecera del río de la Plata . *RAGA*, 60 (2): 353-367.
- Ceirano, E., C. Paoli y M. Schreider (2000). Las inundaciones en el área de Santa Fe. Interpretación de sus efectos y simulación de los subsistemas Leyes-Setúbal y Ruta Nacional 168-Alto Verde. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al

- conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, eds.), Tomo 2: 239-297. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Chebli, G. A., M. E. Mozetic, E. A. Rosello y M. Bühler (1999). Cuencas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: 'Geología Argentina' (R. Caminos, ed.), SEGEMAR, An. 29: 627-644. Buenos Aires.
- Cionchi, J. L., 1988. Geomorfología de Bahía Bustamante y zonas adyacentes, Chubut. Rev. Asoc. Geol. Arg., XLIII, 1: 51-62
- Cione, A. L., y E. P. Tonni (1995). Bioestratigrafía y cronología del Cenozoico superior de la Región Pampeana. En: 'Evolución biológica y climática de la Región Pampeana durante los últimos cinco millones de años' (M. T. Alberdi, G. Leone y E. P. Tonni, eds.): 49-74. Museo Nac. de Cs. Naturales. Madrid.
- Cione, A. L., M. M. Azpelicueta, M. Bond, A. A. Carlini, J. R. Casciotta, M. A. Cozzuol, M. de la Fuente, Z. Gasparini, F. J. Goin, J. Noriega, G. J. Scillato-Yané, L. Soibelzon, E. P. Tonni, D. Verzi y M. G. Vucetich (2000). Miocene vertebrates from Entre Ríos province, eastern Argentina. En: 'El Neógeno de Argentina' (F. G. Aceñolaza y R. Herbst, eds.), INSUGEO, Serie Correlac. Geol., 14: 191-237. Tucumán.
- De Alba, E. (1953). Geología del Alto Paraná, en relación con los trabajos de derrocamiento entre Ituzaingó y Posadas. Rev. Asoc. Geol. Arg., VIII, 3: 129-161.
- Depetris, P.J., & Kempe S (1990) The impact of the El Niño 1982 event on the Parana River, its discharge and carbon transport. Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol., 89: 239-244.
- Depetris PJ, Pasquini AI (2007) The geochemistry of the Parana River: An overview. In Iriondo MH et al. (Eds.) The Middle Parana River: Limnology of a Subtropical Wetland. Springer. Heidelberg, Germany. pp. 143-174.
- DPOH - Dirección Provincial de Hidráulica - (SPAR) - INA - Instituto Nacional del Agua - (CRL) (2002). Recopilación de la información hidrogeológica de la Provincia de Santa Fe; CD. Santa Fe.
- Drago, E., & M. L. Amsler (1998). "Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay rivers". Water Internat. (IWRA), 23: 174-183.
- Frenguelli, J. (1936). Apuntes estratigráficos acerca del yacimiento de 'Glossotherium' de la Laguna Guadalupe. An. Soc. Cient. Arg., T. CXXII (VI): 335-339.
- Frenguelli, J. (1954). La margen derecha del Río Paraná a la altura del pueblo de Cayastá, Santa Fe. Notas del Museo, T. XVII, Geología, N° 65: 377-387. Buenos Aires.
- García, N. O. (1994). "Elementos de climatología". Colecc. de Ciencia y Técnica 6, Centro de Publ. de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- García, N.O., Vargas, W.M., Venencio, M. (2002). About of the 1970/71 climatic jump on the Río de la Plata basin. 16th Conference on Hydrology, Proceedings: 138-141. American Meteorological Society, Orlando.

- Giacosa, R., C. Paoli, y P. Cacik (2000). Conocimiento del regimen hidrológico. En: 'El río Paraná en su tramo medio. Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura', Paoli, C., Schreider, M.I. (Eds.). Tomo 1: 69-103. Centro de Publicaciones, Universidad Nacional del Litoral, Santa Fe, Argentina.
- Gregory, K. J., & D. E. Walling (1973) Drainage Basin. Form and Process: A Geomorphological Approach. Edward Arnold, Londres.
- Herbst, R. (2000). La Formación Ituzaingó (Plioceno). Estratigrafía y distribución. En: 'El Neógeno de Argentina' (F. G. Aceñolaza y R. Herbst, eds.), INSUGEO, Serie Correlac. Geol., 14: 181-190. Tucumán.
- Herbst, R. y J. N. Santa Cruz (1985), Mapa litoestratigráfico de la provincia de Corrientes. D'Orbignyana 2, 1-51.
- Holbrook, J., & S. A. Schumm (1999). Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics, 305: 287-306.
- INCyTH (Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología Hídricas) (1991). Estudio de delimitación de áreas de riesgo hídrico en Santa Fe. Comitente: C.F.I. Informe Final, Centro Regional Litoral. Santa Fe.
- Iriondo, M. (1981). El Cuaternario de Entre Ríos. Rev. Asoc. Cs. Nat. del Litoral, 11: 125-141. Santo Tomé.
- Iriondo, M. (1985). Geología y geomorfología: su importancia y relación con la edafología. Primeras Jorn. Reg. de Suelos Región Pampeana Norte, Publ. Misc. 30: 143-185. Rafaela.
- Iriondo, M. (1987). Geomorfología y cuaternario de la provincia de Santa Fe (Argentina). D'Orbignyana, N° 4: 1 – 54. Corrientes.
- Iriondo, M. (1988a). A comparison between the Amazon and Paraná river systems. Mitt. Geol.-Paläont. Inst., H. 66: 77 – 92.
- Iriondo, M. (1988b). Guía de Campo N° 4, Llanura aluvial del Paraná. Simp. Internac. Sobre el Holoceno en América del Sur, INQUA. Paraná.
- Iriondo, M. (1993). "Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America)". Geomorphology, 7:289-303. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
- Iriondo, M. (2007). Geomorphology. En: The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 2. Pp. 33–52. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Iriondo, M. H. (2010). Geología del Cuaternario en Argentina. Museo Provincial de Cs. Naturales "Florentino Ameghino", Santa Fe.

- Iriondo, M., & A. Paira (2007). Physical geography of the basin. En: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland* (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 1. Pp. 7-32. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Knighton, D., (1998). *Fluvial forms and processes, a new perspective*. Arnold, London
- Krohling, M. D., y M. H. Iriondo (2003). El loess de la Pampa Norte en el bloque de San Guillermo. *AAS Revista* (2003), vol. 10 n° 2: 137-150.
- Krohling, M. D., y E. Brunetto (2013). Los materiales superficiales de la cuenca del Arroyo Cululú. En: Giayetto, Plevich, Lallana y Pilatti (compilad.) *Región Centro Argentina, bases conceptuales y metodológicas para el ordenamiento territorial en el medio rural: 513-544*. Libroclíc Ed., Río Cuarto.
- Latrubesse, E. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146: 1–30.
- Latrubesse, E. M., E. Park, C. Ramonell, A. Sounny Slitined & E. Cafaro (2020). The Chaco Megafans. En: J. Wilkinson, E. M. Latrubesse & Y. Gunnell (ed.): *Megafans: a significant mesoscale landform*. Cambridge Univ. Press. En prensa.
- Leopold, L.B.; M.G. Wolman & J.P. Miller (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. W. H. Freeman. San Francisco.
- Marchetti, Z. Y., E. M. Latrubesse., M. S. Pereira & C. G. Ramonell (2013a). Seasonal dynamics of the vegetation and relationships with geomorphic units in the floodplain of the Paraná River, Argentina . *Journal of South American Earth Sciences*, 46: 122-136 (doi: 10.1016/j.jsames.2013.03.010). Elsevier.
- Marchetti, Z. Y., A. R. Giraudó, C. G. Ramonell e I. M. Barberis (2013b). Humedales del río Paraná con grandes lagunas . En: ‘Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas de Paisajes de Humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay’ (L. Benzaquén y otros, eds.): 187-204. Secr. de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Buenos Aires.
- Marchetti, Z. Y., C. G. Ramonell, F. Brumnich, R. Alberdi & P. Kandus (2020). Vegetation and hydrogeomorphic features of a large lowland river: NDVI patterns summarizing fluvial dynamics and supporting interpretations of ecological patterns . *Earth Surface Process. & Landforms* (DOI: 10.1002/esp.4766).
- Marengo, H.G. 2006. *Micropaleontología y estratigrafía del Mioceno marino de la Argentina: las transgresiones de laguna Paiva y del ‘Entrerriense-Paranense*. Tesis Doctoral, Tomos 1 y 2. Universidad de Buenos Aires.
- Marengo, H.G. 2008. *Nuevas Evidencias de neotectónica en la llanura central santafesina*. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 1232-1233, San Salvador de Jujuy.
- Marengo, H. G., V. Baunmann, F. Pereyra (2002). Hoja Geológica Escala 1:250.000 Santa Fe 3160-III, Provincias de Santa Fe y Entre Ríos. Boletín N° 337, Inst. de Geol. y Rec. Min., SEGEMAR. Buenos Aires.

- Minotti, P., C. G. Ramonell y P. Kandus (2013). "Regionalización del corredor fluvial Paraná-Paraguay". En: 'Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas de Paisajes de Humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay' (L. Benzaquén y otros, eds.): 33-90. Secr. de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Buenos Aires.
- Neiff, J. J., S. L. Casco y J. C. Arias (2004). Glosario de humedales latinoamericanos. En: J. J. Neiff (Ed.) Humedales de Iberoamérica. CYTED, Subprograma XVII – Red Iberoamericana de Humedales: 336-380.
- Orfeo, O. & J. Steveaux (2002). Hydraulic and morphologic characteristics of middle and upper reaches of the Paraná River (Argentina and Brazil). *Geomorphology*, Vol. 44 (3-4): 309-322.
- Padula, E. (1972). "Subsuelo de la Mesopotamia y regiones adyacentes". En: 'Geología Regional Argentina' (A. F. Leanza, ed.): 213-235. Acad. Nac. de Ciencias. Córdoba.
- Paira, A. (2017). Evolución de las lagunas de la llanura aluvial del río Paraná Medio. Tesis Doctoral, Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste. Resistencia.
- Paira A. R., & E. C. Drago (2007). Origin, evolution, and types of floodplain water bodies. En: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland* (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 3. Pp. 53-81. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Paoli, C. U. (2010). Cambios en la serie de caudales máximos en Ríos de la Región Litoral y su incidencia en parámetros de diseño. En: Paoli, C. U & Malinow, G. V. (eds.): *Criterios para la determinación de crecidas de diseño en sistemas climáticos cambiantes*: 103-113. Ediciones UNL. Santa Fe, Argentina.
- Paoli, C., y Cacik, P. (2000). Régimen de crecidas y análisis de caudales máximos. En Paoli, C. y Schreider, M. (eds.) *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral 1: 105-171
- Paoli, C., M. Iriondo y N. García (2000). Características de las cuencas de aporte. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, eds.), Tomo 1: 27-68. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe.
- Pasotti, P. (1974). La neotectónica en la Llanura Pampeana. Fundamentos para el mapa neotectónico. *Inst. de Fisiogr. y Geol., Univ. Nac. de Rosario, Publ. LVIII*: 1-28.
- Pereira, M. S. (2016). El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching. Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Pereira, M. S., C. G. Ramonell, E. M. Latrubesse y E. D. Cafaro (2009). Geomorfología y sedimentología de islas simples y compuestas del río Paraná en su tramo medio. IV Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología – II Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur, Resúmenes: 2 pág. La Plata.
- Poi, A., y M. E. Galassi (2013). Humedales de la planicie aluvial del río Paraná entre Confluencia y Reconquista. En: 'Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas

- de Paisajes de Humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay' (L. Benzaquén y otros, eds.): 161-168. Secr. de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Buenos Aires.
- Popolizio (2003). El Paraná, un río y su historia geomorfológica. Tesis doctoral, Facultad de Filosofía, Historia y Letras Universidad del Salvador, Tomos I y II. Buenos Aires.
- Potter, P. E. (1978). "Petrology and chemistry of modern big river sands". J. of Geol., 86: 423-449.
- Prendes, H.H. y Huespe, J. (2000). Aspectos hidráulicos y sedimentológicos de la hidrovía fluvial. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, Eds.), Tomo 2: pp. 184-238. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C. G. (1994). "El retroceso acelerado del Salto del A° Saladillo en Rosario, Argentina". AGID Geosciences Series N° 21, "Investigaciones sobre los Riesgos Geológicos en Ciudades de América Latina": 47-62. Cochabamba.
- Ramonell, C.G. (2005). Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas, Tomos 1 y 2. Universidad Nacional de San Luis.
- Ramonell, C. G., y M.L. Amsler (2005). Avulsión y rectificación de meandros en planicies de bajo gradiente: consideraciones para su predicción . Rev. Ingeniería del Agua, Vol. 12, No. 3:231-248.
- Ramonell, C. G., e I. Cristina (2014). Geomorfología y propagación de crecidas en el tramo medio del Río Paraná, Argentina . 2do. Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Artículos Completos (CD), 10 pág. Santa Fe.
- Ramonell, C. G., y E. M. Latrubesse (1991). Pedimentos y Glacis: terminología y aspectos genéticos. Sociedad Geológica Boliviana, Bol. N° 26: 3-12. La Paz.
- Ramonell, C. G., & E. M. Latrubesse (2010). "Late Quaternary sedimentary record and morphodynamics of the Middle Paraná River". 18th Internat. Sedimentol. Congr., Abstracts: 736. Mendoza.
- Ramonell, C. G., N. Solis y W. Chayle (1993). El torrente de barro del A° del Medio y el lago holocénico de El Volcán - Tumbaya. 6ta. Reunión de Campo del CADINQUA, Guía de Campo Provincia de Jujuy: 15-20. Univ. Nac. Jujuy - CADINQUA. San Salvador de Jujuy.
- Ramonell, C.G.; M.L. Amsler y H. Toniolo (2000). Geomorfología del cauce principal. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, Eds.), Tomo 1: pp. 173-232. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C. G., M. L. Amsler, O. Orfeo, M. D. Montagnini & M. J. Perez (2007). Ajustes morfológico-sedimentarios del Río Bermejo en torno al Puente Lavalle (Chaco

- Argentino). Tercer Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 12 pág. Córdoba.
- Ramonell, C. G., Z. Y. Marchetti, I. M. Barberis y A. R. Giraudó (2013). Humedales del Bajo de los Saladillos . En: 'Inventario de los humedales de Argentina. Sistemas de Paisajes de Humedales del Corredor Fluvial Paraná-Paraguay' (L. Benzaquén y otros, eds.): 177-185. Secr. de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Buenos Aires.
- Richards, K., (1982). Rivers: Form and process in alluvial channels. Methuen, London.
- Santa Cruz, J. N. (1972). Estudio sedimentológico de la Formación Puelches en la provincia de buenos Aires. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVII, 1: 5-62.
- Schumm, S.A. (1977). The Fluvial System. Wiley Interscience Publication. New York, EUA.
- Schumm, S. A. (1986). Alluvial river response to active tectonics. In: 'Active tectonics: impact on society': 80-94, Studies in Geophysics, Nat. Acad. Press. Washington.
- Schumm, S. A. (2005). River Variability and Complexity. Cambridge University Press, New York.
- Soldano, F. (1947). Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina. Parte I. Editorial Cimera. Buenos Aires. Argentina. 277 págs.
- Stappenbeck, R. (1926). "Geologie und grundwasserkunde der Pampa". Inédito. Stuttgart.
- Stevaux, J.C. & Latrubesse, E.M. (2017). Geomorfología Fluvial. Oficina de Textos, São Paulo.
- Sylvester, A. G. (Compilador) (1984). Wrench fault tectonics. Amer. Assoc. of Petroleum Geologists, Reprint Series No. 28.
- Sylvester, A.G. (1988). Strike-slip faults. Bull. of Geol. Soc. of Amer., 100(11): 1666-1703.
- Tonni, E. P., A. L. Cione & A. J. Figini (1999). "Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene". Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 147: 257-281.
- UNESCO WP/WLI (UNESCO Working Party for World Landslide Inventory) (1993). Multilingual landslide glossary. Int. Geotechnical Soc. – Canadian Geotech. Soc. BiTech Publ., Richmond.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movements types and processes. R. L. Schuster & R. J. Krizek (Eds.), Landslides: analysis and control. Transportation Research Board, Nat. Acad. of Sci., Washington D. C., Spec. Report 176: 11-33.
- Vezzosi, R. I. (2015). Diversidad de los mamíferos del Pleistoceno de la Provincia de Santa Fe, Argentina: aspectos taxonómicos, bioestratigráficos y paleobiogeográficos relacionados. Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.

Capítulo 3. GEOMORFOLOGÍA Y MORFODINÁMICA DE LA PLANICIE ALUVIAL

3.1. Introducción

Hasta mediados del siglo pasado, la idea predominante sobre la formación de las planicies aluviales se restringía a la de la acreción vertical de sedimentos finos durante las inundaciones.

Ese modelo conceptual fue ampliado con el de la acreción lateral asociada a migraciones del cauce, un paradigma universalmente aceptado a partir de la clásica obra de Leopold et al. (1964).

Es en esa década que la ‘morfología fluvial’ (cuantitativa en esencia) comienza a diferenciarse de la ‘geomorfología fluvial’ como línea “independiente” en trabajos académicos, hasta los estudios actuales sobre ‘morfodinámica’, que auspician su reencuentro¹⁰.

Casi 30 años más tarde, Nanson (1986) introdujo el concepto de erosión o remoción catastrófica (“catastrophic stripping”) de las planicies aluviales, justo en la misma década que se consolidaba el conocimiento sobre los fenómenos de avulsión fluvial, con el clásico trabajo de Smith et al. (1989) en el río Saskatchewan de Canadá.

La importancia de este último proceso en la construcción de planicies aluviales recién fue considerada in extenso por Bridge (2003), en cuanto a manuales de geomorfología fluvial se refiere.

Este continuo progreso condujo al desarrollo de nuevos y muy diferentes enfoques en el abordaje geomorfológico y morfodinámico de estas llanuras (e.g., Nanson & Croke, 1992;

¹⁰ El autor de esta tesis encuentra que los estudios que refieren a la ‘morfología fluvial’ concentran su atención en los procesos de cauce y, en este ámbito, del perímetro mojado hacia adentro. Por su parte, los de ‘morfodinámica’ son más amplios, y consideran también desde fenómenos de migración lateral hasta de inundación. Con todo, muchos trabajos auto-referidos como de ‘geomorfología fluvial’ no consideran más geoforma que la del propio cauce, incluso sólo en términos morfológicos, sin importar la composición u origen de los sedimentos de las márgenes y de las geoformas del entorno.

Howard, 1996), y a comienzos de este siglo investigadores de punta fundamentaron la necesidad de más estudio en la temática (e.g., Parker, 2000), contribuyendo también con ello (e.g., con el proceso de “cepillada” de las planicies aluviales de Lauer & Parker, 2008).

Para los grandes ríos las novedades están en progreso en la actualidad, como lo indica lo reciente de ciertas propuestas que los involucran (e.g., Latrubesse, 2008, 2015; Ashworth & Lewin, 2012).

Ello está a tono al reducidísimo número de libros que los ha tratado (Schumm & Winkley, 1994; Gupta, 2007) que se corresponden, fundamentalmente, con la etapa de las compilaciones de casos.

Por lo pronto, se han reclamado abordajes más integrales, interdisciplinarios, en los estudios sobre la geomorfología de grandes ríos (Dunne & Aalto, 2013; Latrubesse, 2015).

Con ese enfoque se trataron algunos de los temas de esta parte de la tesis, con adelantos que el autor comunicó en contribuciones académicas en coautoría con colegas de especialidades diversas, como la ingeniería hidráulica y ambiental, la biología y ecología, la cartografía y agrimensura, la arqueología, la geografía y la propia de geología, como se adelantara en la reseña del Capítulo 1.

En este marco, y a tono con los Objetivos 2 y 3 de esta tesis, este Capítulo se inicia (luego de mostrar aspectos metodológicos) con el tratamiento de dos geoformas singulares del tramo medio: los albardones de intracauce (Ramonell et al., 2011a,b) y los deltas lagunares (o fluvio-lagunares, como se explica al presentarlos en el ítem 3.3.2).

La segunda parte concierne al mapa de unidades geomorfológicas del tramo medio completo, con una breve atención a particularidades de su funcionalidad morfodinámica, y un epílogo que termina con una propuesta de clasificación genética/funcional de sus cauces secundarios (CS, en adelante), que sería la primera en su especie en este gran río.

3.2. Materiales y Métodos

El abordaje metodológico general se encuadró en lo que Winkley & Schumm (1994) dieron en llamar la “aproximación geomorfológica-ingenieril”, en parte ya expuesta en el desarrollo del Capítulo 2 habida cuenta de que los procesos de construcción de la planicie aluvial de un río de este tamaño involucran fenómenos que ocurren en escalas temporales dispares.

De acuerdo a esos autores, se deben combinar datos del pasado (geológico / geomorfológico) con la actualidad y, precisamente, la “aproximación geomorfológica-ingenieril” combina datos de la antigüedad y el presente mediante la vinculación de la geomorfología fluvial y la historia del sistema en estudio, con los datos hidrológicos e hidráulicos de los procesos que gobiernan su funcionamiento.

Una adaptación de ese enfoque al estudio de casos de ríos argentinos fue propuesta por Ramonell y Amsler (2002), materializada en trabajos puntuales por el autor y, en un primer acercamiento a escala de argentina continental, en Ramonell et al. (2010).

De acuerdo a los temas específicos abordados, se emplearon también pautas y criterios metodológicos diversos, e.g., los sintetizados por Thorne & Baghirathan (1994) para grandes ríos, desarrollados más ampliamente en los manuales de Thorne (1998), Kondolf y Piégay (2003) y Sear et al. (2003).

De esta manera, se combinó información geológica y geomorfológica, hidrográfico-hidrológica, hidrodinámica, sedimentológica, de vegetación y de cronología/antigüedad de elementos geomorfológicos del río en dos ámbitos de trabajo: gabinete y campo, además de tareas de procesamiento de muestras de sedimentos en el Laboratorio de Sedimentología de la FICH.

Los trabajos de gabinete incluyeron la evaluación y producción de cartografía geomorfológica y morfológica fluvial, en especial la comparativa o secuencial de CS.

Ello, a partir de un considerable archivo temático que el autor fue reuniendo como parte de sus labores en la FICH en los últimos ca. 25 años, que incluye más de un millar de registros en fotos aéreas de detalle del tramo (de 1954 y 1968 las más antiguas) y una cantidad equivalente de mapas batimétricos y/o hidrográficos que datan de los últimos 100 años, en su enorme mayoría elaborados por la DNVN.

Parte de esos mapas habían sido tratados parcial o totalmente por el autor en oportunidad de los estudios de extensión realizados en la FICH antes y durante el desarrollo de esta tesis, referidos en la reseña y bibliografía del Capítulo 1.

En el Anexo D se ha incluido un muestrario de la cartografía secuencial de CS elaborada en ese marco, junto con otra nueva producida ad-hoc en los trabajos conducentes a esta tesis. Esto, de manera independiente a la presentada en este Capítulo y el anterior.

El mapeo geomorfológico se realizó por interpretación directa, di visu, de elementos geomorfológicos unitarios (albardones, derrames, espiras de meandro, etc.) discernibles en fotos aéreas e imágenes satelitales.

La cartografía geomorfológica producida fue a nivel de unidad (y subunidad geomorfológicas), i.e., como áreas identificables y discernibles de las adyacentes por la presencia de un elemento geomorfológico (o de una asociación de ellos) que con características semejantes de tamaño y morfología, básicamente, se repite en forma regular en toda su extensión.

En varios análisis se utilizaron imágenes satélite correspondientes a situaciones hidrológicas contrastadas de diferentes años hidrológicos, que se trataron con herramientas de programas SIG (Sistemas de Información Geográfica).

En esas imágenes se prestó atención a cambios comparativos en la red de escurrimiento y su dinámica hídrica en los distintos estadios hidrológicos, con énfasis en los de desborde.

En campo se realizó el control de la cartografía geomorfológica en diversos sectores del tramo, con observaciones sobre las dimensiones y composición de geoformas y el muestreo sedimentológico en márgenes y a partir de sondeos con equipos de perforación somera (Anexo C).

A los sitios se accedió por vía fluvial principalmente, o por vía terrestre mediante distintas formas de locomoción. También se realizaron un par de vuelos en avioneta (2 de Mayo de 2012 y 14 de Septiembre de 2019; HhPC y HhPP en cada caso: 3,87 m y 2,61 m – 2012– y 2,46 y 1,88 m – 2019–) con toma de fotos oblicuas.

Con la participación de una especialista en la materia (Z. Y. Marchetti) se hicieron evaluaciones de la composición de la vegetación, tanto en el interior como en la periferia de los cursos. Estas incluyeron tareas de muestreo y cuantificación orientadas a ponderar la retención de sedimentos por interceptación de la vegetación hidrófita enraizada.

También se llevaron a cabo diversas mediciones fluviométricas utilizando equipos e instrumentales de última generación disponibles en FICH (e.g., perfiladores acústicos doppler o ADCP, Flow Tracker, GPS diferencial), para lo cual se contó con el auxilio de especialistas formados en el manejo y tratamiento de sus datos: F. Latosinski, M. Gallego, R. N. Szupiany y A. Carrasco Millán.

Algunas de estas mediciones fueron de determinación de forma y caudales instantáneos en secciones de CS y del CP, determinación de pendientes de la superficie de agua o, simplemente, de velocidad de la corriente.

Normalmente en las secciones se procedió al muestreo del sedimento del lecho mediante conos de arrastre y de la carga de lavado (limos y arcillas en suspensión, colectados por sumersión de bidones de 5 litros), caracterizándose sus granulometrías y/o concentraciones en el Laboratorio de Sedimentología de la FICH.

Las evaluaciones sedimentológicas concernieron a determinaciones granulométricas y de cantidades de sedimento. Estas se hicieron con técnicas y procedimientos estándar acorde al tipo de muestras: tamizado, hidrómetro, obtención de concentraciones por eliminación de sobrenadante – quita de arenas en suspensión – evaporación e identificación de cantidades de finos y sólidos disueltos.

En menos casos se empleo difracción láser, también con el equipo disponible en el laboratorio de la institución.

Parte de esas determinaciones se muestran en el Anexo E, realizadas desde muestreos hechos en distintos estados hidrométricos del río en el área de Paraná – Santa Fe y su entorno.

Otros detalles metodológicos, más específicos, se mencionan en los ítems que corresponda.

Cabe consignar que en estos procedimientos participaron varios profesionales y estudiantes que han realizado tareas de formación con el autor, y a los que se les hizo una mención semi-directa en los Agradecimientos de esta tesis.

El concurso de estos individuos, más los nombrados en párrafos previos, ha sido inestimable en la consecución de los objetivos planteados.

Los conjuntos de datos colectados fueron considerados bajo un análisis geomorfológico clásico inductivo-deductivo.

En ese sentido, el autor ha adoptado frecuentemente los métodos de “sustitución ubicación por tiempo” y “sustitución ubicación por condición” propuestos por Schumm & Harvey (2013) para los análisis que encuadran en la “aproximación geomorfológica-ingenieril” de Winkley & Schumm (1994) (o, directamente, la “geomorfología ingenieril” de los autores de 2013).

3.3. Albardones de Intracauce y Deltas: elementos geomorfológicos singulares del gran río

3.3.1. Albardones de Intracauce (AIC)

Una de las particularidades a destacar entre las varias del manual de Leopold et al. (1964) fue la de incorporar mapas y descripciones de las geoformas fluviales conocidas al momento, a modo de una de las primeras taxonomías temáticas previas a la aparición de la voluminosa obra de Fairbridge (1968).

Desde entonces, muchas más morfologías han sido descritas, al punto que Fryirs & Brierley (2013) catalogaron más de 30 elementos geomorfológicos originados por la dinámica de cauces aluviales, y más de 15 construidos al nivel de la planicie aluvial, por desborde.

Nuevas propuestas en la materia continúan en el presente, aún con geoformas pretendidamente bien conocidas.

Mason & Mohrig (2019) establecieron en su estudio del (meandriforme) río Trinity que las espiras de meandro poseen idénticas características sedimentológicas y topográficas que los albardones de la planicie, por lo que corresponde definirlos como tales y no como formas interiores del cauce.

Esos autores reseñaron la variedad de orígenes dados a esas morfologías cordoniformes desde los años '50 y, tras sumar el suyo al caso en estudio, invitaron con su aporte a reabrir trabajos en el tema.

En este marco, Ramonell et al. (2011a,b) presentaron evidencias de geoformas similares a albardones dentro de algunos CS del tramo, pero formados en su interior (por debajo del nivel de desborde o de cauce lleno) y compuestos principalmente por sedimentos finos, que identificaron con el nombre de “albardones de intracauce” en la contribución de 2011(a).

Hasta esta tesis, los AIC fueron presentados en comunicaciones breves a la comunidad científica nacional e internacional (Ramonell et al., 2012, 2013) y se los ha registrado en diferentes zonas del río Paraná medio e inferior, tanto en mapeos geomorfológicos regionales de pequeña escala (e.g., Figura 1.2), como en los de detalle realizados por Pereira (2016) en islas centrales del cauce principal.

En sucesivos subítems se desarrollará aquí un conocimiento más formal y exhaustivo sobre esta nueva geoforma del río Paraná, presentados de la manera que sigue:

- 3.3.1.a. Las morfologías cordoniformes en la planicie aluvial
- 3.3.1.b. Reconocimientos de campo de los AIC
- 3.3.1.c. Reconocimientos extensivos: distribución de AIC en la planicie del río Paraná
- 3.3.1.d. Mediciones sobre la interrelación sedimentos finos – hidrófitas enraizadas en cauces activos
- 3.3.1.e. Sumario de atributos y modelo genético de los AIC; cuestiones de denominación

3.3.1.a. Las morfologías cordoniformes en la planicie aluvial

Las geformas cordoniformes (o filiformes) son rasgos conspicuos en la planicie aluvial del Paraná (Figura 3.1).

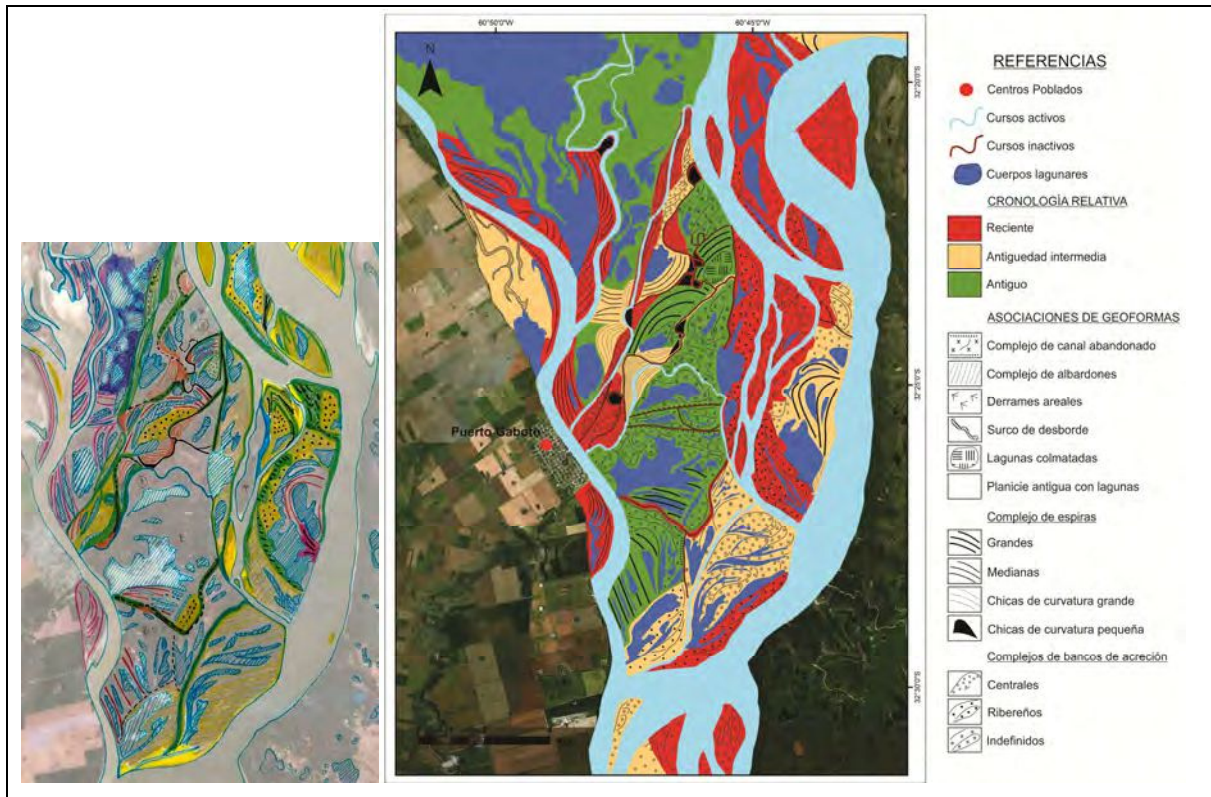


Figura 3.1. Parte del borrador (a la izquierda) del mapa geomorfológico (a la derecha) de la planicie aluvial del río Paraná entre el río Coronda y el CP frente a Pto. Gaboto (km 480), elaborado por la Lic. M. P. Fernández (FICH – UNL). Sobresalen las geformas filiformes (espiras de meandro, albardones, riachos activos y abandonados, bancos de acreción lateral en islas centrales y márgenes, etc.).

En el primer mapeo geomorfológico producido sobre este gran río (Iriondo, 1972), de las seis unidades geomorfológicas identificadas por el autor entre los km 719 y 352 dos fueron definidas por elementos cordoniformes, básicamente espiras de meandro: la “llanura de meandros gruesos” y la “llanura de meandros finos”.

Incluso en la denominada “llanura de bancos” de aquél autor, donde se incluyó a las islas centrales y periféricas del CP, las geoformas filiformes son más que abundantes (Figura 3.2).

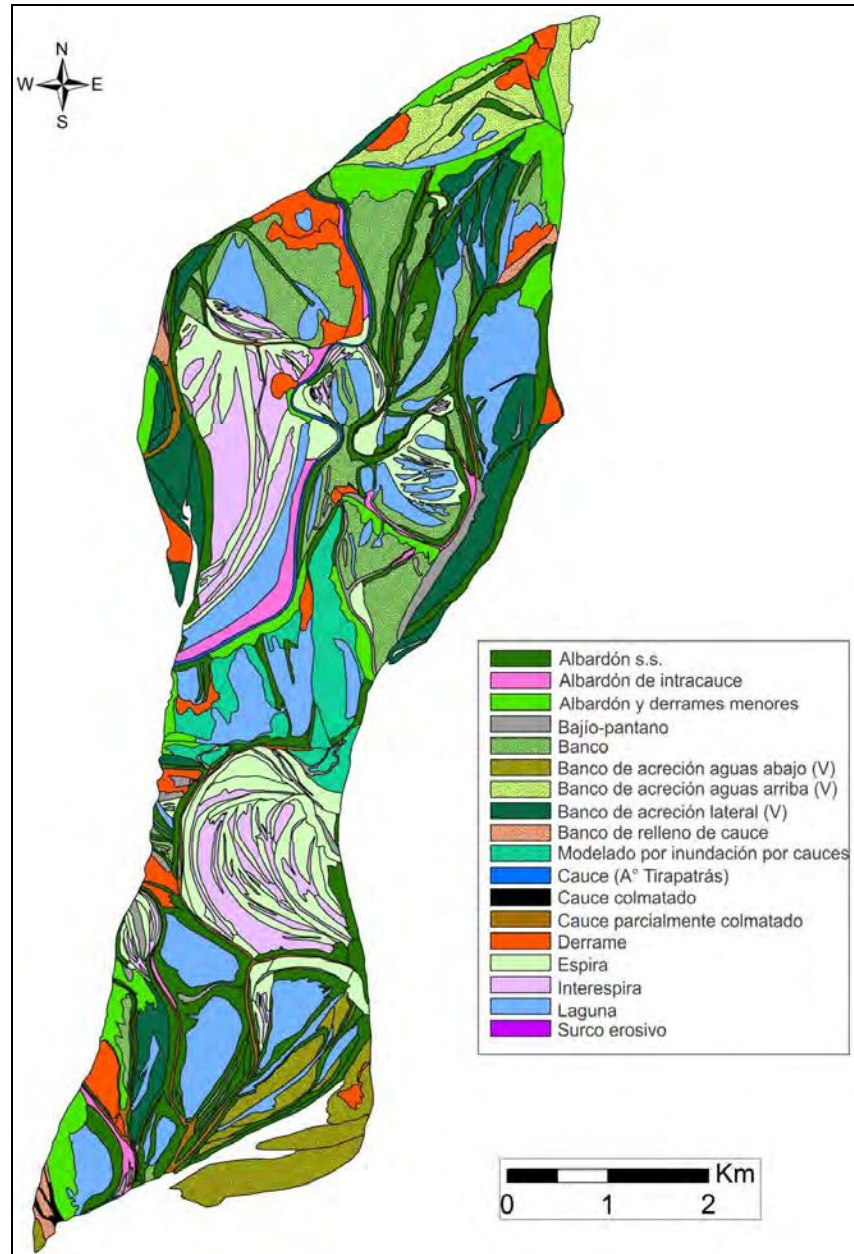


Figura 3.2. Mapa geomorfológico de isla Lynch (Pereira, 2016), ubicada aguas abajo de la ciudad de Paraná, al S del estrechamiento de Bajada Grande (km 594). Nótese el predominio de las formas cordoniformes sobre otras de aspecto (ancho vs. largo) más proporcionado.

La Figura 3.3 y la Figura 3.4 muestran avulsiones, rectificaciones y derivas continuas de meandros del río Colastiné ocurridas en diferentes momentos del siglo pasado.

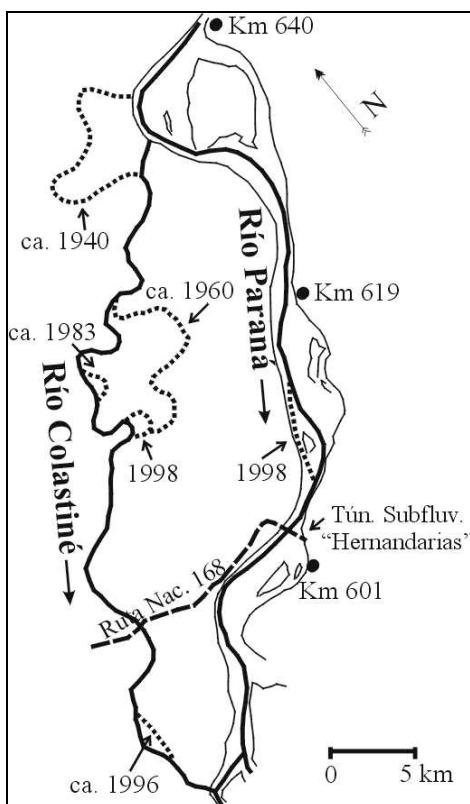


Figura 3.3. Traza de los thalwegs del río Colastiné y del CP a principios de siglo (líneas gruesas continuas); los trazos de puntos marcan segmentos de cauce donde hubieron migraciones discontinuas de thalwegs, con indicación del año en que se completó la mudanza (Ramonell y Amsler, 2005).

De los dos tramos de Figura 3.4 en que se registraron avulsiones, la Figura 3.5 expone el cegamiento progresivo del segmento inferior de cauce abandonado.

Se aprecia allí que en el proceso de cierre se generaron morfologías cordoniformes como espiras de meandro en las márgenes convexas aunque, hacia el 2002, aquellas se continúan con trazas muy rectilíneas entre meandros consecutivos e incluso se han formado sobre ambas márgenes del cauce (Foto 3.1).

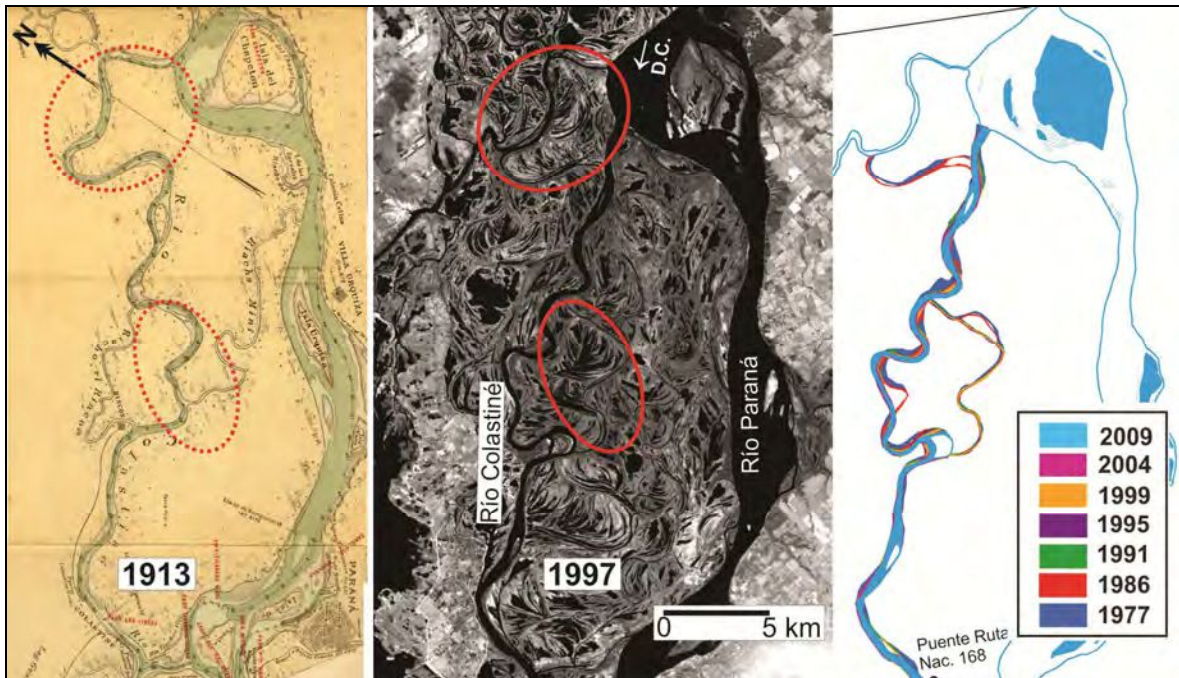


Figura 3.4. Avulsiones menores del río Colastiné en el siglo pasado. A la derecha, áreas con sedimentación del CS entre 1977 y 2009, sea por deriva de meandros como por colmatación de los segmentos abandonados en el siglo XX.

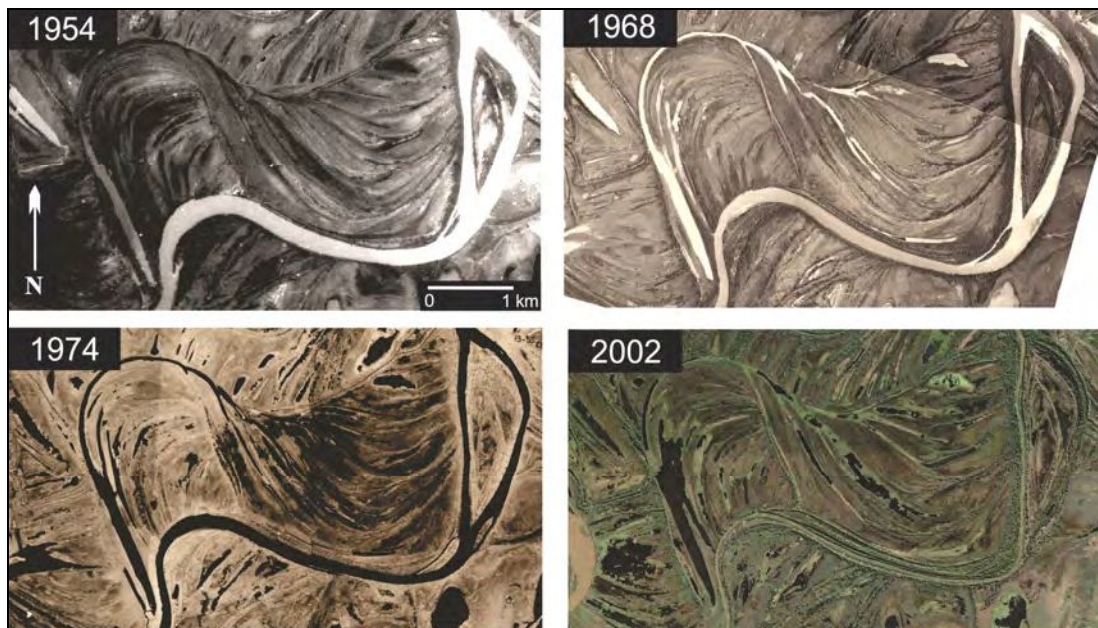


Figura 3.5. Cegamiento 1954 – 2002 de uno de los segmentos abandonados por avulsión del Colastiné (los cuadros están rotados 90° a la derecha respecto de la posición del cauce en Figura 3.4). Nótese el desarrollo de morfologías filiformes en ambas márgenes del curso en el 2002.



Foto 3.1. Vista oblicua desde el N de las geoformas lineales destacadas de Figura 3.5. Nótese que se han desarrollado en el interior de la traza del cauce abandonado, cuyas márgenes están delineadas por el bosque más alto y vigoroso (color verde más oscuro).

Morfologías como las descritas abundan en la planicie aluvial en torno al río Colastiné, en el interior de tramos curvos o rectos de sus paleocauces, y formadas bajo el nivel de desborde que marcan los albardones *sensu stricto* (Figura 3.6).

Estos últimos se diferencian por el mayor desarrollo de los bosques ribereños que soportan, en consonancia a su mayor altura (de 2 a hasta ca. 3,5 m) sobre el nivel general de los bajíos sin anegamiento permanente de la planicie.

A diferencia de los albardones *s.s.* y tal como se percibe en esa figura, las geoformas interiores de los paleocauces tienen una amplitud de relieve muy baja entre sus crestas y bajíos adyacentes, de alrededor de 1 m o incluso mucho menos.

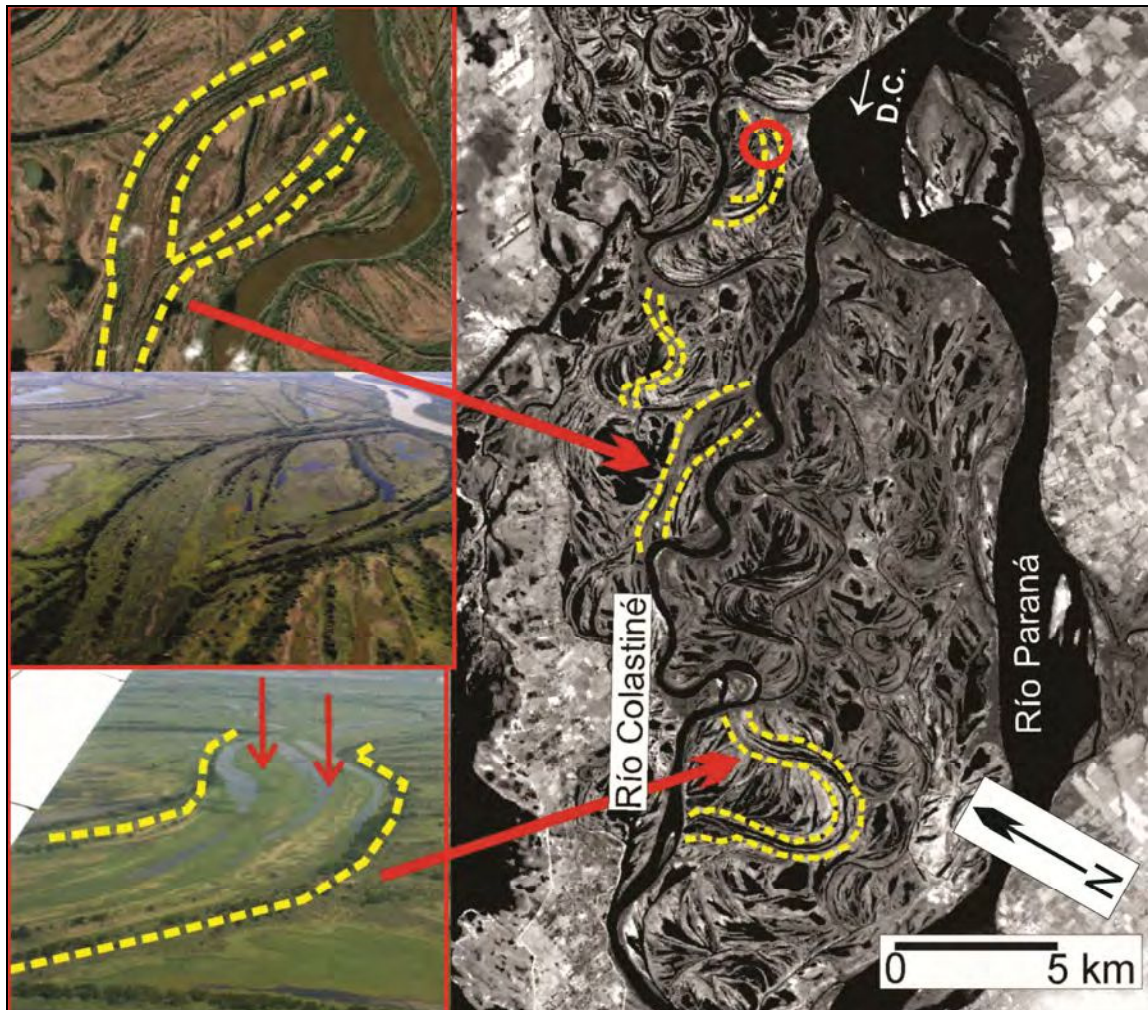


Figura 3.6. Albardones de Intracauce (AIC) en la planicie aluvial del tramo en torno al río Colastiné. El círculo rojo en la parte superior de la imagen satélite de la derecha indica el sitio de la Perforación 136 de Figura 2.36.

El registro de la Perforación 136 en la Figura 2.36 del Capítulo 2 corresponde, justamente, al de un meandro abandonado que posee estas geoformas, donde se disponía de otros dos antecedentes de sondeos contiguos, no reproducidos en esa figura ¹¹.

Los tres registros coinciden en mostrar que los sedimentos asociados a las formas filiformes interiores son de granulometría fina, esencialmente limosa.

¹¹ La Perforación 136 corresponde al sondeo PCLIs 16 de los hechos por la Gerencia Proyecto Paraná Medio de Agua y Energía Eléctrica, y las perforaciones contiguas aludidas son las PCLIs 15 y PCLIs 17 (Ramonell, 2005: Anexo I).

Todas estas evidencias sedimentológicas, morfológicas y de yacencia dentro de segmentos de cauce motivaron al autor de esta tesis a proponer el nombre de AIC para estas geoformas.

Los AIC fueron reconocidos también en cursos cegados de islas “compuestas” y “complejas” del CP por Pereira (2016; Figura 3.2), dos de las tres categorías descriptivas de islas con que la autora inició sus estudios de posgrado en el río.

Como se expone en lo que sigue, los AIC existen no sólo en paleocauces sino en CS activos, tanto en CS de la planicie aluvial como en CS de islas centrales del CP.

3.3.1.b. Reconocimientos de campo de los AIC

Buena parte de las ilustraciones precedentes contienen pruebas de campo con propiedades de los AIC. Con Foto 3.2 a Foto 3.7 se los muestra en diversos CS activos del tramo medio, consignando otras particularidades y atributos.



Foto 3.2. Vistas hacia aguas arriba y abajo de un AIC en el A° Chapetón, en la isla homónima del CP al S de Cerrito (km 640, Anexo A). La vegetación residual que lo cubre es catay (residual porque estas hidrófitas se desarrollan, si bien arraigadas, flotando dentro del cauce, como aparecen en la foto de la derecha).



Foto 3.3. Idem Foto 3.2. La cresta de los AIC se ha visibilizado debido a una acentuada bajante.

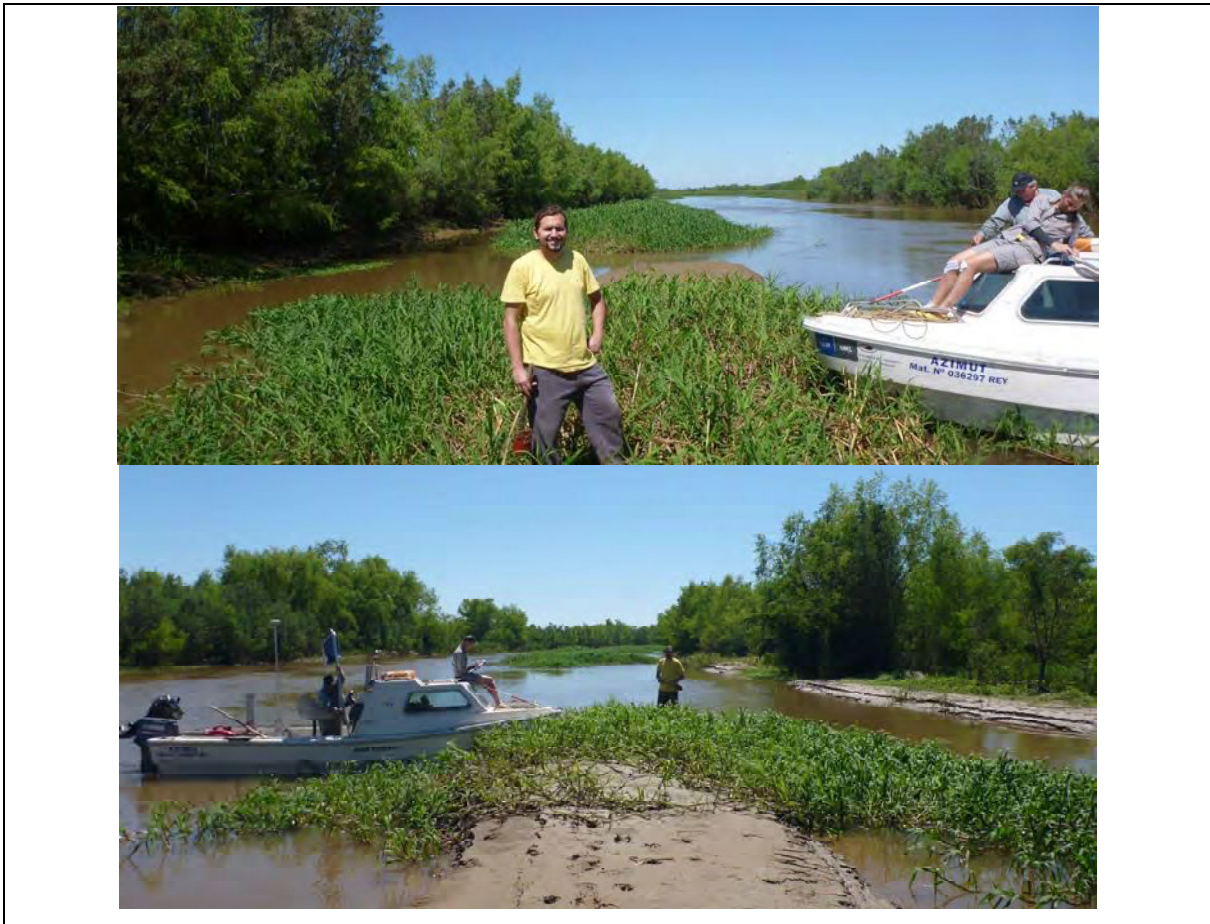


Foto 3.4. Vistas hacia ambos lados de un AIC en el Rcho. Ánimas, un CS en proceso de cegamiento que fue CP en el siglo XX (Ramonell et al., 2000; Pereira, 2016). Como en las vistas anteriores, la convexidad de la cresta forma el bajo que separa el AIC de la margen, marcada por la vegetación leñosa.



Foto 3.5. AIC en un brazo en torno a una isla menor del río Paraná Viejo y en otro CS innominado al SO del km 594. Al igual que en Foto 3.4, los ensambles de hidrófitas asociados son canutillares.



Foto 3.6. AIC en el A° Carrizal (vista hacia aguas abajo), en medio de una isla central del CP al N de Bella Vista (km 1057). La margen izquierda del arroyo aparece en el extremo izquierdo de la foto (en Figura 3.7 hay una vista complementaria del sitio), aunque el AIC podría reemplazarla en el futuro: nótese, hacia el fondo, que parte de la cresta está siendo colonizada por un sauzal.

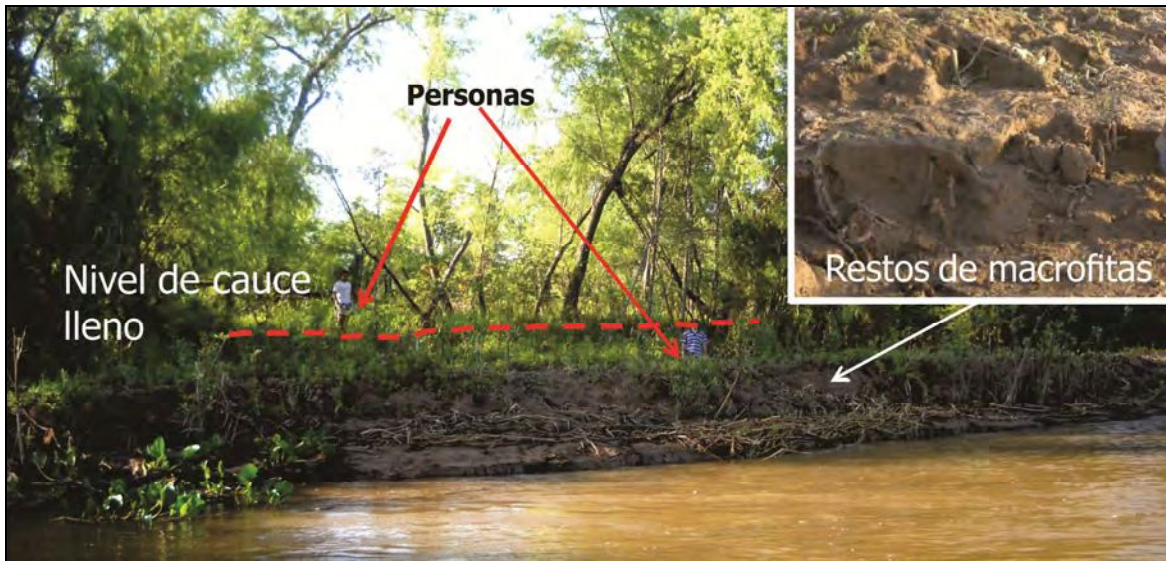


Foto 3.7. AIC en la margen izquierda del río San Jerónimo – Correntoso, en su tramo de aguas arriba (cerca de Goya, km 971). Una de las personas se encuentra sobre el albardón y la otra, en el bajío entre el AIC y aquél. El AIC ha sido erosionado por el curso de agua, lo que permitió ver los restos de hidrófitas en su interior.

Todas las fotos coinciden en mostrar la presencia de vegetación hidrófita en los AIC, sea en su superficie debido a una bajante, como fenecida en su interior. Según los casos se trata de canutillos (*Panicum elephantipes* y *Paspalum repens*) y en otros de catay (*Polygonum sp.*). Estas especies se desarrollan arraigadas a los bordes internos de los CS, con sus tallos y hojas en parte inmersas y en parte emergidas en las aguas corrientes, al igual que los camalotes arraigados descritos en el Capítulo 2.

Restos de canutillos y camalotes, precisamente, fueron los que se identificaron entre los sedimentos clásticos de AIC atravesados en perforaciones someras realizadas cerca de Bella Vista (km 1057), cuyas columnas se enseñan en Figura 3.7 y Figura 3.8.

Tal como es dable ver en esos registros, en la composición sedimentaria de los AIC prevalecen los sedimentos finos, con predominio de limos sobre el resto de las fracciones granulométricas (igual que en la perforación 136 y contiguas) o, como en la Pf 2, organizados en capas con dominancia de limos interestratificadas con otras de arenas muy finas limosas.

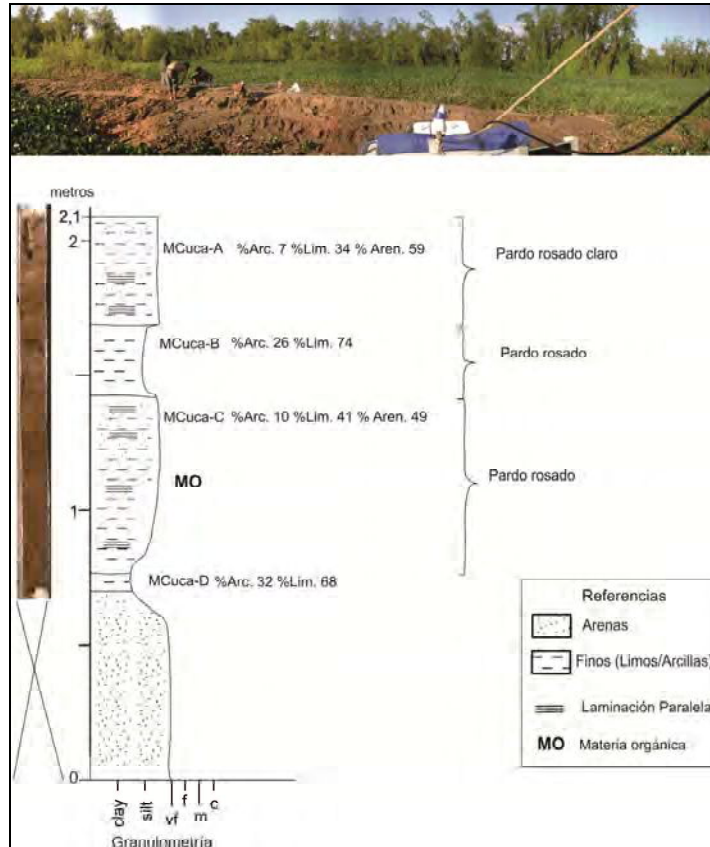


Figura 3.7. Columna sedimentaria de Pf 2 en el AIC de A° Carrizal. Detalles de ubicación y complementarios de este sondeo se dan en Figura C.1 y Tabla C.2 del Anexo C.

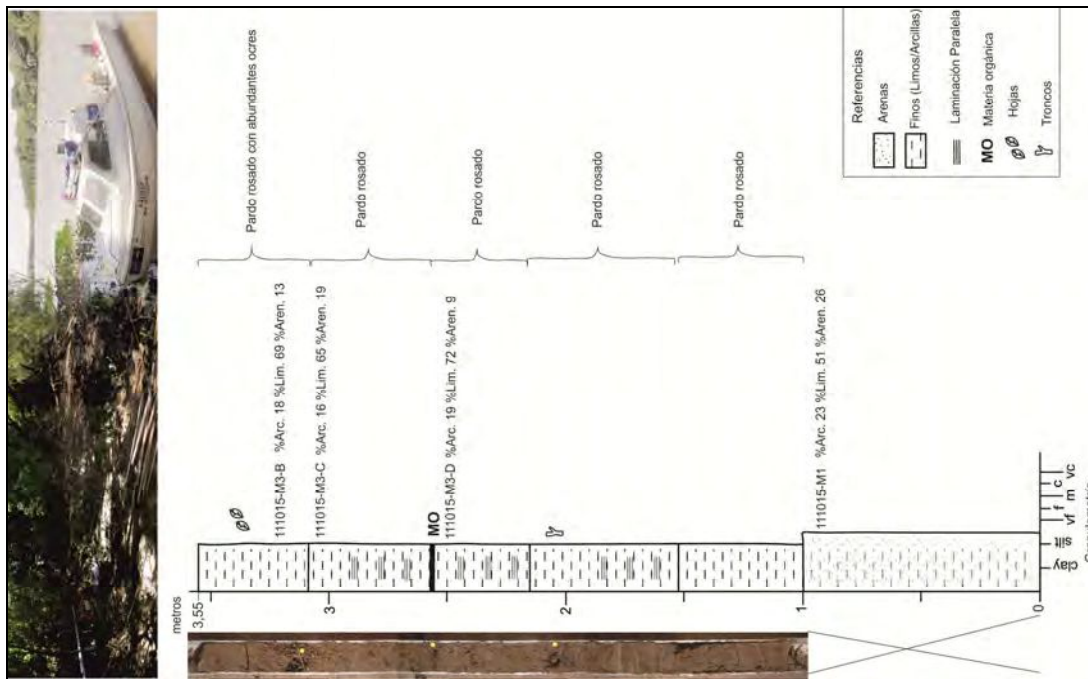


Figura 3.8. Columna de Pf 1, AIC en la desembocadura del Rcho. Ibirá Pita (v. Figura y Tabla C.2).

Las determinaciones porcentuales de arena, limo y arcilla consignadas en ambas figuras se hicieron con el método del hidrómetro (Bouyoucos). En Tabla 3.1 se reproducen un par de estadísticos granulométricos obtenidos por difracción láser desde muestras sacadas a diferentes profundidades de esas perforaciones.

Tabla 3.1. Granulometría de los sedimentos atravesados en las perforaciones Pf 1 y Pf 2 determinadas con el granulómetro láser Horiba LA-910 de FICH-UNL.

Pf 1 – A° Ibirá Pitá						
Profundidad / Estadísticos	Superficie	0,4 m	0,7 m	1 m	1,4 m	2,5 m
Diámetro medio (µm)	39	28	53	46	41	34
Desvío estándar (µm)	34	21	42	39	41	32
Pf 2 – A° Carrizal						
Profundidad / Estadísticos	Superficie	0,4 m	0,75 m	1,15 m	1,5 m	2 m
Diámetro medio (µm)	65	76	35	78	56	33
Desvío estándar (µm)	45	46	33	52	43	43

Como en la suma de observaciones realizadas en el terreno sobre la sedimentología de los AIC, la preeminencia de la fracción limo es categórica, seguida por la de arenas muy finas, de menos de 125 µm.

Lo anterior, para la porción del depósito que constituye la geoforma con expresión morfológica (o topográfica), de cresta convexa más o menos simétrica en el tope.

Los registros de perforaciones expuestos atestiguan que la composición mayoritariamente limosa ocurre también en profundidad. En los casos en que se alcanzó la base del sedimento fino se hallaron arenas medias bien seleccionadas, típicas del lecho del CS de su entorno.

Es de destacar que los AIC evaluados con las Pf 1 y Pf 2 de figuras 3.8 y 3.7 eran de formación reciente, como todos los que se presentaron en las fotografías de este subítem.

Ello, determinado en campo por signos de sedimentación contemporánea, tales como ausencia de vegetación (aún herbácea), consistencia del depósito, etc.

Además, en todos los casos se justipreció la aparición de los AIC mediante observación en las imágenes satélite secuenciales de la plataforma Google Earth®, o con auxilio de fotografías aéreas históricas.

En tal sentido, la Figura 3.9 es una composición de esas imágenes en que se muestra el progreso de decrecimiento en anchura del A° Chapetón, en la isla homónima del CP, desde hace unos ca. 70 años hasta este siglo.

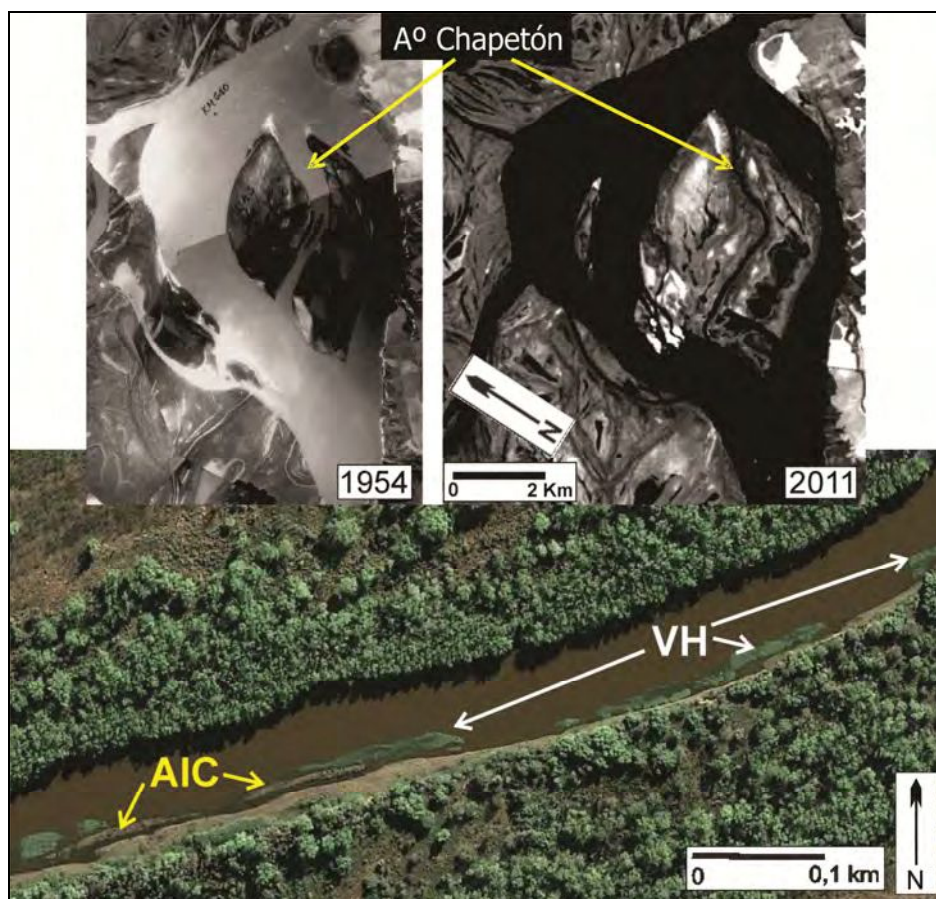


Figura 3.9. Cegamiento en progreso del A° Chapetón, aguas abajo del estrechamiento de Cerrito (km 640). La imagen inferior (año 2009) es de la plataforma Google Earth®. VH: vegetación hidrófita.

En la gráfica se ha destacado la asociación entre un par de asomos de un AIC en desarrollo y los ensambles de vegetación hidrófita enraizada, que coinciden en morfología filiforme y dimensiones. Precisamente, los anchos más frecuentes observados en los AIC son de entre 3 m y ca. 10 m, que son anchuras ordinarias en los ensambles de macrófitas de los CS.

A partir de esta coexistencia, el A° Chapetón fue uno de los seleccionados para evaluar la interrelación sedimentos finos – hidrófitas enraizadas en cauces activos del tramo (subítem 3.3.1.d).

Esas tareas incluyeron la revisita de sitios al cabo de semanas, meses y años, en las que pudo constatar en campo el crecimiento en altura de algunos AIC hasta ca. el nivel de cauce lleno y su colonización por sauces o por aliso de río (o palo bobo, *Tessaria integrifolia*).

La especie mencionada en último término es la leñosa de mayor tasa de crecimiento en área en este ambiente fluvial, donde las condiciones la propician¹².

Una vez establecido el bosque de aliso sobre los AIC a niveles de altura similares a los de desborde, las geoformas pueden crecer en alto por sucesivas sedimentaciones (e.g., Figura 2.7) transformándose en albardones verdaderos.

3.3.1.c. Reconocimientos extensivos: distribución de AIC en la planicie del río Paraná

Aquí se terminará de ejemplificar sobre la ubicuidad de estas geoformas en la planicie aluvial aguas abajo de su confluencia con el río Paraguay, que es desde donde las ha reconocido el autor hasta la desembocadura en el río de la Plata, tanto en campo como por identificación remota desde imágenes aéreas.

¹² Los ríos Bermejo y Pilcomayo son extraordinariamente ricos en bosques de aliso por el sedimento fino que transportan (Neiff, 2005). Según el autor, en 5 años llegan a crecer en su entorno 10.000 árboles por hectárea de *T. integrifolia*, a una tasa mensual de crecimiento de 1,4 m de altura en los primeros 5 meses de germinados (J. J. Neiff, com. pers.).

Dado que los AIC pueden confundirse con espiras de meandro en cursos activos o paleocauces meandriformes, el criterio para reconocerlos como tales desde vistas aéreas es individualizarlos en segmentos rectos de los cauces, como se los muestra en diferentes partes del río en Foto 3.8 a Foto 3.10, y en Figura 3.10.

Igualmente, en cursos con cierta sinuosidad se puede identificar a los AIC porque se han desarrollado en segmentos de cauce con radios de curvatura muy grandes (con una sinuosidad local –o individual– de la curva mucho menor que 1,25), o por su muy baja relación ancho/longitud cuando ocurren en curvas de meandro (comparado con las de un banco de arena unitario de una margen semilunar o “point bar”); en estas curvas mantienen la misma proporción bajísima que poseen en trechos cuasi rectos.



Foto 3.8. Paleocauces cegados completamente por AIC a la altura del km 820; el CP se ve al fondo a la derecha. Los bosques se encuentran sobre albardones ordinarios.



Foto 3.9. AIC cuasi rectilíneos en paleocauces a la altura del km 790.



Foto 3.10. Vista hacia el N de AIC y AIC devenidos en albardones en el que fuera el brazo derecho del CP alrededor de la isla Urquiza, formada como isla central frente a la villa homónima (km 619). Este brazo se transformó en CS del CP antes de colmatarse en la segunda mitad del siglo XX.

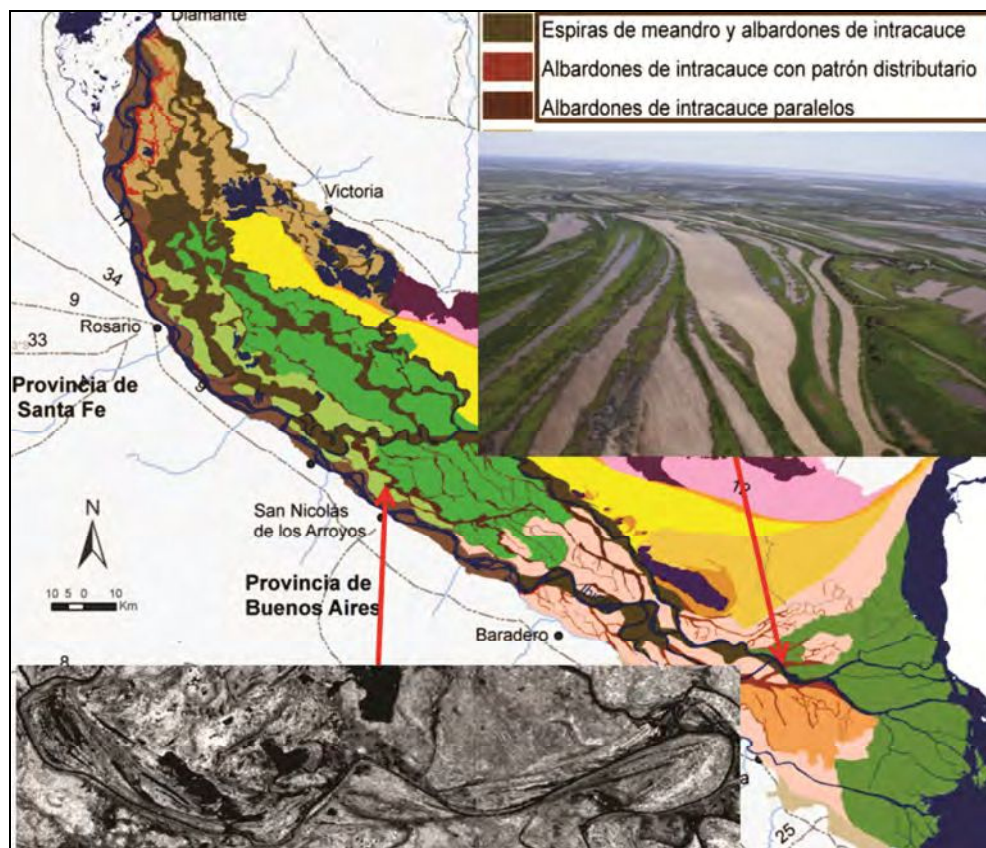


Figura 3.10. Ejemplos de AIC en CS del complejo fluvio-litoral del río Paraná en su desembocadura, referido en el Capítulo 1.

Esas características diagnósticas son visibles en los AIC expuestos en la imagen RADAR de la base de Figura 3.10.

Geoformas que tradicionalmente se reconocieron como espiras de meandro en trabajos antecedentes del área son, en realidad, AIC. En CS (o paleoCS) meandriformes, i.e., con sinuosidad general $\gg 1,3$ o $> 1,5$ según la definición que el lector siga, suele darse la coexistencia de espiras de meandro y AIC, tanto en segmentos sucesivos como en las mismas secciones, igual que se ha mostrado para el río Colastiné.

De esta manera, el autor ha reconocido en la planicie “paleoColastinés” totalmente cegados por el desarrollo combinado de AIC y espiras de meandros (Figura 3.11).

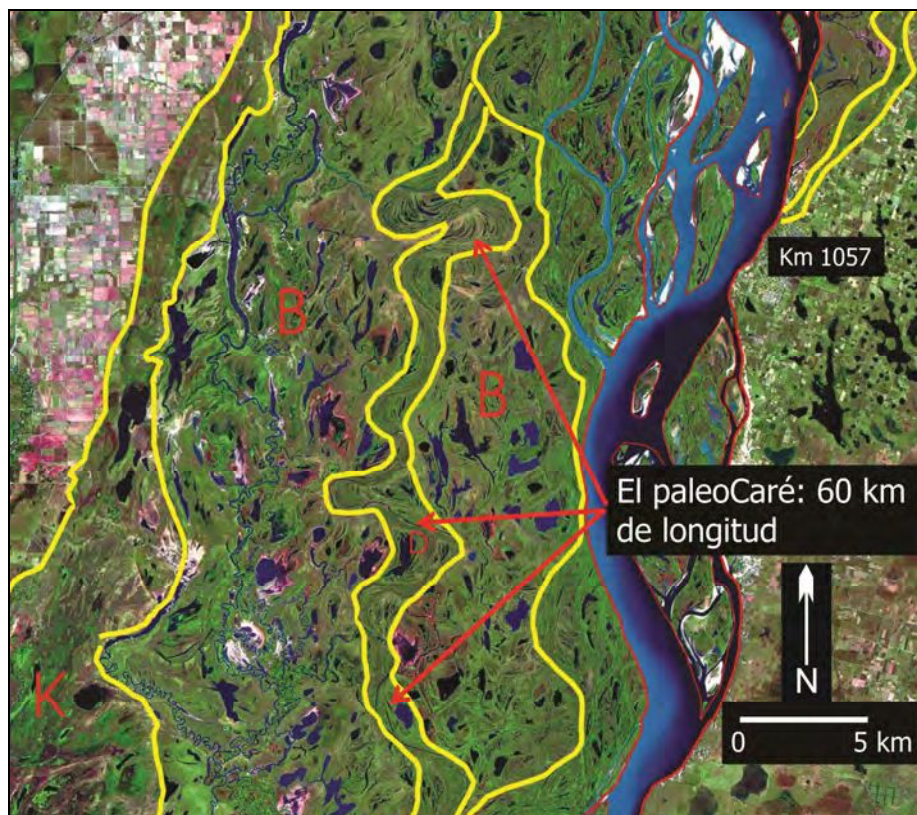


Figura 3.11. Espiras de meandro y AIC en la parte N del paleocauce del A° Caré (área identificada con la letra D). Éste se volvió un riacho subajustado (hay vestigios de su canal en el paleocauce), y luego tuvo una captura fluvial a la latitud del km 1057 que lo ligó al sistema de CS y lagunas concatenadas al O de su traza (unidad de paisaje identificada con la letra B).

Existen, por cierto, numerosos y conspicuos ejemplos del desarrollo de AIC en años recientes, hoy día asequibles de visualizar con el soporte de plataformas tecnológicas de alta resolución (y libre acceso) en imaginería satelital como Google Earth®.

Un caso de esos ocurre, por ejemplo, en el Rcho. San Jerónimo, en la línea que une Goya (km 971) con Reconquista (Anexo A; no debe confundirse con el río San Jerónimo – Correntoso de igual área, y con procesos de formación de AIC equivalentes en su parte superior, que es meandriforme como el riacho homónimo).

Otro cauce meandriforme con una cantidad espectacular de AIC muy bien desarrollados (parte de los cuales evolucionó a albardones, en buen número) es el río Ancho, al inicio del tramo medio.

El río Ancho es un curso residual del río Paraguay formado por la avulsión de éste cuando adoptó su desembocadura actual frente a Paso de la Patria (Orfeo, 1998).

El nombre de este CS no condice con su estrechez de los tiempos modernos, pero lo fue claramente antes que el proceso de avulsión favoreciera la formación de AIC y albardones dentro de su traza (Figura 3.12).

Por esta razón y la falta de proporción entre su anchura (y caudales actuales) con los enormes meandros que describe se trata de un cauce subajustado.

La definición de los AIC en el río Ancho combina los dos elementos que coexisten en su desarrollo: una considerable provista de sedimentos finos, en este caso, los limos y arcillas aportados directamente del río Bermejo a través del río Paraguay, y la presencia de canutillares, cataizales y otras macrófitas arraigadas en su curso (Foto 3.11).

La conversión de los AIC en albardones en este cauce también marca la influencia del río Bermejo, por los aportes de propágulos de *Tessaria integrifolia* junto a la fracción detrítica de la carga de lavado.



Figura 3.12. Albardones y AIC en torno al cauce del río Ancho. La imagen (de Google Earth ®) es de marzo de 2016, en la crecida que coincidió con los aportes estacionales altos de sedimentos finos del río Bermejo (se visualiza el contraste de concentraciones entre los ríos Paraguay y Paraná, ampliamente estudiado -e.g., Orfeo, 1995; varios autores en Iriondo et al., 2007- que se mantiene por el CP unos 150 a 350 km aguas abajo del sitio).



Foto 3.11. Ensamblajes de hidrófitas arraigadas en el río Ancho (vista hacia aguas abajo desde el puente de acceso a Isla Cerrito, localidad emergida en la imagen de arriba, ex-leprosario estatal). El albardón bajo de margen izquierda (con vegetación arbustiva) ha evolucionado desde un AIC.

3.3.1.d. Mediciones sobre la interrelación sedimentos finos – hidrófitas enraizadas en cauces activos

Desde que los AIC fueran reconocidos con tal denominación en el 2011 se sugirió que su origen estaría asociado al atrape directo y por pérdida de velocidad que la vegetación hidrófita arraigada hace dentro de los cursos del sistema, sobre los sedimentos finos transportados en suspensión y como carga de lavado (Ramonell et al., 2011a).

Ello, de aplicar los métodos de “sustitución” de la “geomorfología ingenieril” de Schumm & Harvey (2013) a las observaciones hechas en campo ¹³.

Marchetti y Ramonell (2014) cuantificaron por primera vez la incidencia de la vegetación hidrófita enraizada induciendo a la sedimentación de finos en este sistema fluvial, con evaluaciones en los arroyos Chapetón y Tirapatrás.

El último es un estrecho riacho interior de la isla Lynch, Figura 3.2, con embocadura y desembocadura en el CP igual que el primero (Anexo A).

El A° Chapetón tiene una longitud de 5,5 km, lecho de arenas medias con dunas como formas de fondo y caudales de 40 m³/s a 200 m³/s, medidos en aguas bajas y durante la crecida ordinaria de 2013 (Figura 2.17), respectivamente.

El A° Tirapatrás tiene 6,6 km de longitud, limos sueltos como material de fondo y caudales instantáneos extremos de 10 m³/s y 40 m³/s, evaluados en iguales situaciones hidrométricas que las del A° Chapetón.

La longitud ocupada por los ensambles de hidrófitas dentro de tales cauces se cuantificó a partir de imágenes satélite de la plataforma Google Earth®, correspondientes a 8 años entre el 2002 y el 2013 (Figura 3.13).

¹³ Estos métodos ya aparecen en la obra de S. A. Schumm con bastante anterioridad aunque con otra denominación, generalmente relacionándolos con el principio de ergodicidad de la Estadística (e.g., Schumm, 1984).

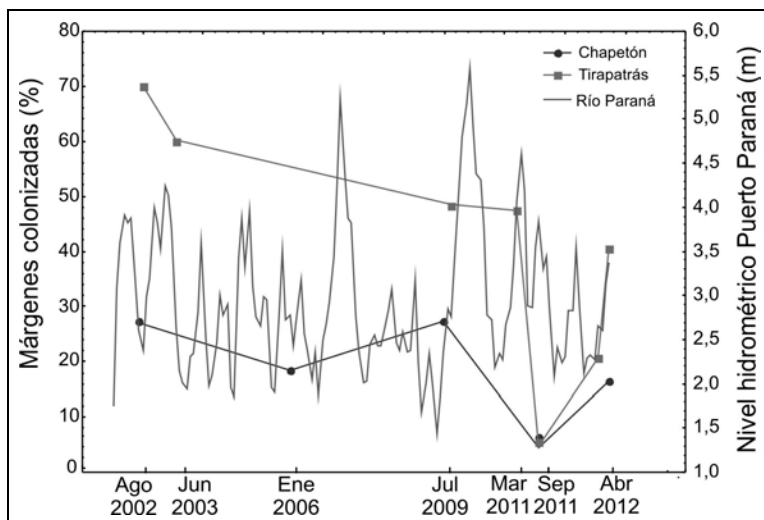


Figura 3.13. Porcentaje de márgenes colonizadas por hidrófitas en los arroyos Chapetón y Tirapatrás.

Se advierte allí que entre el 4 % y el 70 % de las márgenes de los dos arroyos estuvieron colonizadas por hidrófitas en ese tiempo, cada uno con un valor más frecuente de vegetación característico (ca. 20 % en el A° Chapetón vs. 50 % en el Tirapatrás).

También desde algunas de esas imágenes se valoraron otros parámetros de los ensambles, que se muestran en Tabla 3.2.

Las hidrófitas y los parámetros hidráulicos de los cursos se evaluaron en 2 campañas (aguas medias de Julio de 2012 y aguas bajas de Febrero de 2013), en secciones ubicadas en cercanías de la embocadura, en la parte media y cerca de la desembocadura de cada arroyo.

Allí se seleccionaron ensambles de hidrófitas homogéneos en su composición florística, donde se obtuvieron 3 réplicas de vegetación de 0,25 m² cada una, para cada muestra.

En las réplicas se registraron, además, profundidades y velocidades superficiales de la corriente, y se tomaron muestras para evaluar las concentraciones de sedimento en suspensión; estas mediciones fueron repetidas en el centro de cada cauce, fuera de las superficies ocupadas por la vegetación arraigada.

Tabla 3.2. Ocupación espacial de ensambles de hidrófitas en el interior de los arroyos Tirapatrás (TpT) y Chapetón (CH).

Ocupación espacial de hidrófitas	Cauces			
	TpT	CH	TpT	CH
	Abril de 2013		Septiembre de 2009	Agosto de 2002
Longitud de margen colonizada por hidrófitas (m)	5400	1800	6430	2980
Ancho medio de ensambles (m)	9	11	11	11
Superficie de cauces (km ²)	0,13	0,33	0,13	0,33
Superficie de ensambles (km ²)	0,048	0,019	0,070	0,032
Ocupación de hidrófitas (%)	37	6	54	10

En cada réplica se tomó una segunda muestra de agua luego de agitar enérgicamente la vegetación (20 golpes fuertes de remo sobre ca. 1 m² de superficie propinados durante algunos segundos), a fin de disponer de otra medida indicativa de los sedimentos adheridos a la vegetación acuática.

Las muestras de vegetación fueron lavadas en el Laboratorio de FICH obteniendo fracciones separadas del sedimento adherido y de biomasa fresca (libre de sedimento). El sedimento fue separado en sus fracciones finas y gruesas (en torno a los 62,5 µm), en tanto que la biomasa fue secada en estufa a 106° hasta peso constante.

El resultado final del procesamiento permitió computar el peso de sedimento adherido cada 100 gr de vegetación seca.

Como resultado de los trabajos de campo, los autores establecieron que las especies de hidrófitas dominantes en ambos cauces fueron el canutillo y el catay, que formaron ensambles mono-específicos en la mayoría de los casos.

El total de muestras procesadas de tales especies mostró una capacidad similar en su potencial para la retención de sedimentos: 201 gr (± 112) y 129 gr (± 66) de sedimento

retenido por cada 100 grs. de biomasa seca de canutillo (n = 16) y catay (n = 10), respectivamente (Figura 3.14).

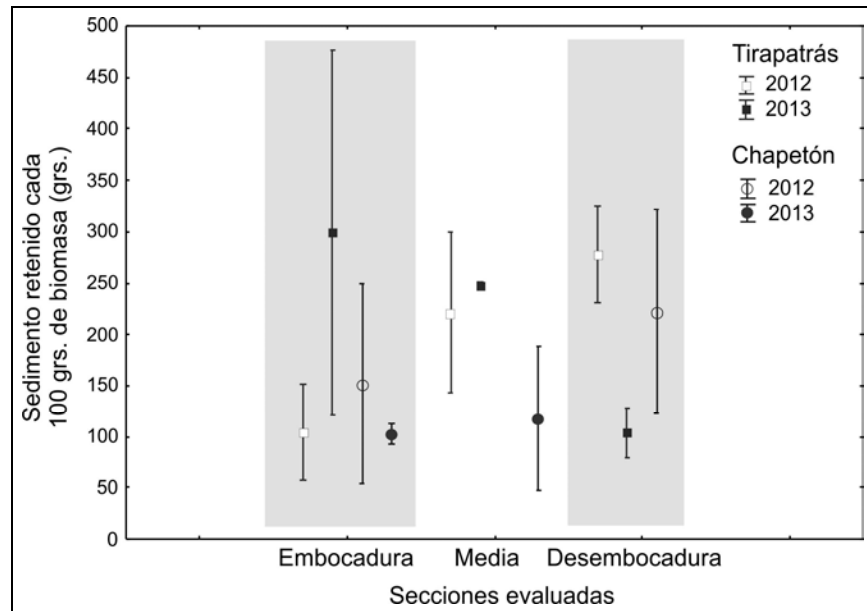


Figura 3.14. Valores medios y desvíos de los sedimentos adheridos a las hidrófitas en las secciones evaluadas de los arroyos Chapetón y Tirapatrás.

En otras palabras, esas hidrófitas retienen varias veces su peso en sedimentos (entre 1 y 3 veces, en términos medios) por el atrape directo de sus estructuras anatómicas.

La granulometría de los sedimentos adheridos a las macrófitas fue predominantemente fina en ambos cauces (Tabla 3.3). Más del 90 % de los sedimentos retenidos por hidrófitas en el A° Tirapatrás fueron limos y arcillas. En el A° Chapetón, los sedimentos adheridos durante el 2012 mostraron entre un 14% y un 23% de arenas, en tanto que durante el 2013 tales tamaños fueron inferiores al 5 %.

Marchetti y Ramonell (2014) también instalaron trampas de sedimentos en diferentes sitios de los cauces aludidos y otros próximos (y mayores) del área, tanto en el interior de los ensambles de hidrófitas como en puntos cercanos.

Tabla 3.3. Fracciones mayores y menores a 62,5 μm de los sedimentos retenidos por hidrófitas en los arroyos Tirapatrás y Chapetón.

Sedimento Retenido / Secciones y Año	A° Tirapatrás			A° Chapetón		
	> 62,5 μ (%)	< 62,5 μ (%)	Peso Total (gr)	> 62,5 μ (%)	< 62,5 μ (%)	Peso Total (gr)
Embocadura 2012	7	93	125	23	77	284,3
Embocadura 2013	2	98	523,6	2	98	138,4
Sección media 2012	2	98	325,8			
Sección media 2013	2	98	298,2	5	95	144,5
Embocadura 2012	3	97	366,9	14	86	478,5
Desembocadura 2013	4	96	113,9			

Las trampas, de 15 cm de altura por 9 cm de diámetro fueron recuperadas luego de permanecer sumergidas 7 meses entre Febrero y Septiembre de 2013, período que comprendió la crecida ordinaria del río que se mantuvo en condición de desborde durante casi un mes (Tabla 2.3, Capítulo 2).

Parte de las trampas se recuperaron colmadas de sedimentos finos, principalmente, o bien cubiertas por algunos decímetros extra de estos materiales (Foto 3.12).



Foto 3.12. Recuperación de las trampas de sedimento (se muestra a la vez su diseño; dentro de los ensambles se las introducía por un tubo, empujadas con una vara hasta anclarlas al lecho).

En Tabla 3.4 se indican datos relativos a esta evaluación, destacándose que en los ensambles de hidrófitas las cantidades de la sedimentación de limos fueron tan altas como las de arena en un banco del cauce principal, y muy superiores a las del sedimento retenido directamente por las estructuras anatómicas de la vegetación a nivel de la superficie del agua (Tabla 3.3).

Tabla 3.4. Localización de trampas en el interior de cauces y sedimento depositado durante 7 meses (Febrero a Septiembre de 2013).

Cauce	Contexto de Instalación	Ubicación de la Trampa	Sedimento Depositado	Espesor de Sedimento (mm)	Tasa de Sedimentación (mm/día)
Chapetón	Cercano a la margen	Intra-ensamble	Limo	790	3,8
Tirapatrás	Cercano a la margen	Intra-ensamble	Limo	450	2,1
Tirapatrás	Cercano a la margen	Intra-ensamble	Limo	190	0,9
Tirapatrás	Cercano a la margen	Extra-Ensamble	Limo	50	0,2
Colastiné	Cercano a la margen	Intra-ensamble	Limo	630	3,0
Paraná	Superficie de banco central	Sauzal joven	Arena	600	2,9
Paraná	Superficie de banco central	Sauzal joven	Arena limosa	710	3,4
Paraná	Espira de meandro	Sauzal joven	Limo	110	0,5
Paraná	Espira de meandro	Sauzal joven	Limo	90	0,4

En cuanto a parámetros hidráulico-sedimentológicos medidos en sitios vegetados y libres de vegetación, la velocidad de la corriente constituye el registro más contrastante entre sitios colonizados por hidrófitas y libres de éstas, llegando a tener valores nulos en el primer caso (Tabla 3.5 y Tabla 3.6).

A la vez, las concentraciones de sedimento suspendido fueron ligeramente mayores en el interior de las zonas vegetadas que en zonas libres de vegetación (evaluadas en el centro de los cauces). Ello fue asociado por los autores con la progresiva incorporación de sedimentos finos desde ríos a cuerpos de agua quieta (e.g., Nemec, 1995).

Tabla 3.5. Valores promedios de velocidad superficial, concentración de sedimento suspendido y profundidad puntuales registrados en el A° Tirapatrás dentro y fuera de las superficies vegetadas. E: embocadura, M: sección media, D: desembocadura. *Registros obtenidos a 1 m de profundidad.

Variables / Secciones		2012		2013	
		Cauce	Ensamble (y con Agitación)	Cauce	Ensamble (y con Agitación)
Velocidad (m/s)	E	0,5	0	0,6	0,02*
	M	0,5	0	0,2	0
	D	0,3	0	0,15	0,04*
Concentración sólidos suspen- didos (mg/l)	E	81	112 (1376)	170	159 (507)
	M	59	51 (3022)	96	120 (274)
	D	28,3	27 (1348)	79	106 (216)
Profundidad (m)	E	3,6	3,2	1,3	1,5
	M	3,8	3,3	2	1,6
	D	4,4	2,6	2,8	2,7

Tabla 3.6. Idem Tabla 3.5, parámetros evaluados para el A° Chapetón.

Variables / Secciones		2012		2013	
		Cauce	Ensamble (y con Agitación)	Cauce	Ensamble (y con Agitación)
Velocidad (m/s)	E	1	0,1*	0,7	0
	M/D	0,8	0	0,7	0,05*
Concentración sólidos suspendidos (mg/l)	E	90	128 (2219)	78	151 (314)
	M/D	97	131 (1585)	74	185 (317)
Profundidad (m)	E	5	4,3	3,9	2,1
	M/D	2,6	2,8	3	1,5

Las tablas 3.5 y 3.6 también contienen, entre paréntesis, los valores promedio del sedimento desprendido de la vegetación luego de su agitación energética, expresados como concentración de sólidos suspendidos por la forma de muestrearlo. Estas cifras superan hasta 60 veces las concentraciones medias de sedimentos en el agua sin agitar, lo que pone en evidencia que los sedimentos se adhieren paulatinamente a la vegetación en el interior de los ensambles y podrían desprenderse por un disturbio energético y directo ejercido sobre los ensambles de macrofitas (e.g., oleaje intenso, paso de animales, etc.).

De cualquier manera, tal como concluimos en el trabajo de referencia, buena parte de ese material liberado permanecerá en un ambiente donde las condiciones hidráulicas, finalmente, favorecerán su sedimentación en el lugar.

Otra evaluación experimental en campo fue realizada con la instalación de numerosas trampas de sedimento como las mostradas en Foto 3.12, colocadas en los sitios que se muestran en Figura 3.15 en las semanas finales de Diciembre de 2013 y Febrero de 2014, en situación de aguas bajas y medias.

Las trampas se dispusieron tanto en el interior de ensambles de macrófitas como en sus adyacencias, fijándose su posición con GPS diferencial en casos y GPS manual en otros. En todas las situaciones se registró la profundidad con precisión centimétrica, tanto dentro como fuera de los ensambles.



Figura 3.15. Ubicación de trampas de sedimentos para las evaluaciones de sedimentación desde Diciembre-Febrero de 2013-2014 hasta Octubre de 2014. El cauce estrecho en (A) es el A° Tirapatrás; el del centro de (B) es el Rcho. Ánimas.

A fin de tener una idea aproximada de la disponibilidad de sedimentos finos en los cauces del área, se procedió al muestreo quincenal de sedimentos suspendidos en el río Colastiné.

Para ello se hicieron tomas de sus aguas en bidones de 5 l lastrados arrojados con soga desde la mitad del puente de Ruta Nac. 168 que vincula las ciudades de Santa Fe y Paraná.

Como se puede visualizar en las figuras del Anexo E, hay una correspondencia aceptable entre las concentraciones de limos y arcillas determinadas en ese CS con las del CP y brazos conexos próximos, lo que definió ese lugar (de fácil acceso) como punto de muestreo de referencia.

A partir de ellos se determinaron concentraciones de limos y arcillas mediante los métodos explicitados, prolongándose las medidas hasta Octubre de 2014 cuando se intentó, con niveles de agua algo superiores a las de Febrero, la búsqueda y recolección de casi el centenar de trampas de sedimento, de las que no se encontró ni una.

Ocurrió que en todos los sitios intra-ensamble donde se habían colocado trampas las sedimentaciones fueron tan importantes, que los aparejos de muestreo quedaron literalmente sepultados por varios decímetros, e incluso metros, de sedimento, pudiéndose caminar en lugares donde las trampas se habían instalado a profundidades de 2 m o más.

Algunas vistas de ello se dan en Foto 3.13 a Foto 3.15, tanto como ilustración de los sitios o como presentando atributos de los depósitos, de sedimentos finos siempre, con las hidrófitas atrapadas en su interior.

Como se aprecia en Foto 3.15, lugar de colocación de la trampa N° 20 en el Rcho. Ánimas, se realizó una perforación con extracción de un testigo de 2 m de longitud (o 1,4 m en realidad, dados los 0,6 m compactados en la maniobra de penetración), sobre el que se practicaron análisis granulométricos por difracción láser a diferentes niveles (Tabla 3.7).



Foto 3.13. En primer plano, sitio del Rcho. Ánimas donde se había colocado una trampa de sedimentos en el interior de un ensamble de macrófitas, ahora completamente “terrestrializado”.



Foto 3.14. Sedimentos finos con tallos de hidrófitas en su interior.



Foto 3.15. Sitio de instalación de la trampa N° 20 en el interior de un ensamble, con profundidad puntual de agua de ca. 2 m al momento de instalarla. La baja consistencia del sedimento permitió hacer un sondeo por simple hincado de un tubo, complementado en parte con percusión.

Tabla 3.7. Granulometría de los sedimentos atravesados en el sondeo de Foto 3.15 determinada con granulómetro laser (las profundidades están corregidas a las cuasi originales del depósito, distribuyendo de manera uniforme la compactación provocada artificialmente).

Estadísticos / Profundidad	Superficie	0,3 m	0,6 m	1,3 m
Diám. medio (μm)	43	38	68	54
Desvío est. (μm)	38	47	54	47
Moda (μm)	48	16	83	63
Mediana (μm)	36	19	61	45

Como se ve, los resultados son equivalentes a los mostrados en el subítem 3.3.1.b.

Dado que parte de las trampas fueron ubicadas con gran precisión espacial debido a su posicionamiento mediante GPS diferencial, se pudieron valorar las sedimentaciones puntuales en esos sitios haciendo la resta entre la profundidad medida en el momento de instalación de la trampa, y la profundidad (o altura sobre el nivel del agua) del lugar cuando se la buscó al cabo de 10 u 8 meses, corregida por las diferencias de niveles hidrométricos entre los días que se llevaron los procedimientos.

Como tales niveles se refirieron al hidrómetro de Pto. Paraná, ubicado entre 8 y 20 km de distancia de los sitios extremos evaluados, la metodología previa puede conllevar un error implícito de hasta 15 cm a 45 cm en las valoraciones más próximas y alejadas, respectivamente.

Eso, devenido de asumir una eventual variación (extrema) de la pendiente del río entre el momento de la colocación y el de la búsqueda de las trampas de sedimentos, que no parece ser el caso.

Con esa consideración en mente, la Tabla 3.8 contiene información relativa a los espesores de sedimento depositado o erosionado en parte de los sitios identificados en Figura 3.15.

Tabla 3.8. Datos relativos a sitios localizados con GPS diferencial que posibilitaron estimaciones de recrecimiento o erosión del lecho hacia Octubre de 2014 (última columna).

Fecha de Instalación	Trampa N°	Sitio Con o Sin Hidrófitas	Distancia dentro del Ensamble (cm)	Profundidad en la Instalación (cm)	Espesor Sedimentado (cm) (- : erosión)
26/12/2013	2	C/H	600	200	305
26/12/2013	3	C/H	300	150	20
26/12/2013	4	C/H	500	100	155
26/12/2013	5	C/H	200	200	215
26/12/2013	7	C/H	500	125	145
26/12/2013	8	C/H	200	235	80
26/12/2013	9	C/H	600	120	215
26/12/2013	10	C/H	200	150	85
26/12/2013	12	C/H	700	120	155
26/12/2013	13	C/H	200	190	250
26/12/2013	15	C/H	300	140	135
26/12/2013	19	C/H	600	80	145
26/12/2013	20	C/H	400	210	275
26/12/2013	11	S/H	0	280	-48
26/12/2013	17	S/H	0	30	51
28/12/2013	39	C/H	600	166	170
28/12/2013	40	C/H	300	330	129
28/12/2013	42	C/H	800	122	146
28/12/2013	45	C/H	500	100	-41
28/12/2013	46	C/H	300	144	33
21/2/2014	73	C/H	400	70	2
21/2/2014	74	C/H	600	230	159
21/2/2014	78	C/H	200	130	139
21/2/2014	79	C/H	400	150	66
21/2/2014	80	C/H	500	130	71
21/2/2014	85	C/H	300	290	-9
21/2/2014	92	C/H	100	50	21
28/12/2013	41	S/H	0	175	-106
28/12/2013	44	S/H	0	100	-161
21/2/2014	71	S/H	0	75	-78

La misma información de Tabla 3.8 se presenta graficada en la Figura 3.16 y, como si los procesos de depositación o erosión hubiesen ocurrido de manera continua y homogénea en los 8 – 10 meses, la Figura 3.17 los expone como “tasa”, en mm/día.

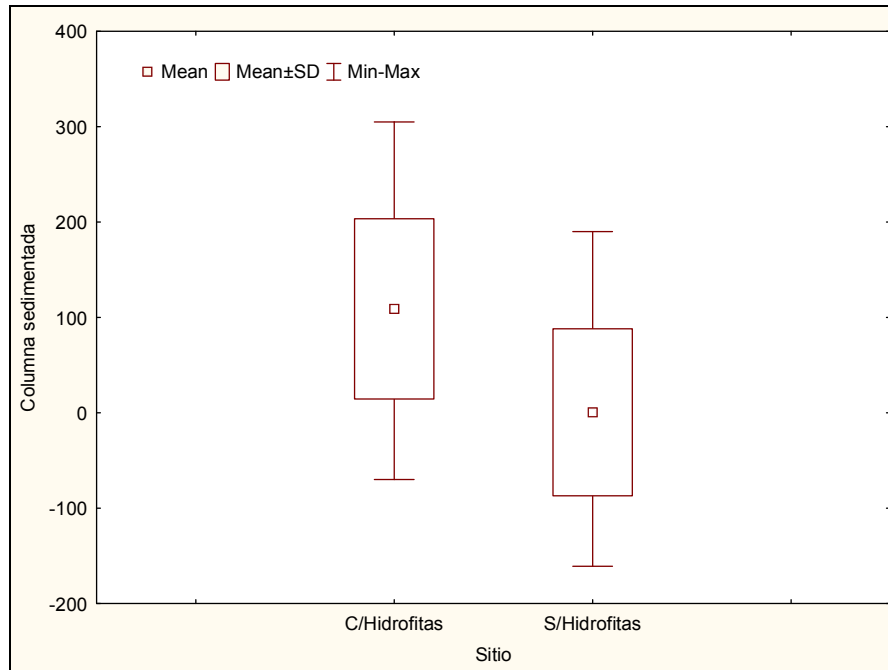


Figura 3.16. Espesores sedimentados en sitios con y sin ensambles de hidrófitas (valores negativos: erosión del fondo de los cauces).

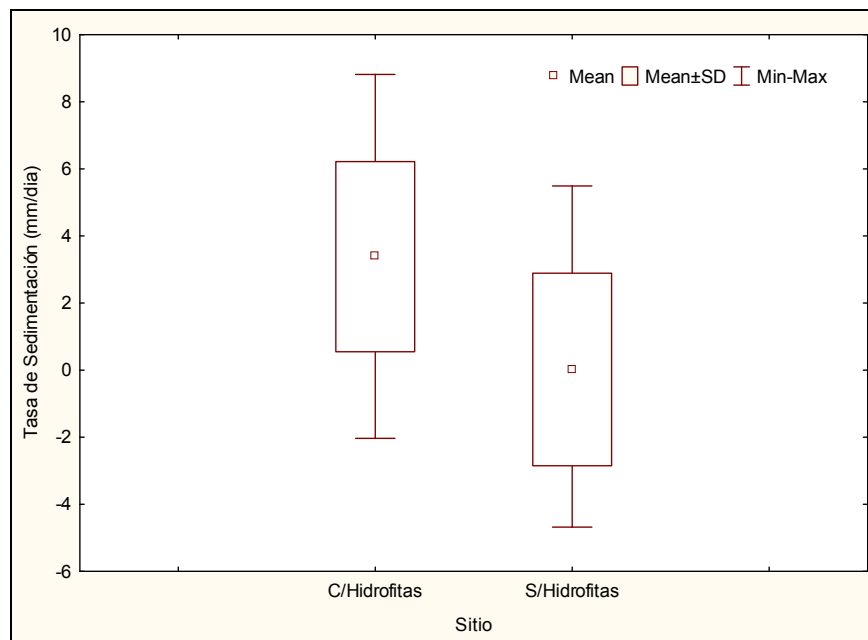


Figura 3.17. Tasas de sedimentación en sitios con y sin ensambles de hidrófitas (valores negativos: tasas de erosión del lecho).

Por su parte, la Figura 3.18 muestra la evolución temporal de las concentraciones de limos y arcillas circulantes en el sistema fluvial durante ese tiempo, junto a las variaciones diarias del nivel hidrométrico del río en Puerto Paraná.

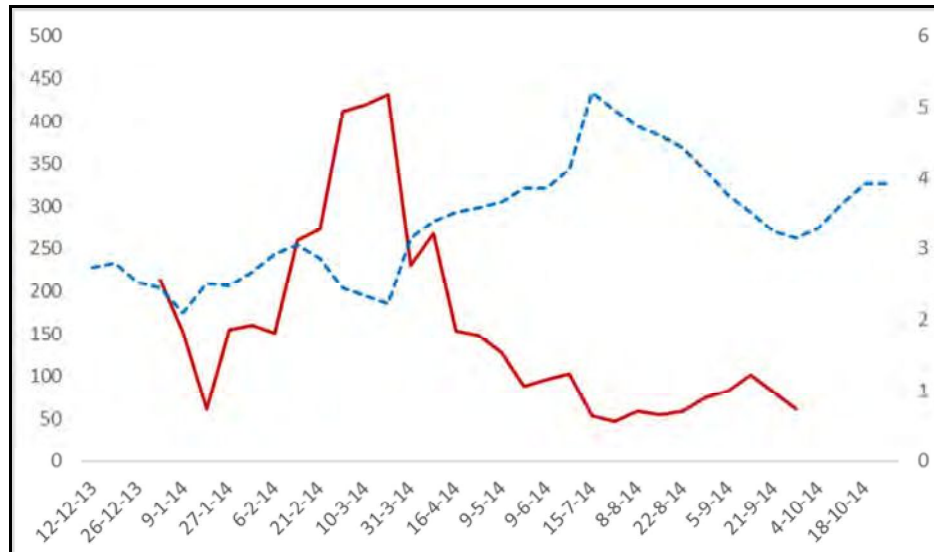


Figura 3.18. Evolución temporal de parámetros hidro-sedimentológicos en el sistema fluvial durante la evaluación de sedimentaciones de Diciembre-Febrero de 2013-2014 a Octubre de 2014. Guiones azules: HhPP (en m, a la derecha). Línea roja: concentración de limos y arcillas (en mg/l, a la izquierda) a partir de muestreos en el río Colastiné.

Dos hechos destacables en esa gráfica son que las mayores concentraciones de sedimentos finos se dieron en condiciones de aguas bajas, por un lado, y que el 70 – 75 % del tiempo transcurrido desde la instalación hasta la búsqueda de las trampas el río funcionó en estado encauzado.

Efectivamente, $HhPP > 4$ m se registraron durante 70 días entre Junio y Agosto, durante un evento de crecida con desborde ordinario, en niveles y en duración.

En ese marco, la importancia de las sedimentaciones registradas se vincula con que las hidrófitas tuvieron la posibilidad de filtrar y atrapar sedimentos en el momento del pasaje de las máximas concentraciones de limos y arcillas, y sin las circunstancias de estrés hídrico que presupone una crecida, sea en términos de velocidades de la corriente, como

de niveles hidrométricos tan altos que desplacen a los ensambles hacia (o sobre) las márgenes de los cauces.

Por el contrario, la persistencia de niveles bajos en la época de mayores aportes de sedimentos finos coadyuvó a que la suma de efectos que generan los ensambles propiciando las sedimentaciones se potenciaran.

Para finalizar, en Figura 3.19 y Figura 3.20 se exponen los resultados de muestreos de sedimentos del lecho en CS distributarios del delta del A° Leyes, realizados con 40 días de diferencia a finales de Noviembre y de Diciembre de 2015.

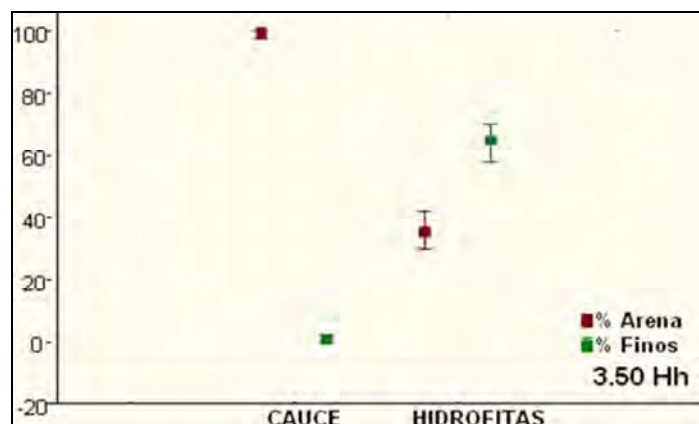


Figura 3.19. Porcentajes mayor y menor a 62 μm de muestras del lecho dentro de ensambles de hidrófitas y en el eje del cauce no vegetado. Muestreo de Noviembre de 2015 (HhPP: 3,5 m).

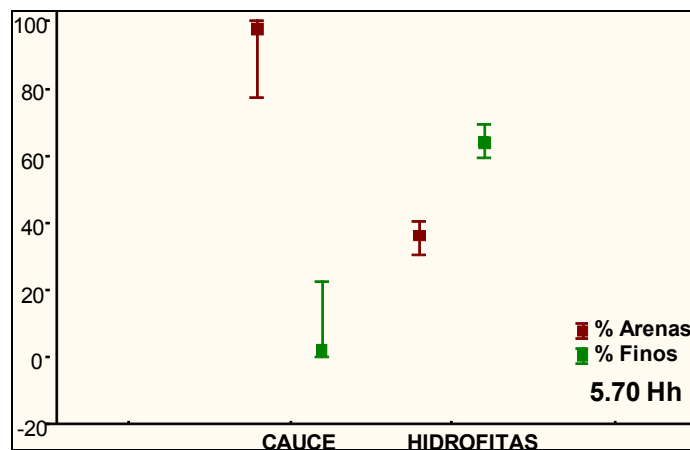


Figura 3.20. Porcentajes mayor y menor a 62 μm de muestras del lecho dentro de ensambles de hidrófitas y en el eje del cauce no vegetado. Muestreo de Diciembre de 2015 (HhPP: 5,7 m).

La toma de muestras en cada oportunidad fue en las mismas secciones y, en cada una de ellas, en el eje geométrico de la superficie de agua libre del cauce y en el interior de los ensambles de macrófitas.

Los muestreos se realizaron con niveles hidrométricos bien contrastantes (2,2 m de diferencia en Pto. Paraná) ya que se había iniciado la crecida del verano de 2016, a la sazón la quinta en importancia de los últimos 100 años ($HhPP_{m\acute{a}x}$: 6,23 m, el 5 de Enero).

En ambas situaciones las diferencias del material de fondo entre las zonas vegetadas y libres de vegetación de esos CS fueron categóricas, con promedios de ca. el 40 % y ca. 100 % de arenas, respectivamente.

Dentro de los ensambles de hidrófitas enraizadas, el sedimento del lecho se completaba con un 60 % de sedimentos de menos de 62,5 μ m.

De esta manera, y a través de las diferentes comprobaciones experimentales dadas en este subítem y el 3.3.1.b, el autor entiende que queda demostrada la estrecha vinculación genética entre los AIC y la vegetación hidrófita enraizada en este sistema fluvial.

3.3.1.e. Sumario de atributos y modelo genético de los AIC; cuestiones de denominación

Como sinopsis de las características de los AIC, puede concluirse en que se trata de cuerpos filiformes que en general poseen un ancho cercano a la decena de metros y hasta varios kilómetros de longitud, compuestos por sedimentos finos (limosos, principalmente), dispuestos en forma paralela a las márgenes de los cauces, con una amplitud de relieve entre crestas y bajíos sucesivos de orden decimétrico.

Las crestas son ampliamente convexas en sección transversal, situadas por debajo del nivel de desborde del cauce o paleocauce que los contiene en su interior.

Esos dos últimos rasgos los diferencian de los albardones ordinarios (“natural levees”), aunque los AIC pueden evolucionar a esas geofomas por la acreción vertical de más sedimento en sus crestas.

En planta, los AIC pueden ser rectos o tener radios de curvatura variados; geoformas que tradicionalmente se reconocieron como espiras de meandro en los antecedentes del área suelen corresponder a estos elementos morfológicos. En imágenes aéreas se los identifica por yacer en paleocauces y en el entorno de cauces subajustados, distinguiéndose de bancos semilunares verdaderos (“point bars”) por sus trazas casi rectilíneas o de grandes radios de curvatura, o por su muy baja relación ancho/longitud cuando ocurren en curvas de meandro. Estos atributos sirven también para identificarlos en cauces activos que no poseen evidencias de ser subajustados.

La Figura 3.21 contiene el modelo genético que se propone para estas geoformas, en la que el recrecimiento eventual del lecho favorece la instalación de las hidrófitas en un cauce (o en un segmento de este), en especial, canutillares y/o cataizales y en una etapa previa al desarrollo de un AIC.

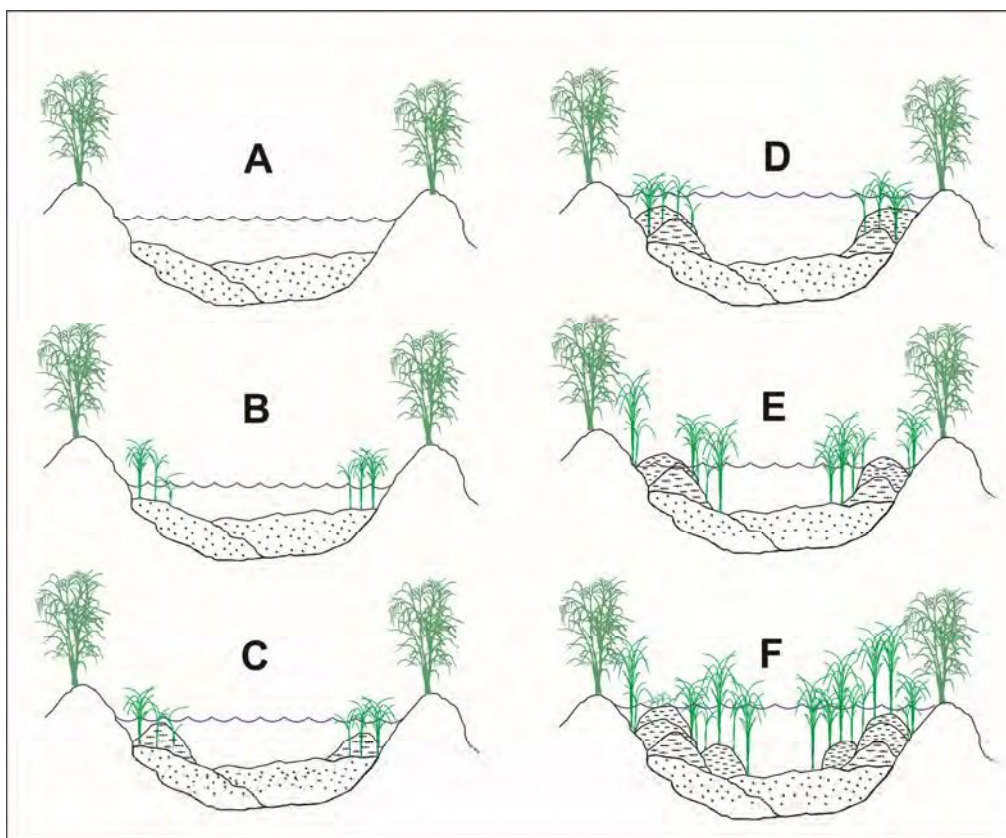


Figura 3.21. Modelo de formación de AIC (C – F). Los puntos son arenas; las otras trazas, sedimentos finos. Se han representado niveles de agua fluctuantes aunque sin desbordes, sólo por comodidad. La vegetación externa, sobre los albardones, son leñosas. Explicación adicional en el texto.

La alternativa es que el establecimiento de macrófitas arraigadas en el cauce propicie la depositación de sedimentos con el recrecimiento del fondo, o que haya una retroalimentación de ambos fenómenos, lo cual es materia de investigación independiente (etapas A y B de Figura 3.21).

De una u otra manera, lo determinante es que queda definido, así, un segmento de cauce con una parte más activa, no vegetada, por la que circula el grueso del caudal líquido y sólido, y otra que corresponde al ensamble anclado a la margen y parte del lecho.

En ese contexto, si el curso en cuestión tiene una provisión de sedimentos finos considerable, al menos estacionalmente, estos se depositarán en cantidad en el interior de los ensambles, adquiriendo una geometría y tamaño que acompañará groseramente la del conjunto de hidrófitas; esto marca el comienzo de formación de un AIC (etapa C).

La cresta convexa de la geoforma se constituirá como resultado del mayor acopio de sedimentos a media distancia o menos entre el borde del ensamble que da a la superficie de agua libre del cauce y la margen a la que está arraigada la vegetación.

Ello, sólo por la mayor posibilidad de llegada de los sedimentos desde la zona más activa (no vegetada) del cauce hacia el seno mismo del ensamble, antes que a la margen.

De acuerdo a los aportes de sedimentos finos desde la parte activa del cauce y al tamaño del AIC en cuestión, éste puede adquirir sus atributos característicos en tiempos relativamente breves o a lo largo de ciclos interanuales, en sucesivas etapas de adición de sedimentos (D, en la figura).

Ya consolidado como morfología persistente ¹⁴, el AIC servirá como línea de anclaje para que más hidrófitas avancen sobre la parte activa del curso de agua, restringiéndola (etapa

¹⁴ Esto hace referencia sólo la suma de fenómenos que garantizan la supervivencia del AIC, i.e., procesos de compactación/pérdida de porosidad, balance positivo entre la sedimentación inducida por las hidrófitas y los eventos hidráulico-hidrologicos de erosión, etc.

E). Esto conllevará al desarrollo de un nuevo AIC en su lateral (F), a partir de lo cual puede repetirse el proceso explicado desde D.

En ese estadio puede ocurrir que el AIC original crezca en altura hasta el nivel de cauce lleno por más acreción vertical de sedimentos, transformándose en nueva margen del curso activo e incluso en albardón verdadero, luego.

Hasta aquí, el modelo conceptual sobre el origen y evolución temprana de los AIC.

La continuidad del proceso a lo largo de décadas o escalas de tiempo mayores conducirá a un mayor achicamiento de la parte activa del cauce y su conversión en curso subajustado.

La etapa final será el cegamiento completo del curso o parte de él, si no ocurrieren eventos hidro-geomorfológicos que alteraren el proceso (e.g., capturas de cauce, aumento sostenido de caudales morfológicos, etc.).

De esa manera se generaron los paleocauces repletos de AIC mostrados en imágenes satélite y fotos oblicuas de 3.3.1.a y 3.3.1.c.

Antes de concluir sobre lo presentado, vale atender a la cuestión del nombre dado a estas geoformas, en el marco de morfologías más o menos similares reportadas en la literatura temática internacional y sus denominaciones.

En cuestiones terminológicas aún científicas se cumple que “todo texto tiene un contexto”, con historias y precedencias que deben ser observadas, como lo expusieron Carling et al. (2013) en relación a “anabranching” (una derivación del acrónimo “ana-branches” para “anastomosing branches” acuñado en el siglo XIX), de imposible traducción literal.

Para el caso de morfologías internas en cauces fluviales existe en la bibliografía anglosajona además de “bar”, un término de uso más o menos frecuente, que es el de (“fluvial” o “in-channel”) “bench”, o “benches” en plural.

El mismo es muy común en textos de ese origen procedentes del hemisferio sur, justamente porque fue incluido en la literatura fluvial por el australiano K. D. Woodyer

hace medio siglo (Woodyer, 1968), y su difusión se dio allí más que en el ámbito internacional.

Woodyer lo empleó para las situaciones que se ilustran en la Figura 3.22, de cauces con morfologías deposicionales escalonadas en su interior producidas por una merma secuencial y sostenida de sus caudales formativos.

Precisamente, una de las acepciones del término “bench” además de la de banco (para sentarse, no de acopio), es la de la disposición a modo de estrado o bancada parlamentaria, como la de la gráfica.

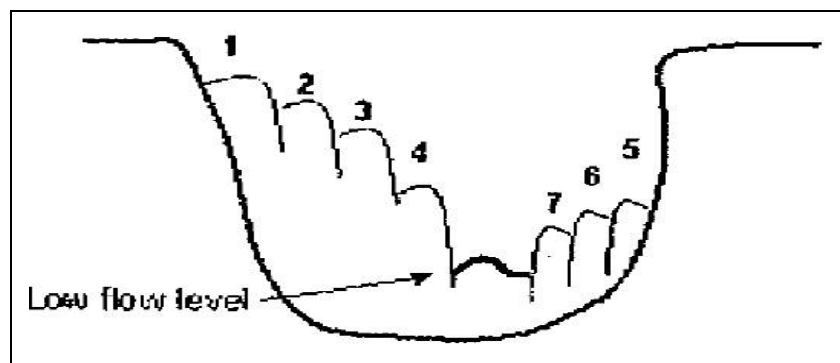


Figura 3.22. Desarrollo de “benches” en el río Barlow-Darling (Australia) siguiendo la concepción original de Woodyer (reproducido de Thoms & Olley, 2004).

El término se volvió más conocido, pero adjetivado, en el trabajo clásico de las “concave benches” de Nanson & Page (1983) (y Page & Nanson, 1982), con una concepción genética particular para curvas de meandro, bien diferente de la original de Woodyer (1968).

El uso de la expresión sola por nativos del hemisferio norte es en buena medida del presente siglo, hecho a veces de manera retraída o secundariamente (e.g., Sear et al., 2003¹⁵; Lewin & Ashworth, 2014), a diferencia de la solvencia con que aparece en los

¹⁵ Estos autores usan la palabra bench (sin citas bibliográficas) un par de veces en su manual de ca. 230 páginas, una de ellas en el epígrafe de una fotografía que muestra una geoforma similar a un AIC, en un pequeño cauce británico.

textos de australianos (e.g., Woodyer et al., 1979; Gibling et al., 1998; Hughes et al., 2010; Kemp, 2010; Kermodé et al., 2015, por citar algunos).

Tal como lo ha mostrado Vietz (2008) no hay una uniformidad de significados por parte de diferentes autores (incluyendo los recién citados) al referirse a estas geoformas, ni sobre su composición sedimentaria, ya que hasta se los ha descripto incluyendo gravas.

En general, la “mayor coincidencia” en la actualidad involucra a plataformas casi planas de sedimentos finos en el interior de los cursos fluviales, adyacentes a sus márgenes y por debajo del nivel de desborde.

En algunos textos se indica que la vegetación puede participar del proceso de depositación del material fino, aunque ello también puede ser resultado de sedimentaciones en la fase recesiva de las crecidas u otros factores hidráulicos, como aguas muertas por recirculación (Fryirs & Brierley, 2013).

Aún con esas indeterminaciones, hay autores que refieren al nivel hidrométrico de “bench-full” (en analogía al de cauce lleno, o “bank-full”; e.g., Haney & Davis, 2015), algo que no corresponde aplicar en el caso de los AIC, de acuerdo al modelo genético presentado.

En suma, a las ambigüedades señaladas en torno a los “benches” se le agrega, subordinadamente, la falta de posibilidad de una adecuada traducción a nuestro idioma, por el uso español de “banco” para las geoformas compuestas total o casi totalmente por sedimentos granulares.

Por esas razones, el autor argumenta sobre la conveniencia de mantener el nombre de AIC para las formas tratadas in extenso en este ítem 3.1, como fueron presentadas internacionalmente en su oportunidad (i.e., como “within-channel levees”; Ramonell et al. 2013) para resaltar, en simultáneo, su morfología filiforme, naturaleza sedimentaria y yacencia.

Es de notar, entonces, que “within-channel levee” no es un sinónimo estricto de “in-channel bench” or “fluvial bench”. Sí podría considerarse una variedad más precisa de tales morfologías (si el término se afirma en su sesgo granulométrico de dominancia de sedimentos finos) de igual modo que lo es una “concave bench”.

Para finalizar, vale destacar que la identificación de estas geoformas en el sistema fluvial del Paraná se constituye en un hallazgo significativo por vías muy distintas.

Por un lado se demuestra que la sedimentación de finos en este ambiente es un fenómeno no sólo asociado a los desbordes de sus cauces, sino más permanente, de estados encauzados (por mucho, los más frecuentes del sistema fluvial).

Se amplían, por otro, las posibilidades de interpretación en la producción de cartografía geomorfológica (e.g., Figura 3.10), como así también de análisis de facies de los depósitos limosos del río, tal como lo hizo Pereira (2016) en su tesis doctoral.

Finalmente, los AIC son una manifestación morfológica más, complementaria al desarrollo de bancos centrales y laterales, de la forma en que un cauce reduce su anchura efectiva por la disminución progresiva de su caudal formativo, siguiendo las reglas de la geometría hidráulica establecidas en la literatura geomorfológica fluvial desde el siglo pasado.

3.3.2. Deltas Fluvio-Lagunares

La desaceleración continua de un flujo unidireccional cargado de sedimentos al ingresar a un cuerpo de agua casi quieta va a conducir con el tiempo al desarrollo de un delta; ello, siempre y cuando los procesos que disipan los sedimentos en esta zona (e.g., oleaje, fluctuación de niveles de agua, etc.) se mantengan menos eficaces que los aportes fluviales.

Los deltas han sido descriptos para las desembocaduras de cursos de agua en mares o lagos y los antecedentes sobre estas geoformas formadas en el interior de planicies aluviales son muy escasos.

Entre los ríos aluviales con múltiples lagunas más conocidos, e.g., ríos Paraguay, Columbia y Saskatchewan (Bergier & Assine, 2016; Lewin & Ashworth, 2014; Bridge, 2003), el último parece ser el curso donde más se los ha reconocido y estudiado (e.g., Smith et al., 1989; Morozova & Smith, 2000; Slingerland & Smith, 2004).

Esta suerte de exclusividad motivó a identificarlos como deltas fluvio-lagunares en el título de este ítem, para diferenciarlos de aquellos construidos en la parte final de un sistema fluvial.

3.3.2.a. Los deltas en la planicie aluvial

En el tramo medio del río Paraná las morfologías deltaicas son ubicuas en toda su extensión, pero principalmente hacia el sur del eje Goya – Reconquista donde las lagunas de la planicie se toman más frecuentes y grandes (Capítulo 2).

Ramonell et al. (2011b) reconocieron formas de progradación deltaica incluso en segmentos del CP “recién” abandonados (Figura 3.23).

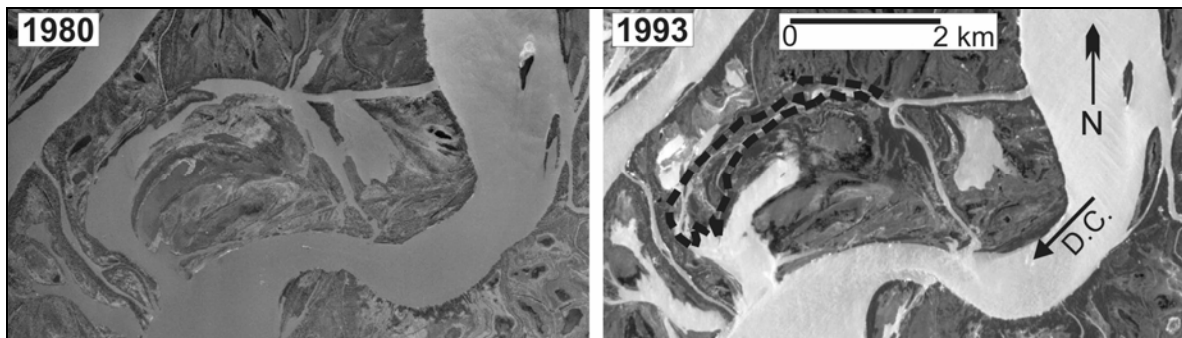


Figura 3.23. Desarrollo de un delta en un segmento de cauce abandonado a mediados del siglo pasado. CP en Vuelta Paranacito (32° 19' S).

La Figura 3.24 ilustra sobre la ubicuidad de deltas fluvio-lagunares activos del tramo, entre los que se distingue toda la variedad comúnmente conocida de estas morfologías con excepción, obviamente, de los deltas cuspidados, modelados por oleaje en ambiente marino.

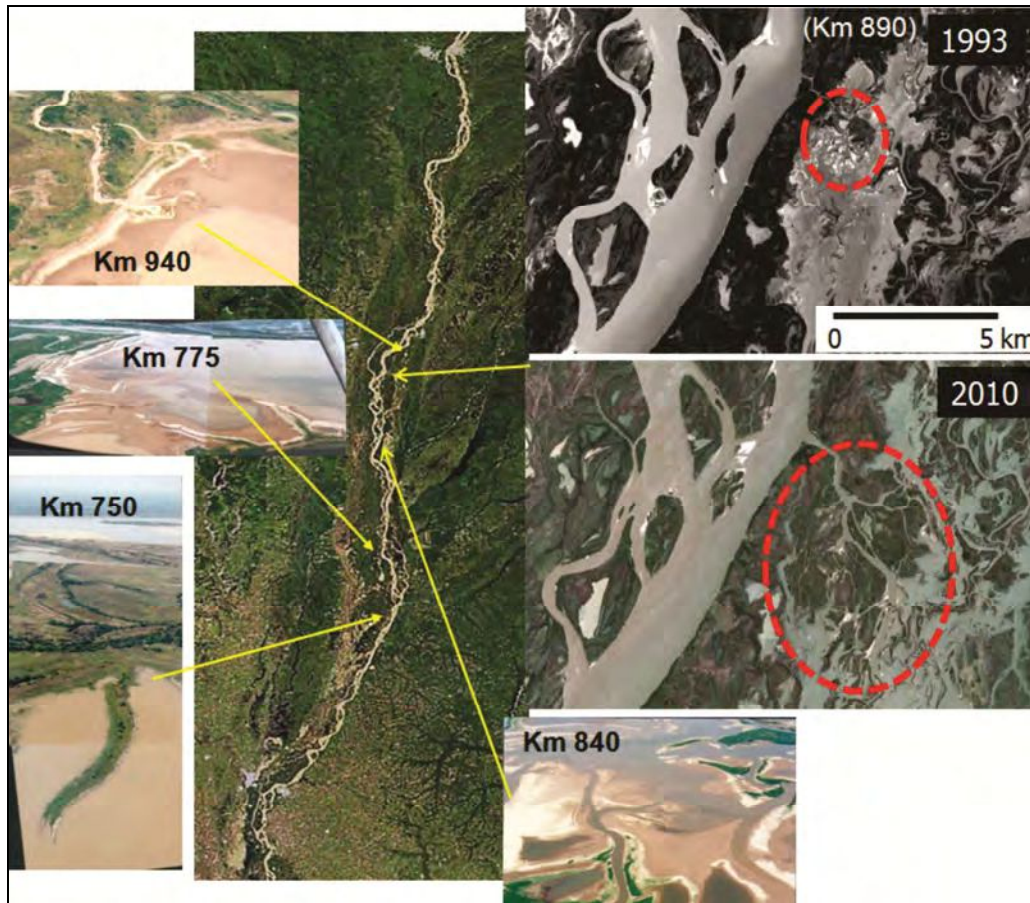


Figura 3.24. Diversidad de formas deltaicas en la planicie aluvial del tramo medio. La mayoría tiene un tamaño reducido, bien menor al que se muestra en el comparativo 1993 – 2010 del A° Tala, de pocas décadas de antigüedad.

A pesar de su difusión estas geoformas están muy dispersas en el tramo, y son elementos accesorios de unidades geomorfológicas caracterizadas por otras formas.

En su trabajo de la planicie del río Saskatchewan, Morozova & Smith (2000) mencionan a los deltas lagunares y a los derrames (desde surcos de desborde o “crevasse splays”) de manera asociada, en simultáneo.

En el río Paraná, varios de los cursos deltaicos funcionan como tales sólo durante las inundaciones de la planicie y permanecen inactivos (casi sin fluir) el resto del tiempo, igual que los ambientes leníticos que alimentan.

Por esa razón el autor los ha denominado indistintamente deltas de derrame o derrames deltaicos en algunas contribuciones previas (e.g., Ramonell et al., 2011b), que aplica también a los derrames con surco de desborde definido desarrollados desde un cauce hacia una laguna que, fortuitamente, era colindante ¹⁶.

Los deltas en el tramo medio han sido mencionados en algunos antecedentes del siglo pasado sin mayores descripciones, e incluso sin dar pruebas de su existencia como se mencionó en el Capítulo 1 para los deltas de tributarios.

En general los deltas y derrames deltaicos del tramo son relativamente pequeños, de menos de 1 km² a unos 15-20 km².

El más grande y a la vez más estudiado de todos es el que ha formado el A° Leyes y su sistema de cauces distributarios, ya presentado en el Capítulo 2 (e.g., Figuras 2.12 y 2.40; Foto 2.4).

Dado su mejor conocimiento y diversidad de lóbulos progradantes, servirá de base para el subítem que se desarrolla a continuación.

3.3.2.b. *El delta del A° Leyes: procesos genéticos singulares en torno a deltas y derrames deltaicos*

El delta del A° Leyes fue diferenciado como geoforma deltaica activa desde hace varias décadas (e.g., Manzi y Maciel, 1962) y su estudio se acrecentó considerablemente en los últimos 20 años.

Esto, a partir de tesis inéditas con cierta profundidad indagatoria en geomorfología, “biogeomorfología” y geología, más algunas comunicaciones en congresos asociadas o no a ellas (Ramonell y Pertovt, 2002; Pertovt et al. 2003; Pertovt, 2004; Ramonell, 2005; Ramonell et al. 2007; Ramonell et al., 2011a; Villalba, 2015).

¹⁶ Es decir que, si no hubiere estado la laguna, hubiera sido un derrame por rotura de albardón sensu stricto.

Debido al espectacular crecimiento del delta sobre las lagunas Setúbal y El Capón en detrimento de sus superficies (la primera perdió el 40 % de su área de aguas bajas-medias en los últimos 50 años), ha sido foco de actividades de puesta en conocimiento de la comunidad y tomadores de decisión locales por parte del autor, mediante numerosas divulgaciones variadas de rigor académico (e.g., Figura 3.25).

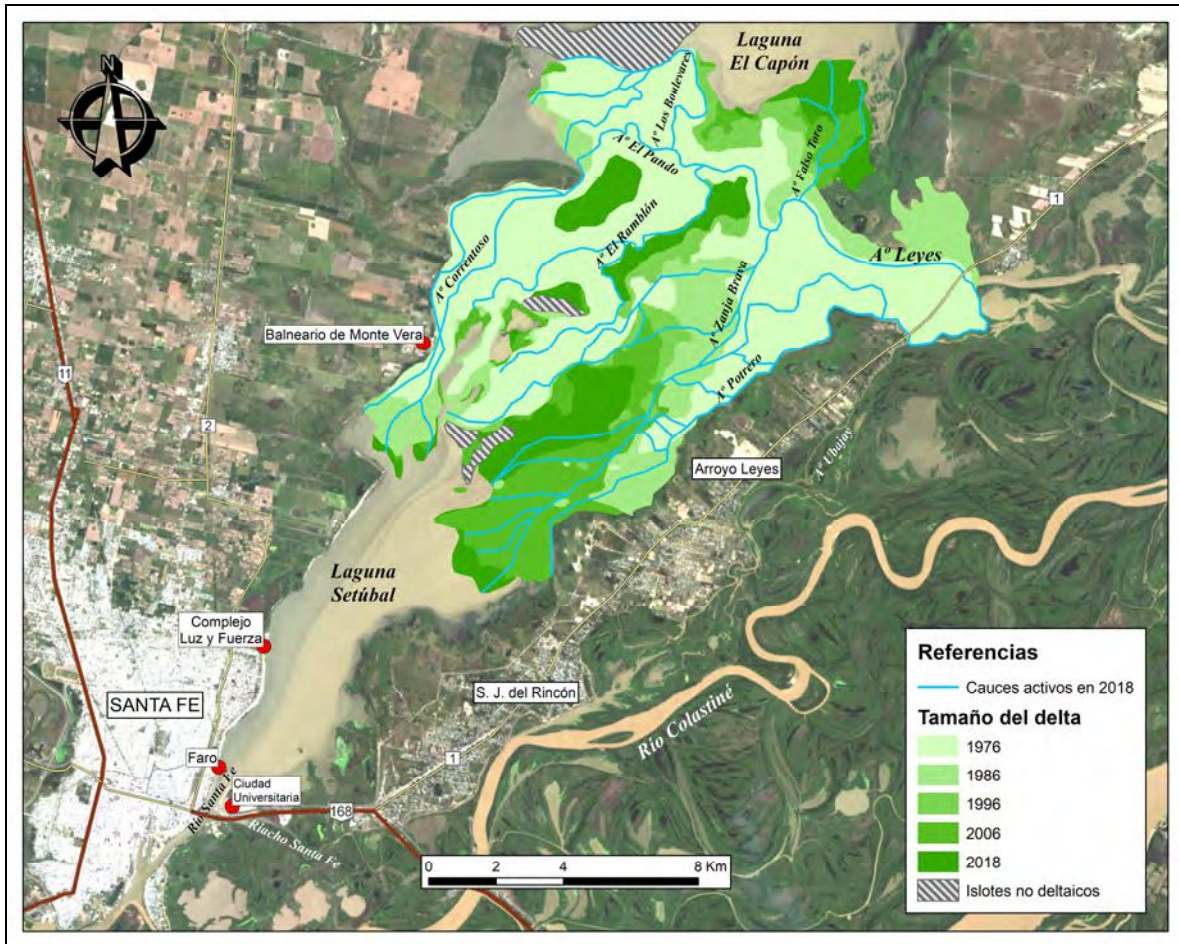


Figura 3.25. Crecimiento del delta del A° Leyes entre 1976 y 2018. Infografía publicada en el periódico santafesino Pausa, edición de octubre de 2019 (<https://www.pausa.com.ar/2019/10/tomar-unos-mates-en-el-rio-setubal>), basada en el mapeo del delta desde imágenes satélite en niveles hidrométricos similares.

En la actualidad los Dres. R. N. Szupiany y Z. Y. Marchetti lideran nuevas investigaciones en este ambiente con énfasis en morfología e hidráulica fluvial, transporte de sedimentos y ecología de la vegetación.

En lo que sigue se reproduce parte de lo conocido de este sector de la planicie, con eje en lo que contribuya a identificar atributos comunes asociados a deltas fluvio-lagunares del tramo, por un lado, y aspectos morfodinámicos, por otro.

El grueso de las observaciones surge de las evaluaciones hechas por el autor en su estudio del 2005, más los conocimientos logrados en trabajos posteriores y en el marco de esta tesis.

El delta del A° Leyes posee ca. 155 km² de superficie y un espesor muy reducido de sedimentos, de orden decimétrico a métrico, que cubre en forma discontinua un sustrato irregular de sedimentos antiguos (Ramonell, 2005), como fuera descripto también en el ítem 2.3.4.

La antigüedad de este delta es menor a 200 años, de acuerdo a evidencias cartográficas (e.g., mapa de 1811 del Rcho. Santa Fe en Anexo D y epígrafe asociado: Figura D.13) en correspondencia a evaluaciones geomorfológicas del autor.

Desde una perspectiva geomorfológica, es un delta simple, compuesto por un reducido número de geoformas fluviales y fluvio-deltaicas (Figura 3.26).

Originalmente se formó como un delta de tipo digitado, construyendo albardones con sedimentos finos en los laterales de los canales progradantes, hasta la crecida extraordinaria de 1982-'83. Con ésta empezó a desarrollar lóbulos arenosos en la desembocadura de algunos cursos preexistentes y otros generados o transformados como tales desde ese momento (Figura 3.27).

Aquél evento extremo incrementó la sección transversal del A° Leyes aguas arriba de la embocadura del A° Zanja Brava, y el lecho se entalló sobradamente en el "Miembro Laguna Setúbal de la Fm Itzaingó" (v. Capítulo 2), que fue la gran fuente extra de arenas en esos primeros tiempos de cambio en actividad del delta.

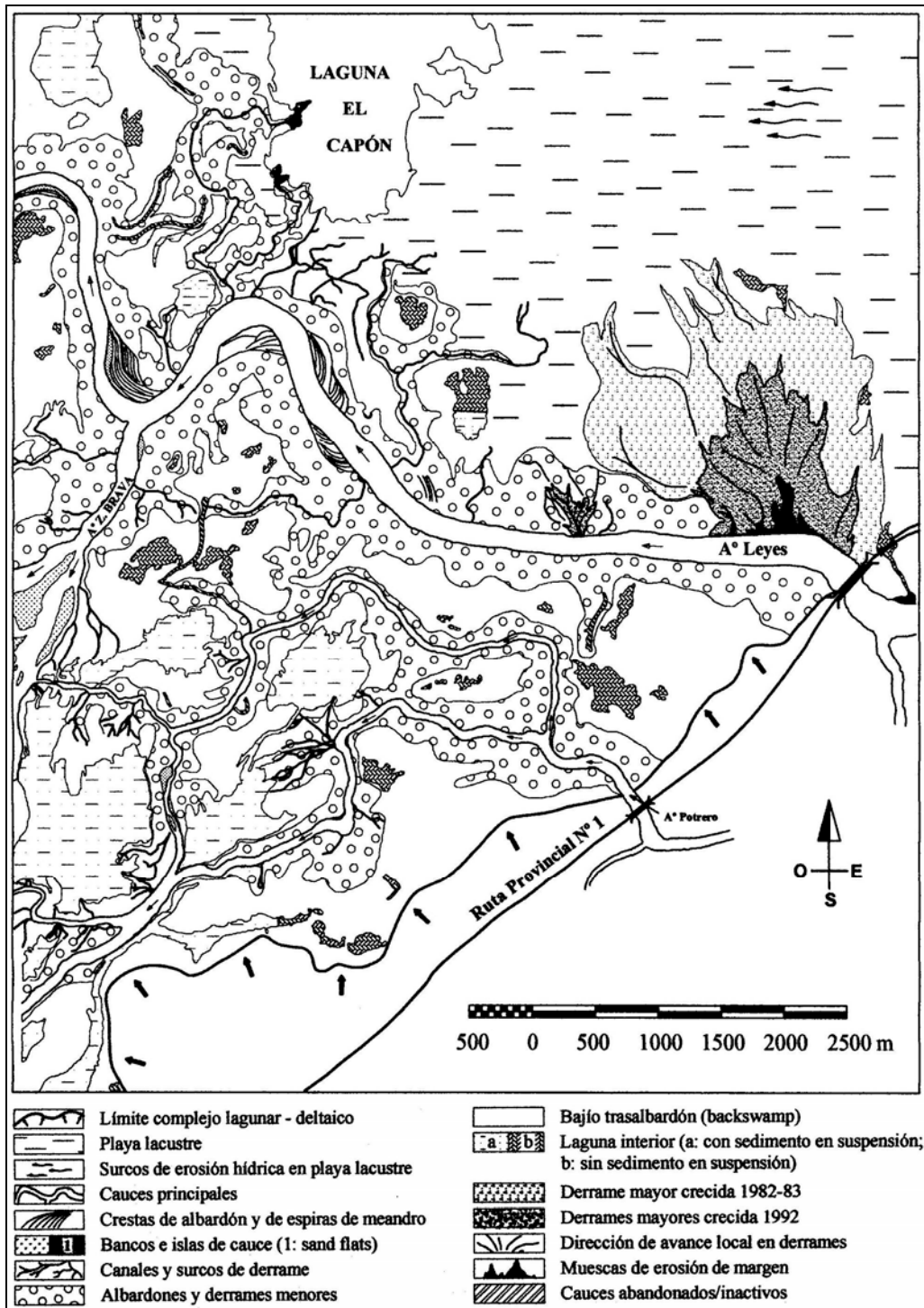


Figura 3.26. “Mapa geomorfológico del delta del A° Leyes (área apical)” (Pertovt, 2004). De acuerdo al autor, albardones y derrames son las principales formas constructivas de la planicie deltaica; la base cartográfica del mapa fueron fotos aéreas (1:10.000) de agosto de 1993.

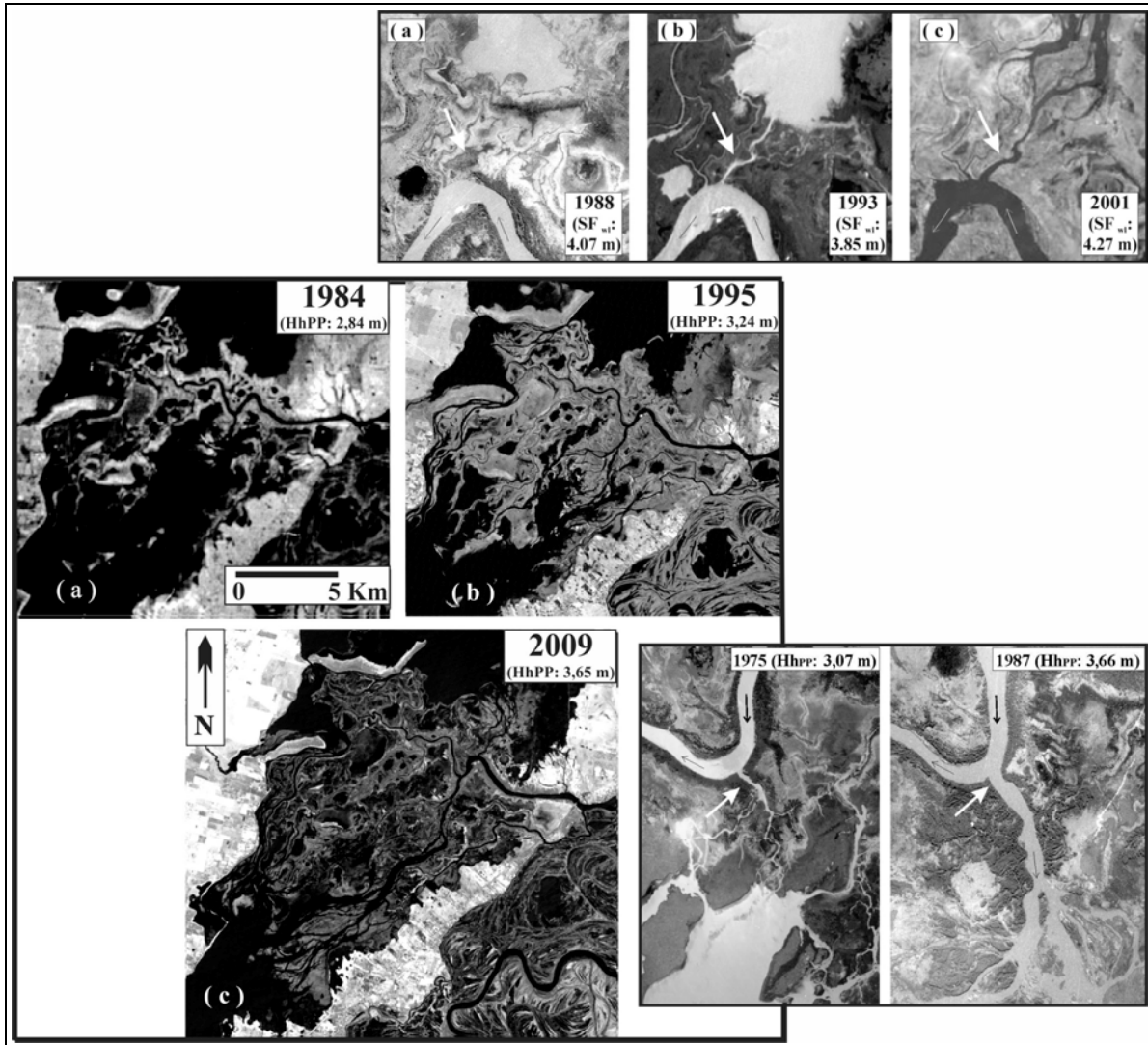


Figura 3.27. Izquierda: expansión del delta luego de la crecida de 1982-'83. Derecha: nuevos canales deltaicos originados como surcos de desborde en sus comienzos (arriba: A° Falso Toro, formado por la crecida de 1992; abajo: A° Zanja Brava, generado en 1966, v. ubicación en Figura 3.25; son los principales constructores del delta en lo que va del siglo).

Durante la crecida se produjo también una exhondación en la sección del puente y aguas abajo en la forma de una gran hoya de unas decenas de metros de profundidad que originó el derrame de margen derecha en Figura 3.26, de 5,5 km² de área y ca. 1 m de espesor promedio.

Parte, sino todo, de ese pozo podría explicarse por el efecto de constricción y turbulencias del puente, ya que profundidades puntuales de hasta ca. 30 m persisten en la actualidad. Sea así o no, los tramos superiores de los arroyos Zanja Brava y Falso Toro repiten, a modo de fractales, rasgos de la incisión fluvial que experimentó el A° Leyes aguas arriba de sus embocaduras.

En efecto, la Figura 3.28 muestra resultados de relevamientos hidráulico-morfológicos conducidos por el autor en el A° Zanja Brava, en los que se destacan las profundidades contrastantes entre los segmentos de aguas arriba y aguas abajo del arroyo (ca. de 10 m y 2 a 1 m, respectivamente) junto con lo irregular vs. regular del lecho en cada uno de ellos.

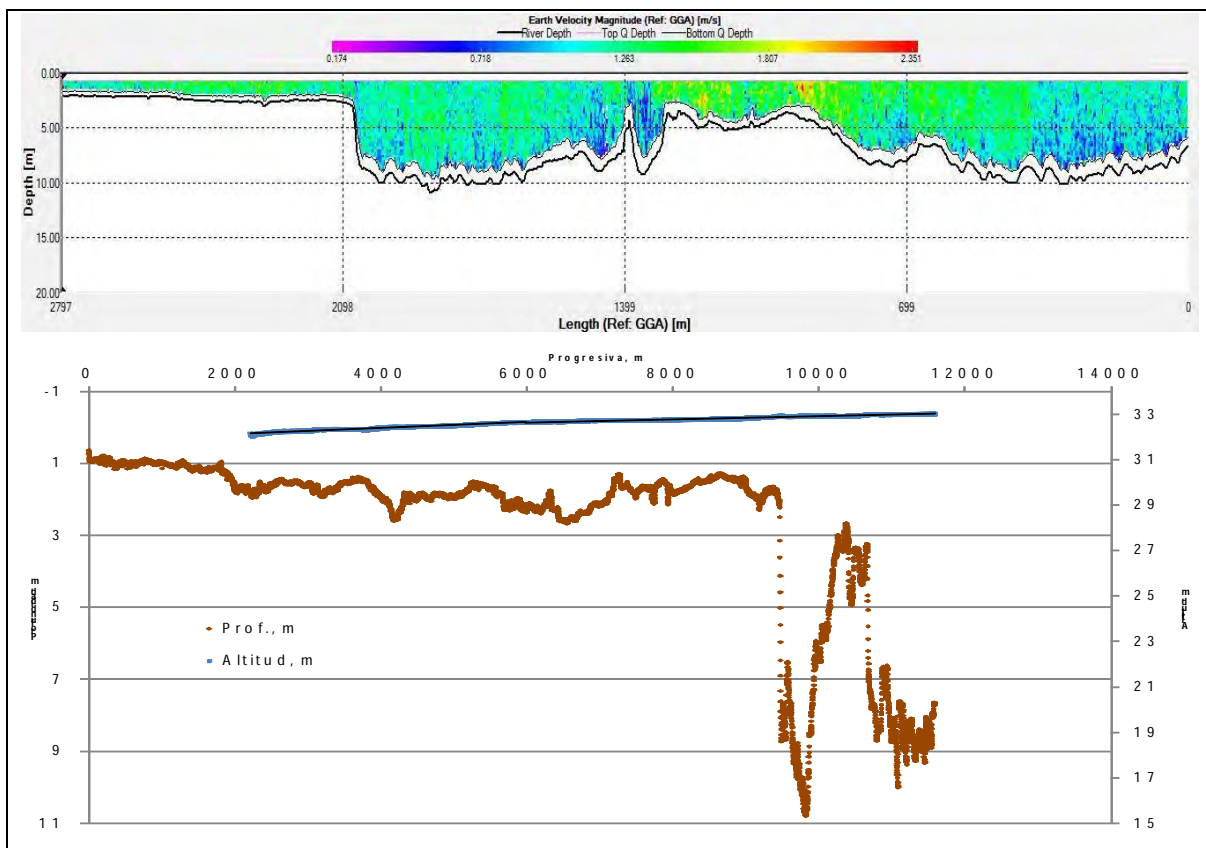


Figura 3.28. Longitudinales en el A° Zanja Brava, desde la boca hacia aguas abajo (i.e., hacia la izquierda). Arriba: velocidades y lecho relevados con Perfilador de Corriente Acústico Doppler (ADCP, según sigla en inglés) en aguas medias altas de Marzo de 2011. Abajo: lecho relevado con ecosonda y superficie del agua con Posicionador Satelital Geodésico Diferencial (DGPS) cinemático a tiempo real (línea azul, con pendiente de ca. 15 cm/km) en aguas bajas de Marzo de 2012.

Por su parte, la Figura 3.29 corresponde a una batimetría del A° Falso Toro desde su origen en el A° Leyes hacia aguas abajo. Se advierte, en la boca del primero, un escalón que lo aísla de recibir el sedimento de fondo del A° Leyes, seguido de una hoya de erosión con profundidades puntuales mayores a las del cauce madre.

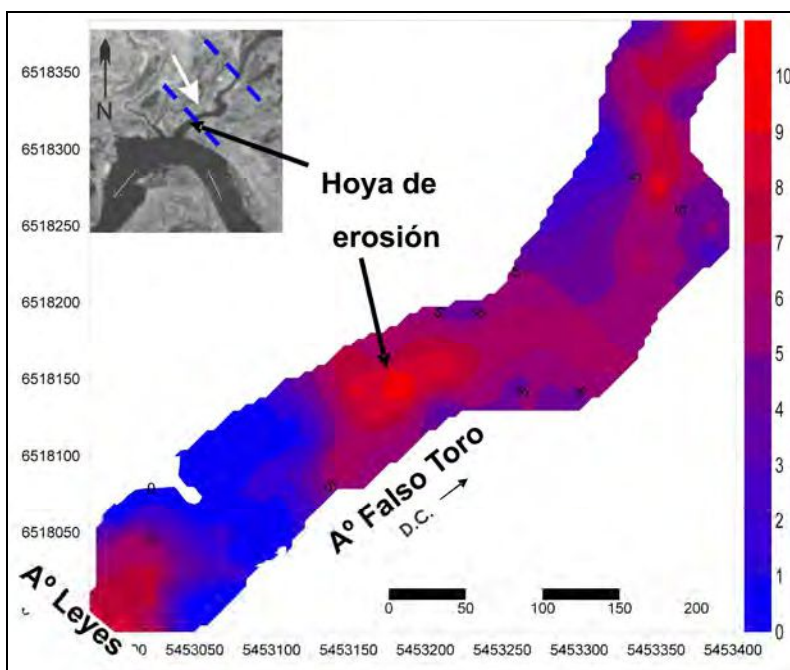


Figura 3.29. Batimetría del A° FalsoToro (escala en m); se identifica la hoya de erosión en su embocadura, precedida de un trecho de baja profundidad (Ramonell et al., 2007).

De acuerdo a los resultados de muestreos del lecho y a la información sobre la estratigrafía del área presentada en el Capítulo 2, las partes someras, de fondo regular, en ambos cauces están controladas por el tope de los sedimentos palustres del Pleistoceno tardío, mientras que las zonas profundas se excavaron en las arenas del “Miembro Laguna Setúbal”.

Así, ambos cursos desarrollaron, desde su nacimiento como clásicos surcos de rotura del albardón de la margen externa de un meandro, hasta la actualidad como principales canales distributarios del delta, sus propias fuentes de provisión de sedimentos

granulares. Con estos iniciaron la rápida construcción de sus lóbulos deltaicos en sucesivas crecidas (Figura 3.25; Foto 3.16 y Foto 3.17).



Foto 3.16. Dos vistas del extremo inferior del lóbulo del A° Zanja Brava (año 2019; en la foto de abajo se muestran los 2,5 km finales hacia ese año).

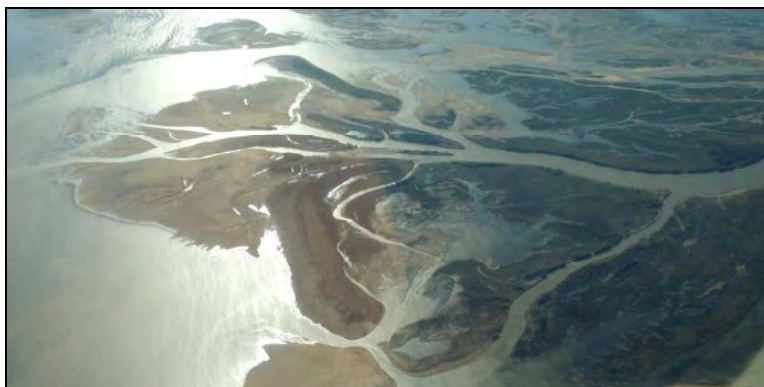


Foto 3.17. Ca. 1,5 km finales del lóbulo deltaico del A° Falso Toro (vuelo de 2019).

Adoptando los métodos de “sustitución” de Schumm & Harvey (2013) para la posdicción, el A° Zanja Brava debió labrar, en su actual segmento de aguas arriba, uno o varios pozos de erosión aislados entre sí en sus comienzos, como los del A° Falso Toro en Figura 3.29.

De esa manera, al atravesar los sedimentos cohesivos del Pleistoceno tardío, el flujo en las crecidas pudo llevar a la superficie de la planicie las arenas del “Miembro Laguna Setúbal” y, de manera extraordinaria, hasta algunas gravas de cuarzo y calcedonia, además de concreciones ferruginosas de ese tamaño (Foto 3.18).



Foto 3.18. Banco de arena (con capas de arena guijosa) en el A° Zanja Brava, a unos 4 km de su embocadura. La concentración de gravas (de 2 cm de tamaño máximo) se ha dado por fenómenos de acorazamiento fluvial. (Foto de L. Pertovt, año 2003).

Lo anterior, potenciado por la cuantía de las pendientes de esta parte del sistema fluvial (ítem 2.2.2) y la energía disponible para la erosión derivada de ello.

En ese sentido, la Figura 3.30 es una “foto instantánea” de la hidráulica de la hoya de erosión del Falso Toro procesada por el autor con la colaboración del Dr. F. Latosinski, que podría explicar su funcionamiento erosivo mediante la enfilación de un flujo descendente hacia su centro (A), y la evacuación del sedimento de su interior tanto por el escurrimiento hacia aguas abajo como por las corrientes ascendentes identificadas en (B).

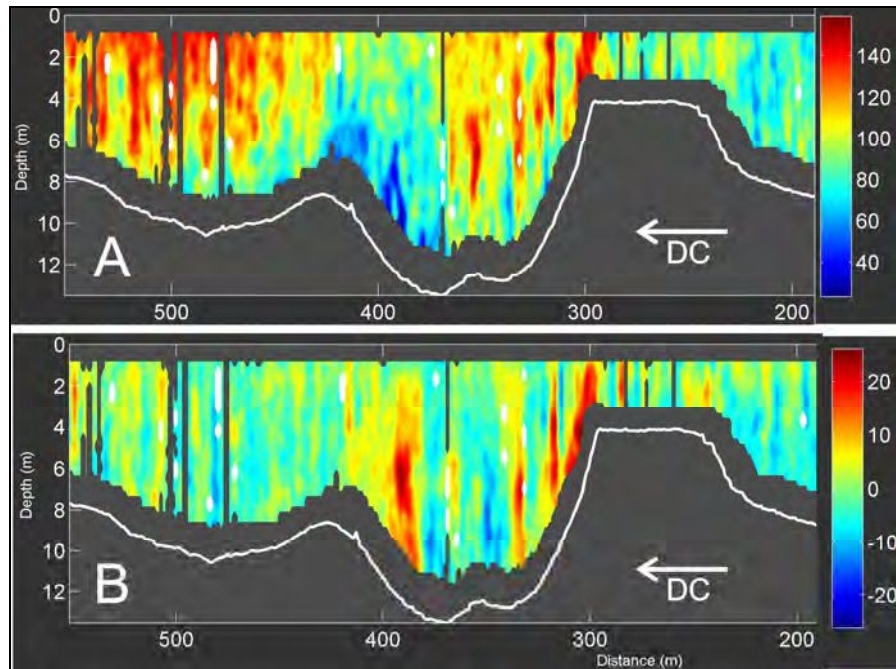


Figura 3.30. Longitudinal relevado con ADCP en la embocadura del A° Falso Toro (partiendo desde margen derecha del A° Leyes), en situación estable de aguas altas de Febrero de 2010 (HhPP: 5,52 m). A: campo de velocidades primarias (en cm/s): adviértase que las mayores velocidades se dirigen al centro de la hoya, de ca. 13 m de profundidad. B: componentes verticales del campo A, con velocidades ascendentes en torno a la hoya (Ramonell et al., 2011a).

Esa es, en cierta forma, una explicación adicional, a la más generalizada de los fenómenos de turbulencia en remolino que también ocurren en pozos fluviales.

La mayor erodabilidad de los sedimentos arenosos vs. los sedimentos finos con cohesión condujo a la formación del perfil del lecho anómalo de Figura 3.28.

En tal sentido, el escalón o resalto que separa ambos segmentos del arroyo es la expresión morfológica de un proceso de “incisión progradante” de este CS, desde aguas arriba hacia aguas abajo ¹⁷.

De aplicar los métodos de “sustitución” en su faz predictiva (tal el espíritu de la “geomorfología ingenieril” de Schumm & Harvey, 2013), el A° Falso Toro debería adquirir un perfil del lecho semejante al del Zanja Brava, a través de la conexión entre sus hoyas de erosión y la eliminación del saliente que lo “aisla” del A° Leyes. Esto podría ser un hecho hoy día, habida cuenta la repetición de crecidas ocurrida en la última década.

Las etapas de formación de un CS divergente a partir de otro curso como los descritos en el complejo lagunar-deltaico El Capón-Leyes-Setúbal aparecen esquematizados en el modelo de Figura 3.31.

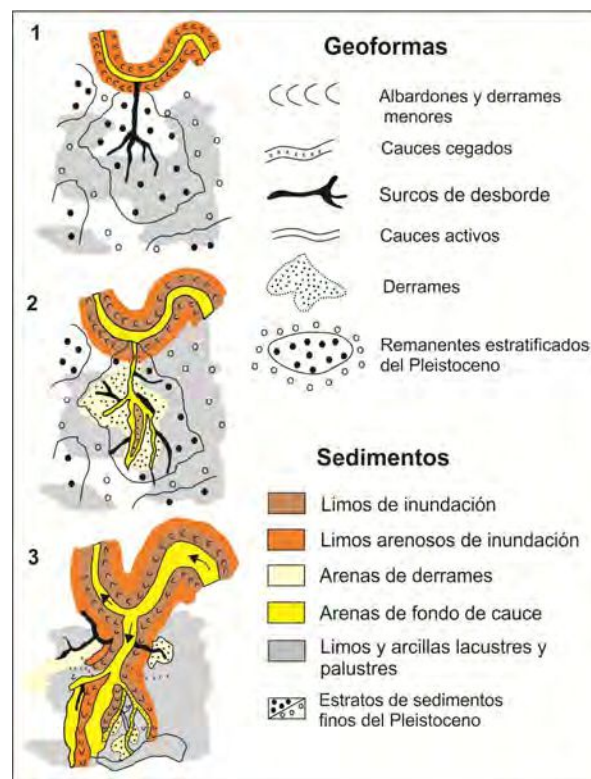


Figura 3.31. Evolución de geformas y depósitos en un CS distributivo desde su origen como surco de desborde por rotura de albardón, hasta su conversión en cauce inciso en la planicie.

¹⁷ Las comillas sólo enfatizan la cualidad del proceso que se presume en curso.

Ese es un modelo evolutivo sencillo, afín al de las avulsiones descritas en parte de los trabajos y manual de geomorfología citados al final de 3.3.2.a.

Se lo ha incluido aquí porque en él se destacan las particularidades del complejo lagunar-deltaico, en el que coexisten sedimentos antiguos y modernos a la vez, representados con círculos pequeños y colores, respectivamente.

De ese modo el modelo pretende ilustrar cómo se relacionan lateral y verticalmente sedimentos de diferentes edades y ambientes/facies sedimentarias, a saber: del Pleistoceno vs. modernos, por un lado; y, entre los modernos, los definitivamente fluviales de cauce e inundación, más los del borde lagunar somero (devenido en bañado o pantano en los períodos prolongados de aguas bajas).

Por su parte, la Figura 3.32 contiene el esquema de desarrollo del lóbulo deltaico del A° Zanja Brava en cualquier parte de su segmento inferior más playo (i.e., aguas abajo del escalón de Figura 3.28), donde el lecho está formado por capas de los sedimentos palustres del Pleistoceno tardío, cubiertas con mayor o menor continuidad por parches de arenas en transporte.

El modelo muestra varias geoformas originadas en la progradación deltaica, y trata de reproducir las que llegan a ser colonizadas por vegetación, tal como se las identifica en campo y vistas aéreas.

El esquema es más restrictivo que el de Figura 3.31, en cuanto ilustra la condición del A° Zanja Brava, con más presencia de sedimentos antiguos en superficie que en el caso del A° Falso Toro, cuyo lóbulo deltaico es más convencional.

En ese aspecto, también son estándar los lóbulos formados por los arroyos El Pando y Correntoso (con morfología predominante de delta digitado el último, menos en su área terminal), mientras que la parte del delta formada por el A° Potrero (Figura 3.25) se asimila a la del Zanja Brava.

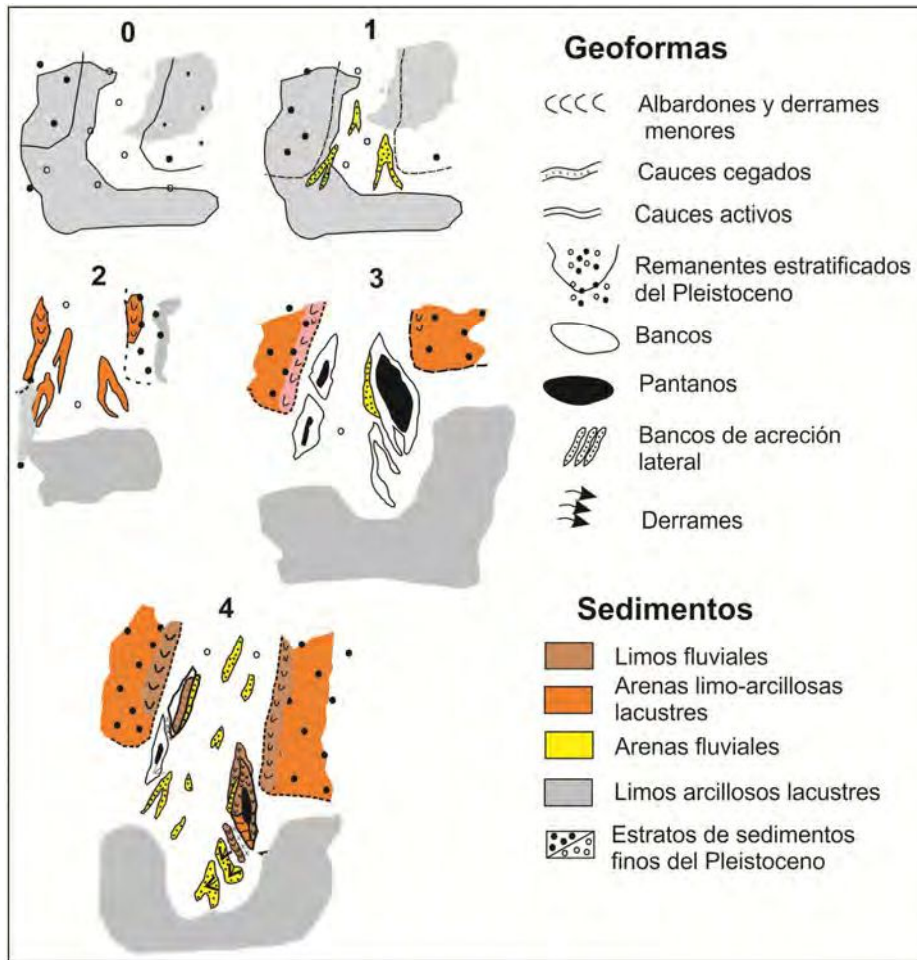


Figura 3.32. Esquema de evolución en planta del segmento inferior del lóbulo deltaico del A° Zanja Brava (estadios 1 – 4). Los sedimentos finos lagunares (gris) se muestran así por diseño del dibujo, y pueden cubrir más área; las arenas pélticas lagunares representan la redistribución por oleaje, etc., de los sedimentos finos y gruesos aportados por el cauce.

El A° El Ramblón también construyó un lóbulo deltaico digitado desde su aparición en fecha imprecisa hace ca. un siglo o más. El cauce quedó inactivo hace ca. 20 años por el cierre de su embocadura, y se reactivó en la crecida de 2016 capturando y reavivando, a la vez, a un segmento largo de otro cauce deltaico abandonado tiempo antes.

Ese área del delta en torno al A° El Ramblón mantiene su funcionalidad original de delta digitado (Foto 3.19).



Foto 3.19. Parte del delta del A° Leyes en el área de influencia del A° El Ramblón, que aparece contenido por sus albardones en el centro de la toma (el ancho del cauce es de unos 20 m).

Rasgos como los descritos se han observado puntualmente en otros sitios de la planicie donde se reconocieron sedimentos cohesivos antiguos, o sedimentos cohesivos de antigüedad indeterminada, en general, que asientan sobre el “manto” arenoso del subsuelo.

El A° El Malo, un CS con origen en la margen cóncava de un meandro del río San Javier aguas abajo de Cayastá (Anexo A), ha desarrollado hoyas de erosión profundas en su embocadura y en las de sus riachos divergentes, que luego se anastomosan más aguas abajo.

Las hoyas alimentan derrames de arena a nivel de la planicie durante los desbordes y a trenes discontinuos de dunas como formas de fondo en sus lechos (Figura 3.33).

Los derrames deltaicos son raros (no inexistentes) en los riachos originados desde el A° El Malo, posiblemente por sus interconexiones como sistema anastomosado que garantiza la continuidad del transporte de arenas de manera encauzada.

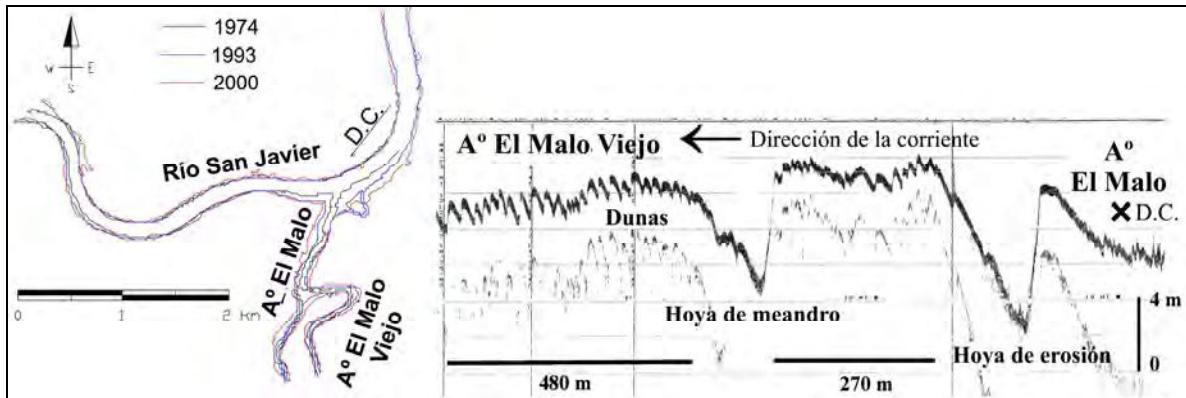


Figura 3.33. Izquierda: incrementos en el ancho del A° El Malo por las grandes crecidas de fines del siglo XX. Derecha: longitudinal del lecho a través de un cauce adventicio (A° El Malo Viejo).

En los cursos divergentes de margen izquierda del río Coronda al S del Canal de Acceso a Santa Fe también se describieron (y caracterizaron hidráulicamente) profundos pozos de erosión en sus embocaduras, más otros encadenados en los riachos que alimentan aguas abajo (Bletter et al., 2014, 2016; Espínola et al., 2014; Paira, 2017).

Desde esa zona hasta la laguna Coronda en el S, los CS divergentes de este río mantienen sistemas anastomosados de riachos más o menos estrechos como los del A° El Malo (Foto 3.20).

Esos riachos sí generan morfologías deltaicas al alcanzar las lagunas del área, parte de las cuales se ubica en el eje deprimido de planicie descrito en Tabla 2.2, a unos 6 km al E del río Coronda.

A grandes rasgos, los CS divergentes del Coronda comparten con el A° Zanja Brava y Falso Toro, el atributo de poseer una parte superior erosiva y otra inferior deposicional.

Los frentes de avance de los derrames deltaicos llegan a ubicarse a más de 10 km de distancia de las bocas que salen del Coronda, una longitud que el A° Zanja Brava ha superado ampliamente desde que apareciera como surco de desborde hace cinco décadas.



Foto 3.20. Riachos anastomosados originados en CS distributarios del río Coronda (visible arriba a la izquierda, donde tiene un ancho de ca. 160 m). La mayoría de estos CS divergen desde las concavidades de meandros y curvas suaves del cauce madre.

Hasta aquí lo relativo al conocimiento sobre estas geoformas y propiedades morfodinámicas actuales, de competencia regional.

Como se expusiera al final de 2.3.3, el autor vinculó el origen de la laguna Setúbal al crecimiento hacia el oeste del Rcho. Santa Fe y de sus albardones asociados, que terminaron cuasi-endicando las aguas que alimentaban este bajío para transformarlo en laguna permanente de la planicie actual (Ramonell, 2005).

En ese trabajo identificó al riacho y a las morfologías de su entorno como representantes de un estadio evolutivo terminal de un delta de más de 40 km² de extensión, inactivo como tal y construido por el sistema fluvial desde el E hacia el O en el pasado precolombino.

Los fundamentos de esas propuestas descansan en la interpretación del autor de la sedimentología de superficie y subsuelo somero del entorno del riacho, así como de las

paleoformas y formas inactivas visibles en imágenes aéreas (e.g., v. foto aérea de 1974 en Figura D.14, Anexo D) y en Foto 3.21.



Foto 3.21. Paleocauce distributivo con origen en el Rcho. Santa Fe, que progradó formando albardones en lagunas al S de ese CS hasta cegarse. El ancho del paleocauce es de unos 30 m.

Esas morfologías (como las de los arroyos Saladillo 1° y 2° de Figura D.14 / Figura D.13 del Anexo D), permiten asociar el área del riacho con un (paleo) delta digitado, como el que mantiene el A° El Ramblón en el delta del A° Leyes.

Este tipo de análisis requiere de una cantidad de observaciones de gabinete y campo que es incompatible extender a otras áreas del tramo de acuerdo a los objetivos de esta tesis.

Sin embargo, la oportunidad de plantearlo es para que sirva de ventana a nuevas investigaciones sobre la génesis de algunas unidades geomorfológicas de este sistema fluvial.

3.4. Unidades Geomorfológicas de la Planicie Aluvial

3.4.1. La Cartografía Geomorfológica de la Planicie

Pocos autores desarrollaron cartografía geomorfológica en el tramo medio, a cualquier nivel de detalle.

Para extensiones considerables de la planicie la precedencia le corresponde sin dudas a Iriondo (1972), que reconoció entre Helvecia y San Nicolás (km 719 a 352 de la ruta troncal) cuatro unidades geomorfológicas a las que denominó “llanura de bancos”, “llanura de meandros”, “llanura de avenamiento impedido” y “derrames”.

En su trabajo pionero el autor destacó que las planicies “de bancos” y “de meandros” son el resultado de la dinámica de divagación y unión lateral de bancos centrales y laterales, y de espiras, en los cursos más importantes del sistema (CP y CS de mayor ancho y longitud de la planicie, e.g., ríos San Javier, Colastiné y partes del río Coronda).

A su vez, la planicie “de avenamiento impedido” sería modelada en las inundaciones fluviales, por la acreción vertical de materiales finos.

En esa línea Iriondo (1972) equiparó la unidad geomorfológica “de avenamiento impedido” con una sedimentaria (la de “depósitos de inundación”), reuniendo a las otras dos en sus “depósitos de cauce”, formados por arena casi exclusivamente.

En la última clase incluyó a los “derrames”, con la que identificó al delta del A° Leyes más áreas retrabajadas por el oleaje y fluctuación de niveles de la laguna Setúbal del campo de dunas longitudinales descrito en 2.3.2 (e.g., Figura 2.27).

Las tres primeras unidades fueron claves en las caracterizaciones y mapeos posteriores de Iriondo (e.g., 1988, 2004, 2007). En el último trabajo (Iriondo, 2007) el área cartografiada comprende a la planicie aluvial y unidades antiguas de su entorno entre los km 1240 a ca. km 533.

Ese mapa tiene variaciones en la clasificación de áreas respecto del original donde se solapan, e introduce, además, dos nuevas clases al mapeo: las “terrazas” fluviales y los “deltas de tributarios”.

La última unidad reemplaza partes de la “llanura de avenamiento impedido” en extensiones considerables y se diferenció desde bases interpretativas al momento de presentarla.

En otras palabras, Iriondo (2007) menciona áreas que adjudica a supuestos deltas formados por cursos tributarios del tramo (con cabeceras en las llanuras del O, en su mayoría), sin dar pruebas concretas de su existencia.

Ese y otros desacuerdos del autor de esta tesis para con el mapa de 2007 y su caracterización, influyeron para iniciar la confección del que se presenta en el subítem siguiente, que cubre la planicie aluvial completa dentro de los límites de Figura 1.1.

Lo último fue un estímulo más que adicional para el autor ya que ha constatado, en el marco de trabajos interdisciplinarios, la importancia que tiene para colegas formados en otras disciplinas el contar con un mapa de la especialidad que abarque la totalidad del tramo.

En ese contexto, el incentivo final fue el de ofrecer un mapa geomorfológico que sume los nuevos conocimientos de este sistema, sea propios o hechos en co-autoría en los tiempos de esta tesis, y los generados en estudios extensivos e intensivos del tramo, tales como los de Pereira (2016) y Paira (2017).

3.4.2. Mapa de Unidades Geomorfológicas del río Paraná en su Tramo Medio

El “Mapa de Unidades Geomorfológicas del río Paraná en su tramo medio” se ha incluido en la “Figura 3.34” sólo por motivos de edición, dividido en 10 láminas que repiten zonas comunes en sus extremos para comodidad visual del lector.

Allí se identificaron nueve unidades generadas por el río Paraná en lo que es su planicie aluvial, denominadas como sigue: 1) Islas del Cauce Principal (CP); 2) Albardones y Derrames del CP; 3) Espiras de Meandro y AIC; 4) Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado; 5) Planicie Multilagunar; 6) Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado; 7) Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo; 8) Grandes Lagunas; y 9) Islas y Espiras de Meandro Disipadas.

El mapa contiene otras unidades que yacen dentro de los límites de la planicie cuyos atributos geomorfológicos no derivan de la morfodinámica actual del tramo, aún cuando son afectadas por inundaciones ordinarias o sólo por las de alto tiempo de recurrencia (e.g., 1982-'83, 1998). En cada caso, ellas son, respectivamente: 10) Planicies de Tributarios; y 11) Terrazas y Otros Remanentes Interiores Sobre-elevados.

Como se explicitó en la metodología de 3.2, la distinción de las unidades se hizo por visualización directa de elementos geomorfológicos en fotos aéreas e imágenes satelitales, con control discontinuo de campo.

Para denominarlas se adoptó el nombre del elemento o el de la asociación de elementos sobresaliente en cada unidad, fuera del más genérico de la unidad "Terrazas y Otros Remanentes..." que no es central en esta tesis.

En tal sentido, la nomenclatura de las unidades es coherente en reflejar las propiedades de cada una, verificables en forma simple con criterios dentro de la especialidad.

No todas las unidades del mapa tienen igual jerarquía taxonómica; un par de ellas puede considerarse una subunidad dentro de otro par, como se menciona al describirlas. Esto forma parte del continuo de rasgos que existe en la naturaleza vs. lo que se pretende resaltar, lo cual no es el eje de este ítem.

El mapeo definitivo se hizo sobre imágenes LandSat 5 de aguas bajas de Enero de 2009 (HhPC: 3,06 m; HhPP: 1,88 m). De ahí se evaluaron las áreas que corresponden a todas las unidades cartografiadas, siendo la aclaración particularmente válida en la determinación de la superficie de la unidad Grandes Lagunas (Tabla 3.9).

Igualmente, cabe consignar que en algunas partes los límites delineados son aproximados: existe, en porciones del tramo, una interpenetración de unidades tal que es imposible de salvar a la escala presentada o aún a otra de más detalle.

Ello, como consecuencia de que hay elementos geomorfológicos comunes entre las unidades, por un lado, y a la tendencia a la dispersión o diseminación espacial que tienen algunos procesos fluviales, en especial los de desborde.

A fin de que el lector pueda ubicar de manera sencilla una zona de interés determinada, se incluyó la traza del cauce principal y la de algunos brazos conexos al mismo, extraída del catálogo de objetos geográficos del IGN en formato "shapefile" (disponible en: <https://www.ign.gov.ar/NuestrasActividades/InformacionGeoespacial/CapasSIG>).

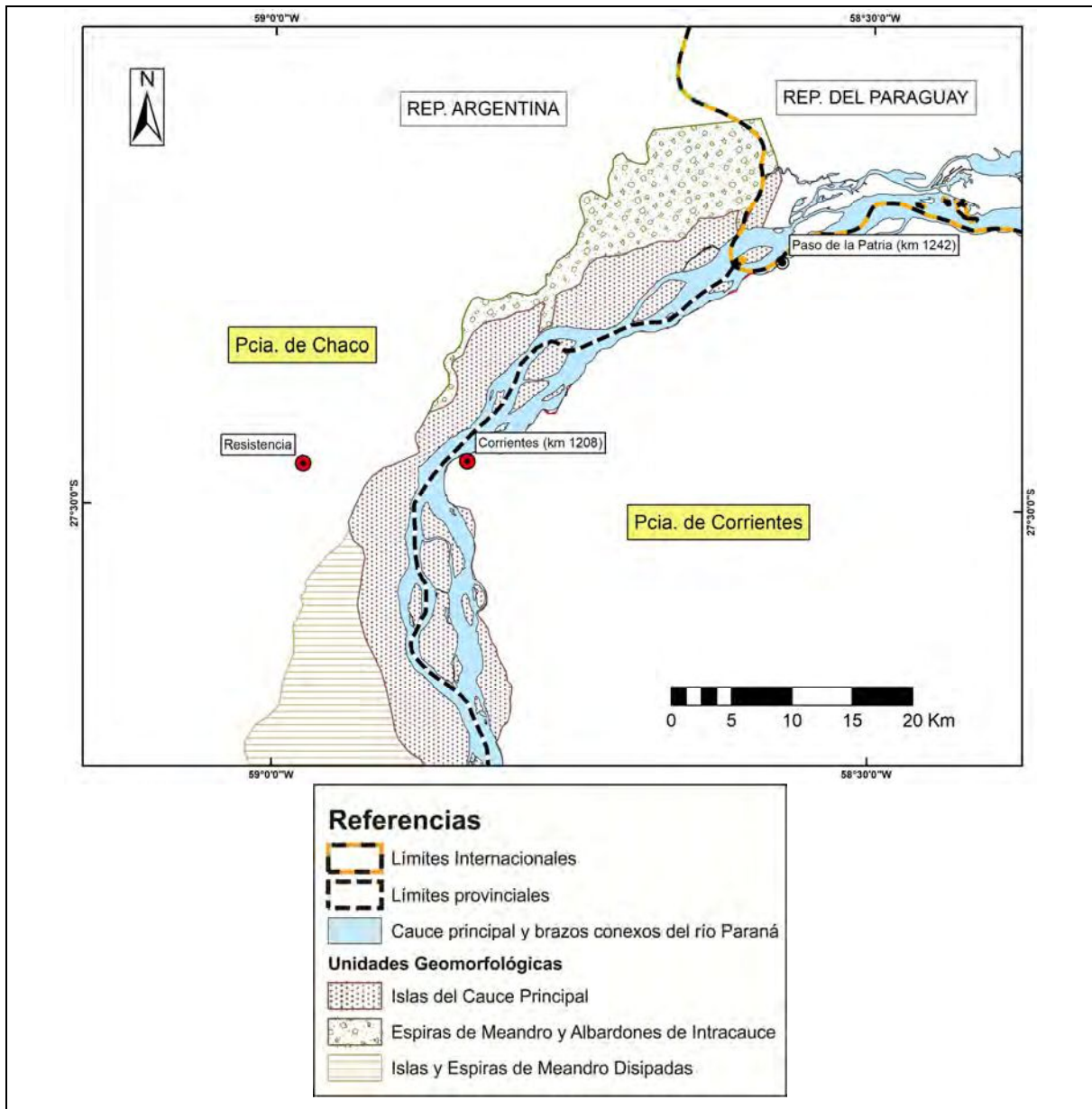
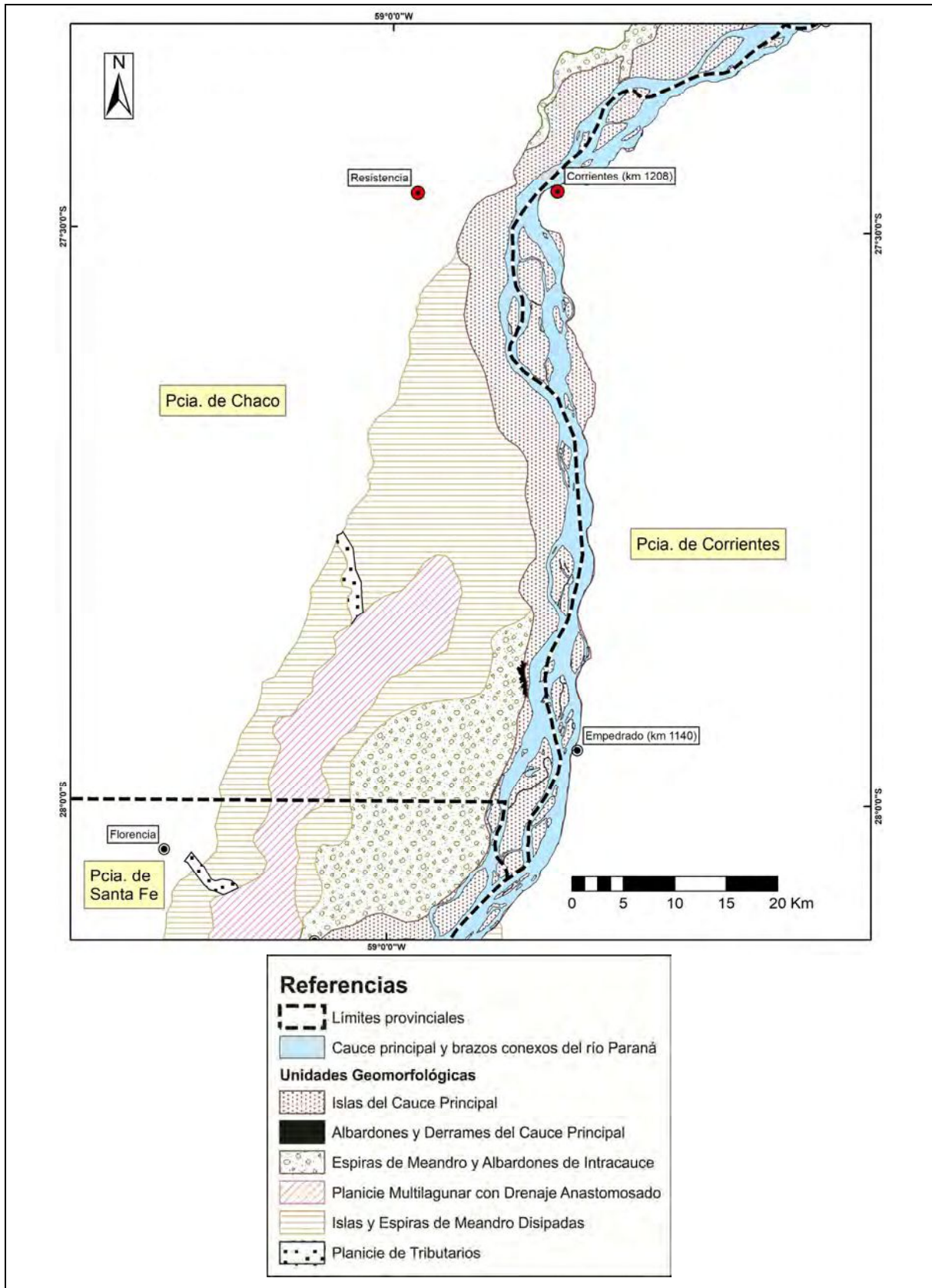
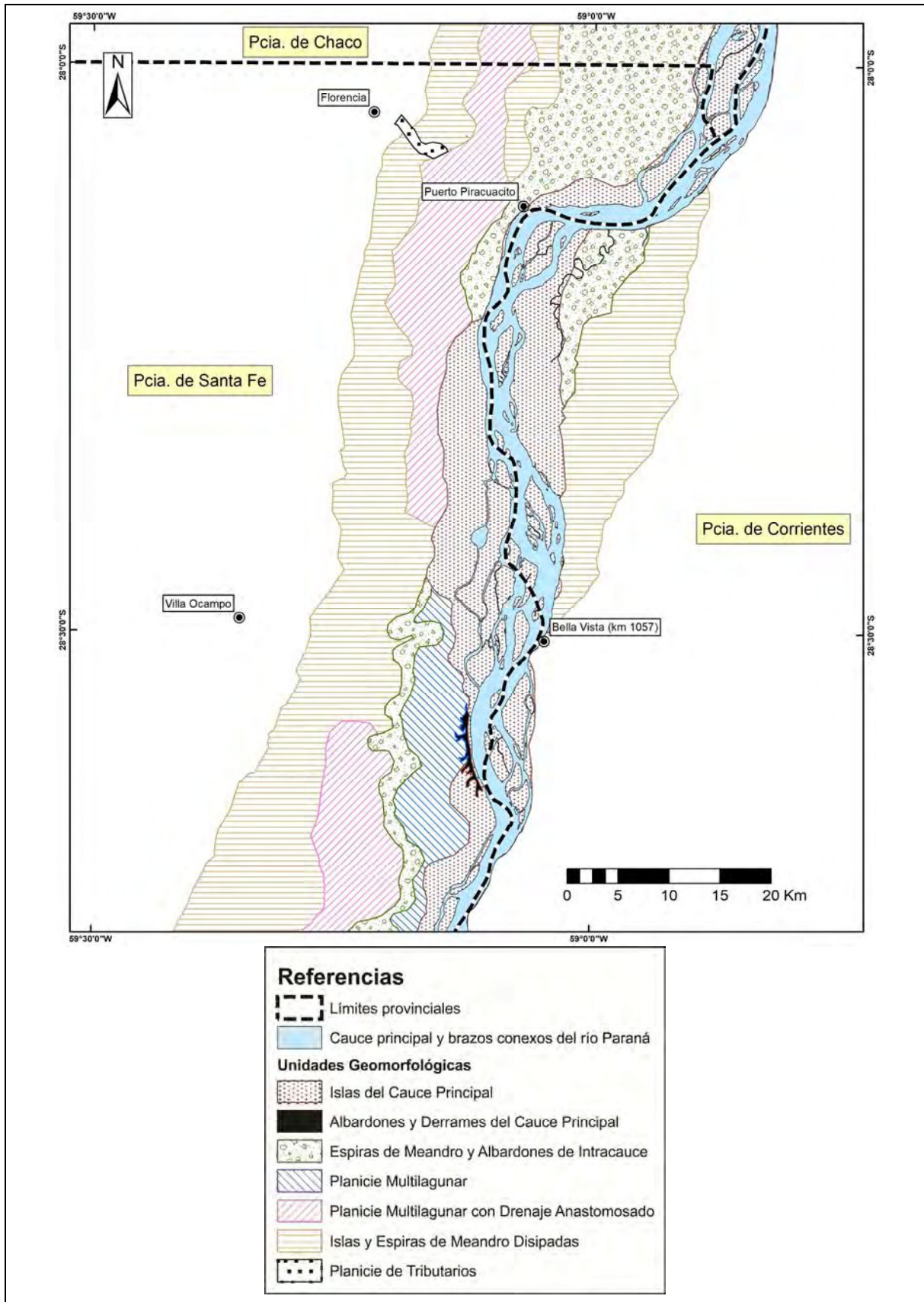
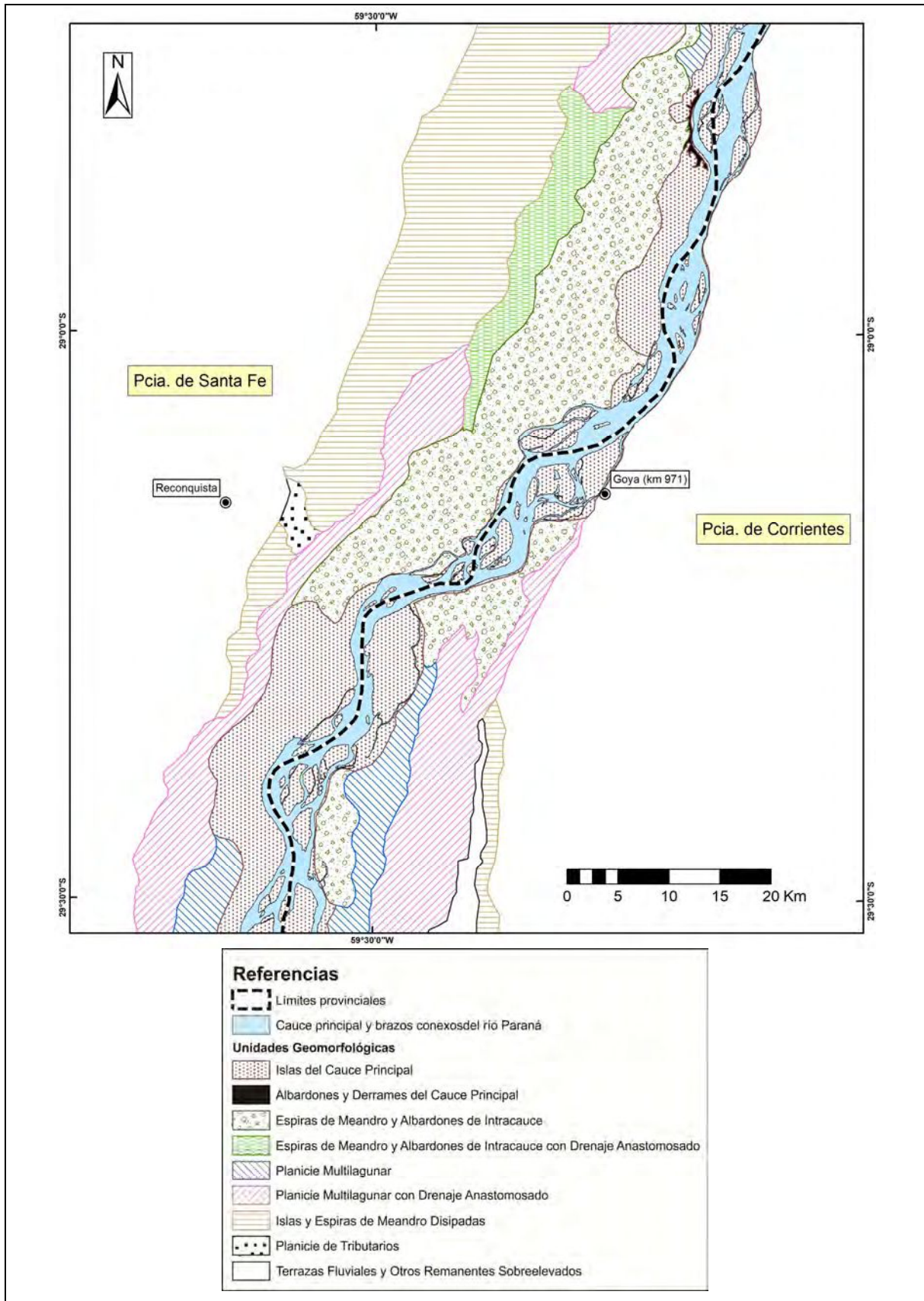
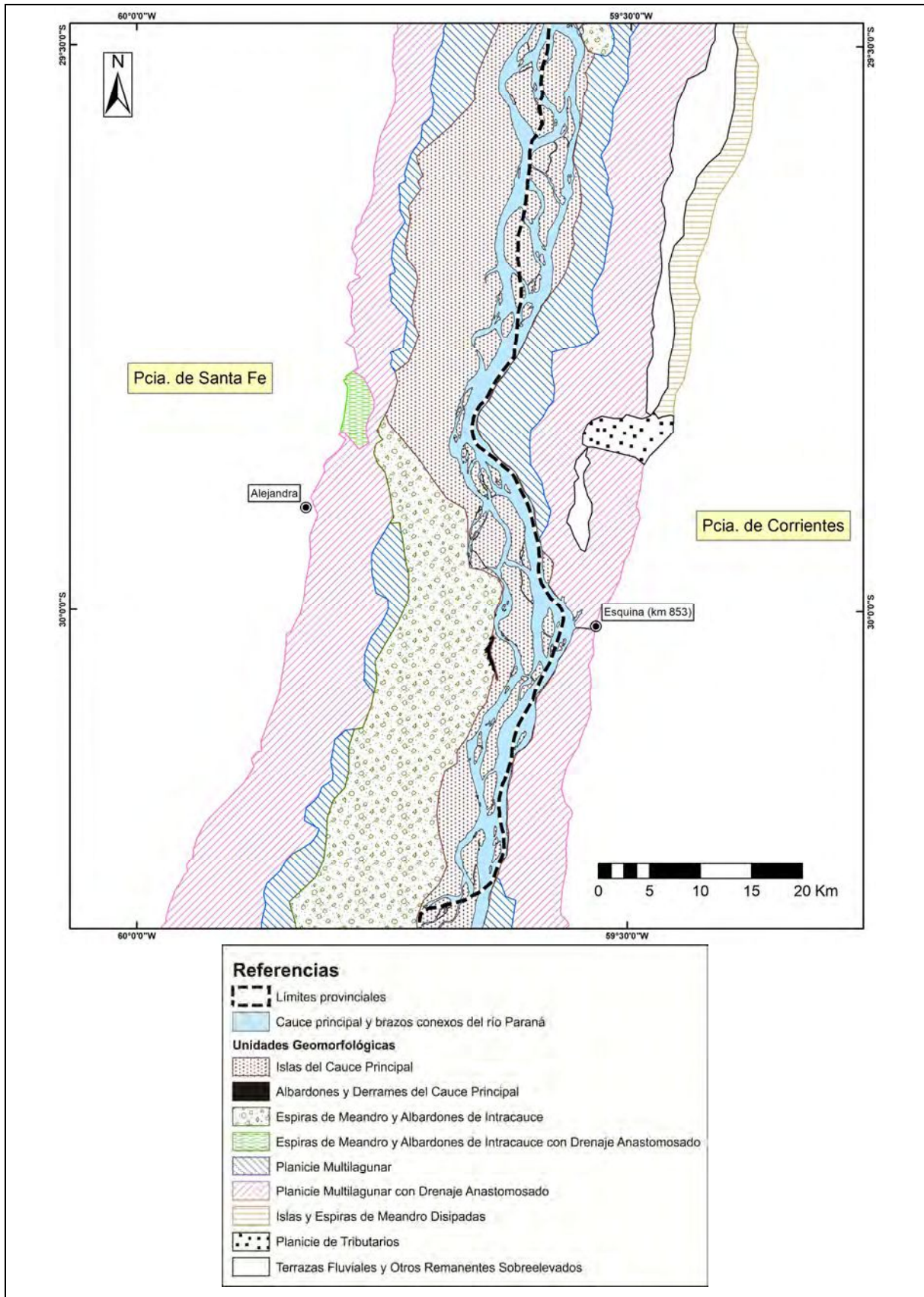


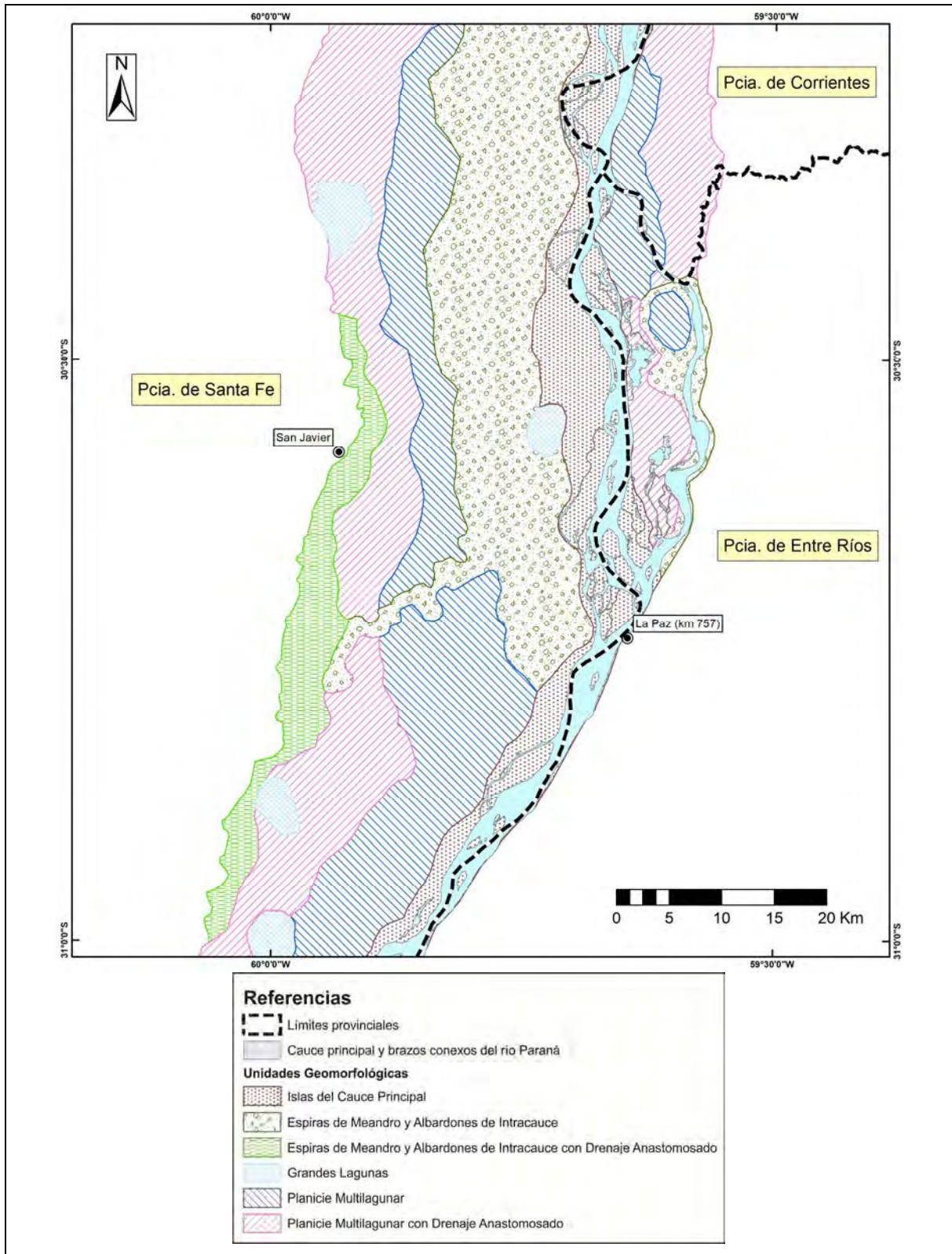
Figura 3.34. Mapa de Unidades Geomorfológicas del río Paraná en su tramo medio (continúa aguas abajo en 9 páginas siguientes).

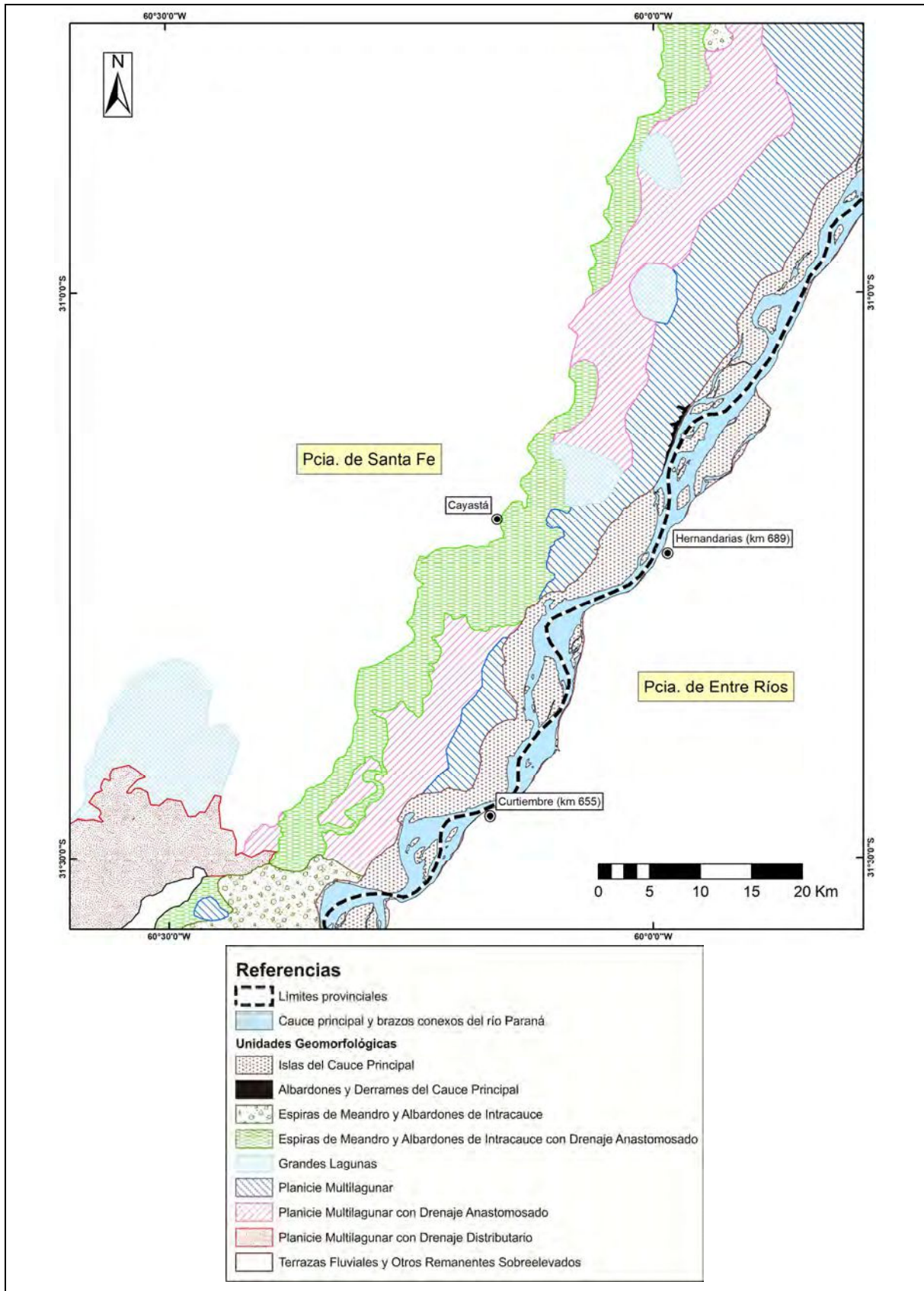


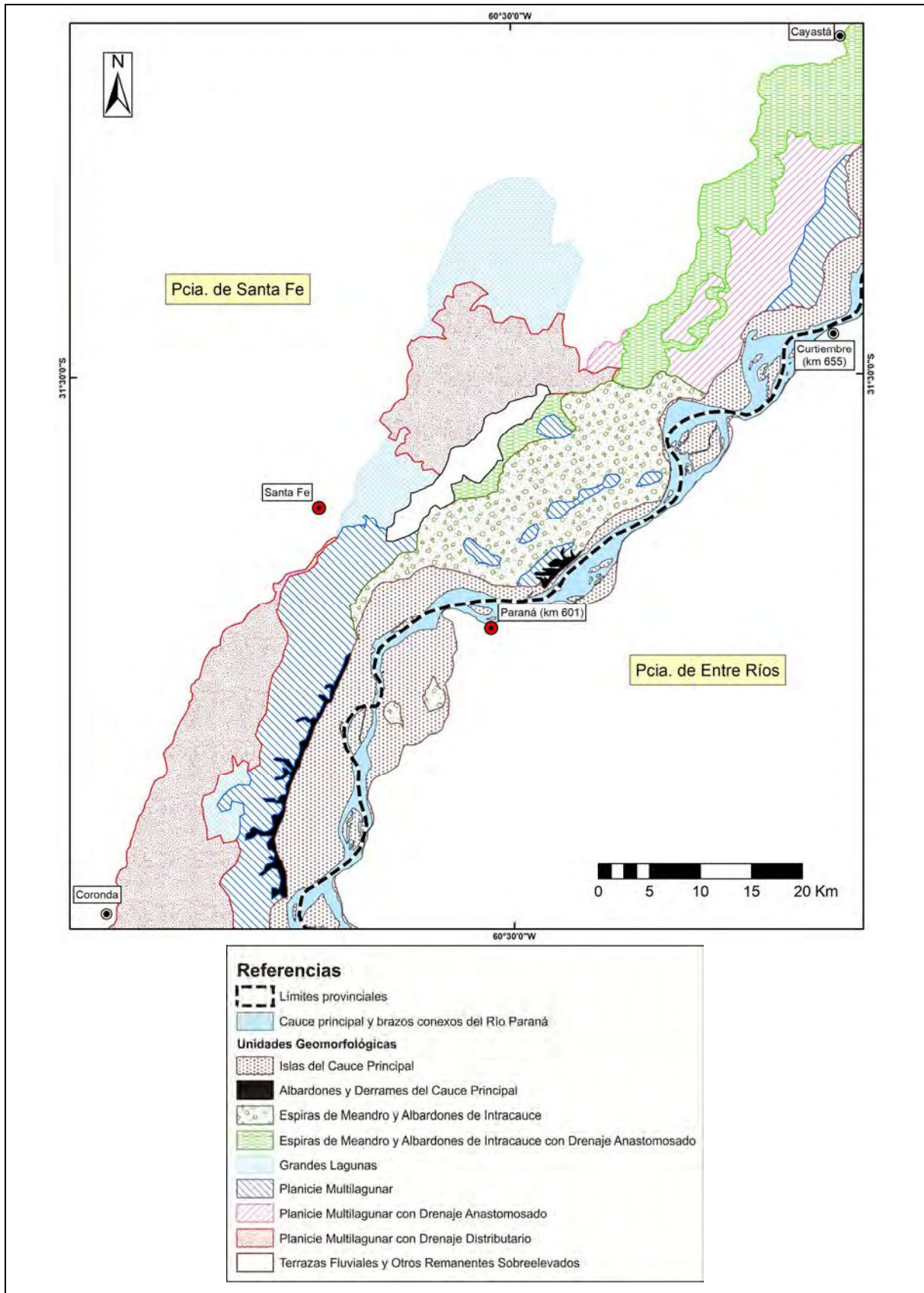


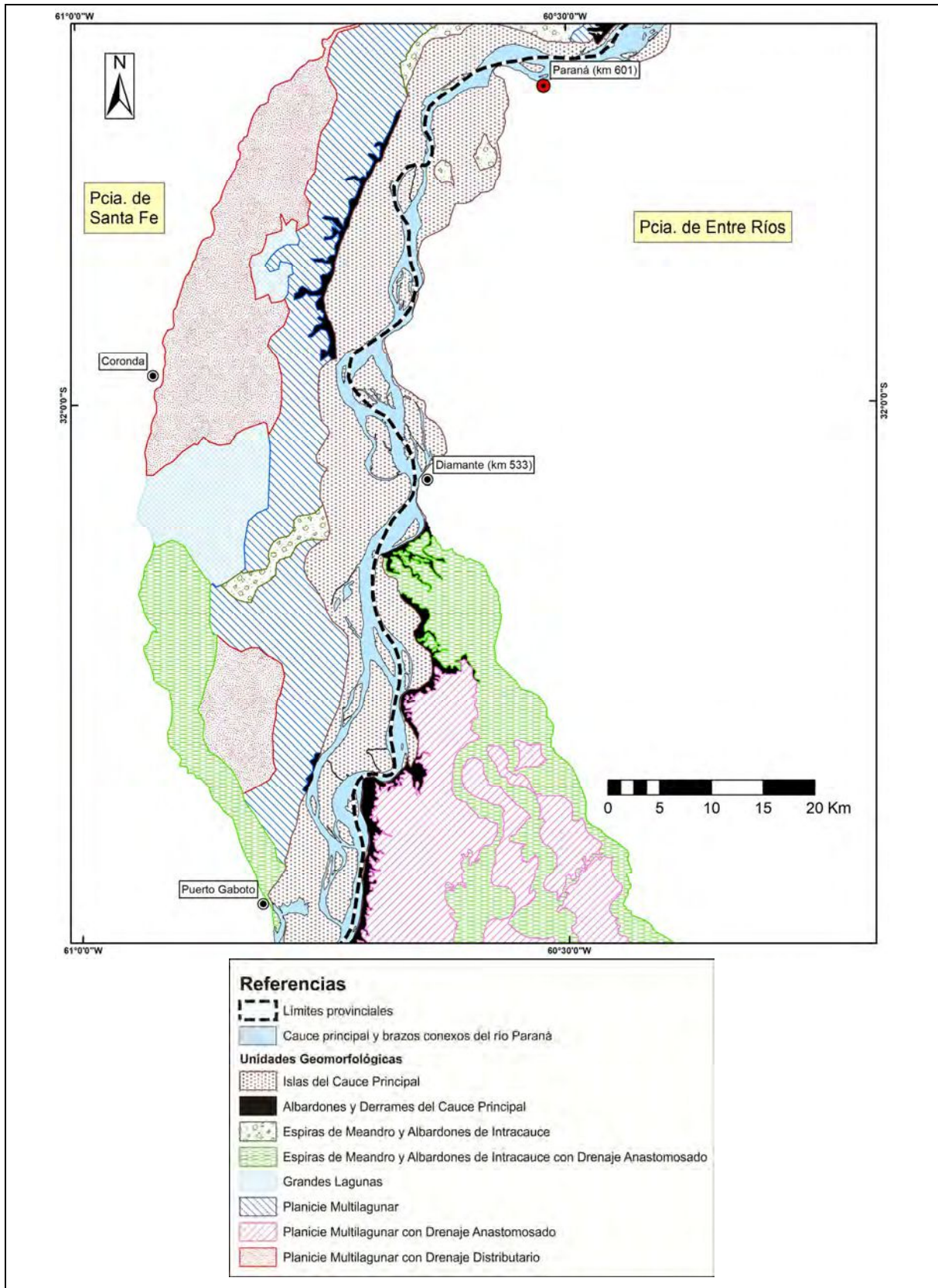












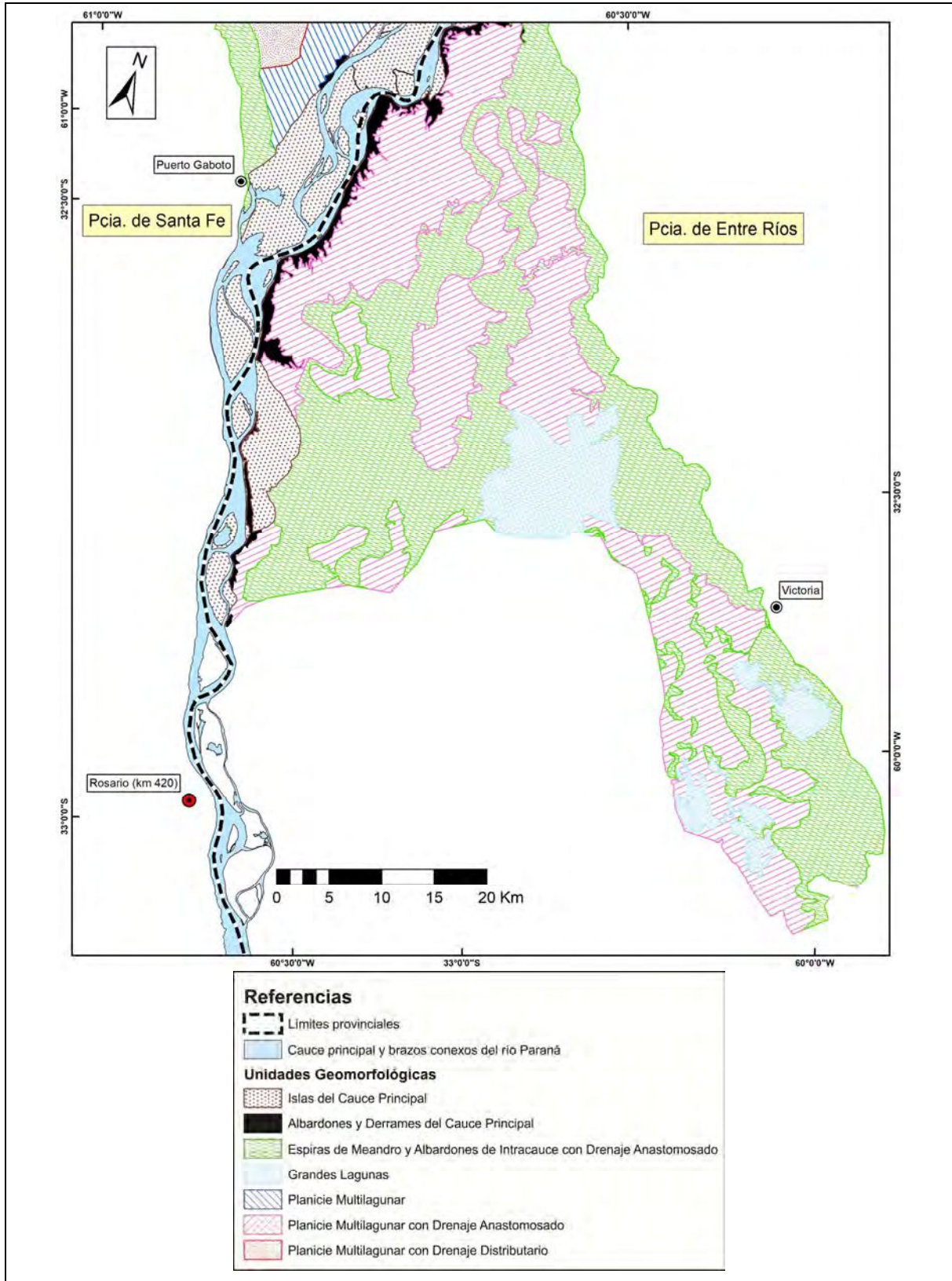


Tabla 3.9. Extensión areal (en km²) de las unidades geomorfológicas de la planicie aluvial en el tramo medio (Figura 3.34).

Unidad Geomorfológica	Superficie (km²)
Islas del Cauce Principal	4830
Albardones y Derrames del Cauce Principal	105
Espiras de Meandro y AIC	2635
Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado	1700
Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo	590
Planicie Multilagunar	1880
Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado	3715
Grandes Lagunas	610
Planicies de Tributarios	60
Islas y Espiras de Meandro Disipadas	2055
Total	18180

Como se lee en la Tabla 3.9, la superficie de planicie afectada cada 2 o 3 años, término medio, por las inundaciones ordinarias del río suma unos 18.180 km².

Por fuera están los 185 km² que corresponden a las Terrazas y Otros Remanentes Interiores Sobre-elevados, que permanecen emergidos como islas en esos eventos.

En lo que sigue se caracteriza a cada unidad, con referencias a contenidos de esta tesis y de estudios previos.

3.4.2.a. Islas del cauce principal (CP)

Consecuente con su elemento generador, esta unidad geomorfológica es la única del tramo medio que se desarrolla de manera ininterrumpida desde la confluencia con el río Paraguay hasta aguas abajo.

La unidad fue modelada por la dinámica de divagación, acreción lateral y formación de islas del CP, mediante las formas de deriva continua y discontinua de su thalweg descritas por Ramonell et al. (2000, 2002).

Tanto la traza del thalweg como sus modos de migración suelen ser meandriformes (de baja sinuosidad) dentro del lecho del río en partes del tramo, donde se lo reconoce como una faja más profunda de ca. 200 a 500 m de anchura.

En otros tramos el fondo del cauce posee una organización en bancos más afín a la de río entrelazado, aunque ajena a la inestabilidad morfológica típica del lecho que tiene ese patrón de cauce, además de presentar la faja del thalweg definido.

Lo que ocurre es que las geoformas más conspicuas del CP son las islas (vegetadas), que superan en número a los bancos de arena (libres de vegetación) en cualquier segmento del tramo. De ahí su clasificación como “anabanching” por Latrubesse (2008).

En función de la revisión y propuesta de Carling et al. (2013) y atendiendo a las particularidades de su thalweg, el CP es un cauce múltiple o “anabanching” tal como lo indicara Latrubesse y, en esa categoría, un *entrelazado de islas con thalweg sinuoso a meandriforme* de acuerdo al esquema de aquellos autores.

Los bancos de arena tienen más importancia como formas subacuáticas (Pereira et al., 2010) y son el núcleo de las sedimentaciones desde el cual evolucionan las islas.

La dimensión de los cambios morfológicos en planta asociados a la dinámica del CP es espectacular, con tasas de erosión de margen que llegan a superar, en sitios puntuales, los 100 m/año como promedios interanuales (Ramonell et al., 2000).

Los recrecimientos de la margen por sedimentación pueden ser más del doble que la tasa anterior (Drago, 1977).

La Figura 3.35 ilustra sobre las magnitudes involucradas en cambios morfológicos del CP en distintos tiempos desde mediados del siglo XIX hasta nuestros días.

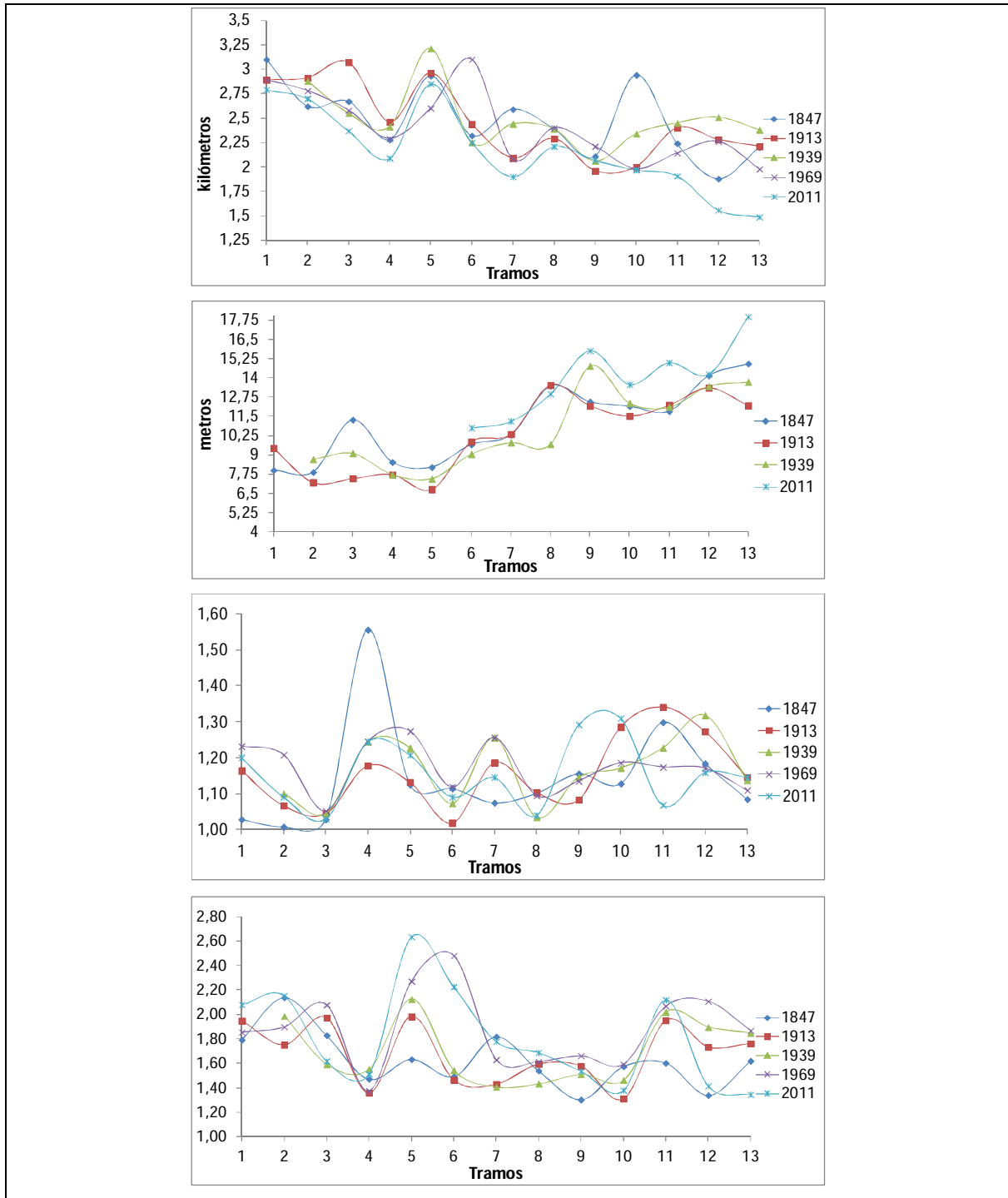


Figura 3.35.a. De arriba a abajo, cambios en: ancho efectivo medio del cauce, profundidad media y sinuosidad del thalweg, y parámetro de entrelazamiento del CP entre 1847 y 2011; los tramos se muestran en Figura 3.35.b (Sobrero et al., 2014).

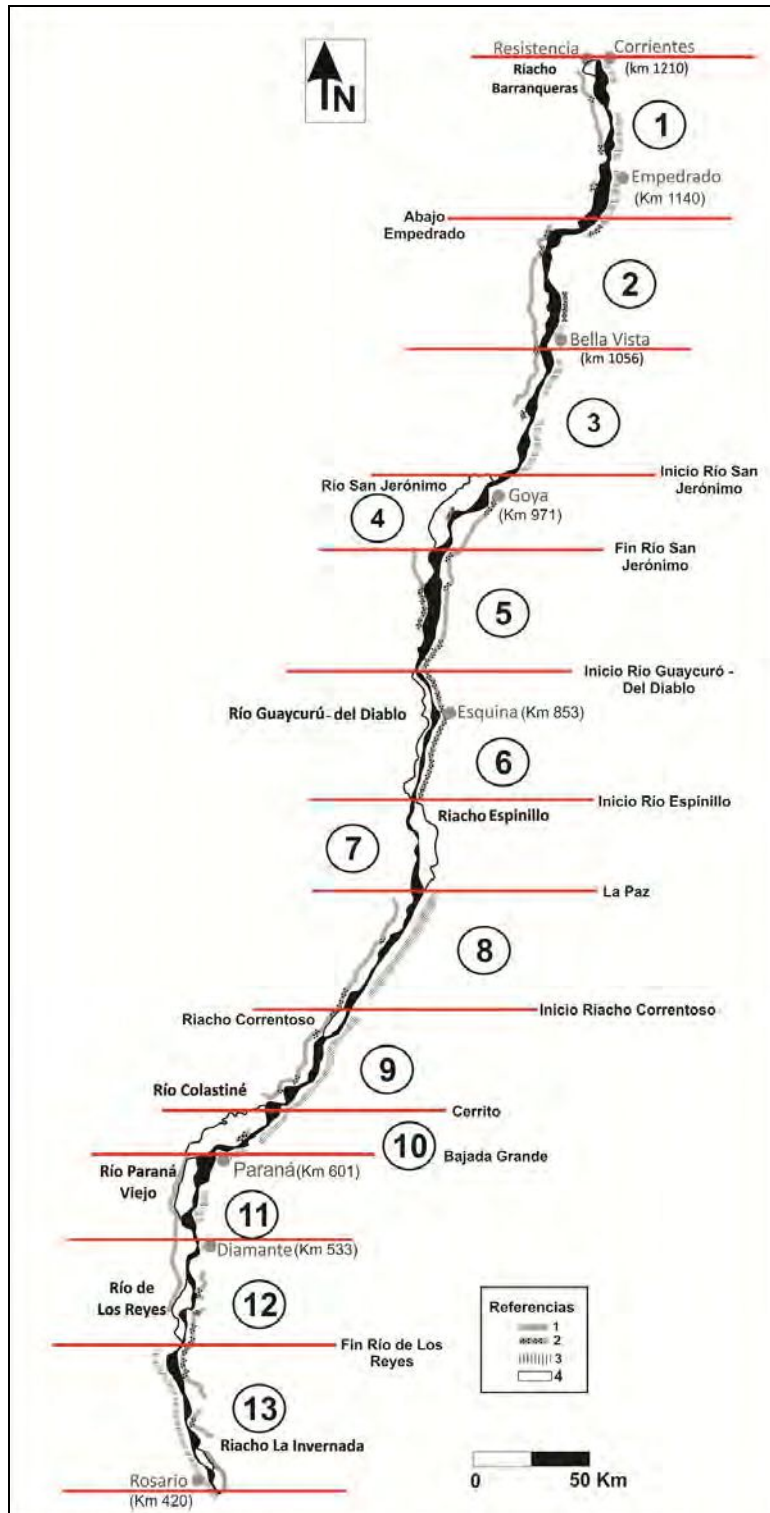


Figura 3.35.b. Segmentos del CP evaluados por Sobrero et al. (2014). 1-4: tipo de material de las márgenes (1: aluvio cohesivo distante de la margen actual del CP; 2: idem anterior, en la margen actual; 3: unidades geológicas antiguas resistentes; 4: sedimento aluvial friable).

En cuanto a evaluaciones geomorfológicas, el trabajo desarrollado por Pereira (2016) es el más exhaustivo y profundo de los realizados hasta la actualidad, e incluye aspectos sedimentológicos de detalle de la unidad.

Pereira (2016) concluyó en que todas las islas centrales del CP en el tramo pueden ser clasificadas en tres variedades (simples, compuestas y complejas), para las que reconoció seis modelos de formación.

En las islas compuestas y complejas identificó más de una decena de elementos geomorfológicos, todos de origen fluvial. Varios de ellos aparecen en el mapa de Figura 3.2, a modo de ejemplo.

A tono con lo mostrado en Figura 3.35, Pereira (2016) estableció que, del total de islas centrales del CP que existen entre Corrientes y Rosario de más de 0,5 km² de superficie (v. en las imágenes satélites del Anexo A, que la autora usó como base), sólo el 18 % de ellas tienen una antigüedad mayor a 160 años, siendo las restantes más jóvenes.

A la vez, determinó que el número de islas fue semejante en distintos momentos desde mediados del siglo XIX hasta comienzos del siglo XXI.

La morfodinámica involucrada en la construcción y modelado de las islas centrales es responsable también de la aparición de CS tanto cortos como de cierta longitud en el seno del CP, delineados por fenómenos de sedimentación entre bancos e islas cercanas, o de erosión de islas en los desbordes, o por abandonos de una margen debido a la rectificación de un meandro del thalweg (e.g., A° Yacarecito, en cercanías del A° Chapetón).

Ramonell et al. (2000) describen el proceso de “alargamiento” del segmento inferior del río de los Reyes, al S de Diamante (km 533), por captura de un brazo del CP abandonado luego de un corte de meandro del thalweg. Idéntico fenómeno fue descrito por los autores extendiendo la porción terminal del río Colastiné.

Una vez generados, los CS cortos del CP tienen su evolución y desarrollan morfologías propias, e.g., bancos de cauce y AIC, hasta desaparecer por su relleno sedimentario

completo. Esto fue cartografiado indirectamente por Pereira (2016), al evaluar las transformaciones de bancos e islas en el tiempo.

En consonancia con ello, otro aspecto destacable son los espesores de sedimentos finos (limos y arcillas) en las islas centrales, al contrastarlos con la edad de las mismas. En varios sitios Pereira (2016) registró potencias de estos materiales que representan tasas promedio de sedimentación de varios cm/año.

Ello es acorde a lo presentado en torno a los AIC en el subítem 3.3.1 pero, además, a medidas exploratorias sobre el particular realizadas al término de crecidas con desborde por Ramonell et al. (2011b) y Marchetti et al. (2019), que resultaron superiores a las encontradas en zonas de planicie más alejadas del CP y sus CS con conexión directa.

La conformación de la unidad geomorfológica ha ocurrido, en suma, por el adosamiento de las islas centrales a uno y otro lado de los brazos del CP, ligándolas al resto de la planicie aluvial (Foto 3.22 y Foto 3.23).



Foto 3.22. Variedad de elementos geomorfológicos en una isla central de casi 3 km de anchura del CP, aguas abajo de Hernandarias (Km 689). De izquierda a derecha: albardones, bancos centrales, cauces colmatados (perpendiculares a la traza de los brazos que enmarcan la isla), diversos tipos de bajíos y bancos de acreción lateral.



Foto 3.23. Islas del CP con una parte adosada a la Planicie Multilagunar en Curtiembre (km 655).

3.4.2.b. Albardones y derrames del CP

Esta es, en realidad, una subunidad de la de Islas del CP en cuanto a su génesis, integrada de manera indisoluble por los dos elementos que le dan el nombre, que frecuentemente aparecen juntos en el interior de la unidad anterior (e.g., Figura 3.2).

Sin embargo, sus dimensiones son superiores cuando se desarrollan en forma transgresiva sobre otra unidad geomorfológica (Foto 3.24).



Foto 3.24. En el centro, Albardones y Derrames del CP superpuestos a los sedimentos cohesivos de la Planicie Multilagunar a los 31° 50' S (vista hacia el S); las geoformas se destacan por sostener un ancho bosque en galería de dosel pluriespecífico.

Por tal razón se la muestra de manera independiente en el mapa de Figura 3.34, distinguible, así y a tal escala, desde Empedrado (km 1140) (y sobre todo inmediaciones del eje Santa Fe – Paraná) hacia el S.

3.4.2.c. *Espiras de meandro y AIC*

Esta unidad se extiende de manera discontinua a uno u otro lado de la de Islas del CP, y aparece algo alejada de esa unidad en torno al tramo inferior del Rcho. Espinillo, al N de La Paz (km 757); en dos áreas reducidas al SO de Paraná (km 601) se la ha reconocido en el interior de aquella (una de ellas se aprecia en la mitad inferior del mapa geomorfológico de isla Lynch, Figura 3.2).

Sus elementos más conspicuos, junto a los que le dan el nombre a la unidad, son los bancos semilunares y paleocauces meandriformes bien definidos (i.e., con valores de sinuosidad distintivos de este patrón de cauce), de dimensiones análogas a las del río Colastiné (Foto 3.25).



Foto 3.25. Unidad de Espiras de meandro y AIC en su porción al NNO de La Paz, a los 30° 27' S.

En efecto, el área en torno a ese CS es un claro exponente de las características de la unidad, y varias de sus propiedades ya fueron presentadas en ítems anteriores, del Capítulo 2 incluso.

No todas las espiras de meandro y AIC propios de la unidad poseen tamaños como los de aquél CS. También los hay más pequeños, como el caso del Rcho. Paraná Miní en las adyacencias del Colastiné. En estas situaciones, la cercanía a meandros (y paleocauces meandriformes) grandes, es reveladora.

Cualitativamente, en esta unidad geomorfológica existen los mismos elementos que componen las Islas del CP, pero en dimensiones y frecuencias de aparición menores, con predominio de los mencionados más arriba.

En tal sentido, los bancos semilunares, los paleocauces meándricos grandes y los pequeños, activos o fósiles, también son morfologías diagnósticas de la unidad, y permiten diferenciarla cuando es coalescente a paleocauces con AIC propios de las Islas del CP, de trazas menos sinuosas.

La unidad fue formada por los brazos secundarios mayores del CP con conexión directa que divergen desde él hacia la planicie con patrón meandriforme, así como por cauces subajustados de igual morfodinámica y vinculación al CP.

En la actualidad, esos brazos tienen anchuras análogas a la faja del thalweg del CP en el tramo, sin que esto involucre una filiación genética directa.

Ejemplos complementarios al del Colastiné son el segmento superior del río San Jerónimo – Correntoso y la parte inferior del Rcho. Espinillo, en el primer caso, y el Rcho. San Jerónimo y el paleoCaré, en el caso de los de menor tamaño.

En esa parte del tramo, desde 35 km al N de Goya hacia el S, todos los cauces activos y fósiles de la unidad la atraviesan con rumbos NE-SO y ENE-OSO (Anexo A), dirigiéndose hacia partes topográficamente más bajas (1 a 2 m, aproximadamente, a nivel general).

Tomando como prototipo las transformaciones del área en torno a las tres bocas del río San Jerónimo – Correntoso en el CP, junto a la merma en ancho del Rcho. San Jerónimo registradas por cartas de navegación de la DNVN del siglo pasado, el origen y evolución de los paleocauces de la unidad involucra las siguientes etapas:

- a. aparición de un brazo secundario del CP dirigido hacia las unidades geomorfológicas más bajas del oeste.
- b. meandrificación del brazo y formación de una faja de espiras.
- c. inicio de la pérdida de capacidad de transporte de sedimentos (¿autogénica por el aumento de sinuosidad? ¿o autogénica por la colonización extensiva por hidrófitas? ¿o por disminución de caudales formativos, sea autogénicos como alogénicos?). Reducción gradual del ancho del brazo con el desarrollo de espiras finas y AIC.
- e. colmatación del brazo, que recibirá sedimentos del cauce principal sólo durante las fases de desborde.

Este proceso de formación de CS – conversión en paleocauces se ha repetido varias veces en esa zona, a juzgar por la cantidad de paleocursos visibles.

Parte de ellos se ha rellenado con más sedimentos en sus segmentos superiores (próximos al CP) que en los inferiores, que persisten como arroyos largos, estrechos, que “nacen de la nada” en el seno de la unidad geomorfológica, y alcanzan el Rcho. Paraná Miní de ese lugar (Anexo A).

Esa sería otra evidencia, geomorfológica en este caso, que las sedimentaciones en torno a la faja próxima del CP son más importantes, que hacia zonas alejadas de ella.

3.4.2.d. Espiras de meandro y AIC con drenaje anastomosado

Esta unidad posee características geomorfológicas similares a la anterior, de la que se diferencia por poseer un intrincado sistema anastomosado de riachos activos, como el que se mencionó en el sitio del A° El Malo, en 3.3.2.

Tal como ocurre en esa parte de la planicie el drenaje anastomosado está sobreimpuesto a las morfologías cordoniformes, cortándolas, aunque también ambos elementos (cauces y geoformas) pueden ser concordantes.

En otras palabras, hay riachos que erodan las geoformas básicas de la unidad, y otros que las generan. Las morfologías erodadas corresponden a paleocauces de grandes dimensiones, inexistentes en la actualidad (Foto 3.26 y Foto 3.27).



Foto 3.26. Unidad de Espiras de meandro y AIC con drenaje anastomosado en el borde O de la planicie a los 31° 16' S. Nótese la concordancia entre la traza de los cauces anastomosados y las geoformas de las márgenes en primer plano, diferente a lo que se ve más hacia el NE en la toma.



Foto 3.27. Vista de la unidad con el río San Javier en primer plano.

Las tasas de cambio morfológico en los parches discontinuos que la unidad forma en el tramo son bajas, como fue descrito para el río San Javier en el Capítulo 2, constatado también por el autor en el Rcho. Paraná Miní del N de Goya.

Estos cauces mayores de la unidad tienen en común lo complejo de su patrón morfológico: en tramos de pocos kilómetros mutan de recto a meandriforme de baja sinuosidad y también de alta sinuosidad (e.g., ¡hasta 3,7!), se confunden en el sistema anastomosado y vuelven a tener cauce único, etc.

La condición de cauce lleno es prácticamente imposible de definir en esos CS.

3.4.2.e. Planicie multilagunar

Los rasgos típicos de la unidad se advierten en Foto 3.28, esto es, lagunas de contorno subcircular o festoneado delimitadas por los albardones de paleocauces cegados en sus embocaduras, que alojan cuerpos lenfíticos en su interior.



Foto 3.28. Planicie Multilagunar a unos 10 km al S de la ciudad de Santa Fe, ca. 31° 45' S.

Los paleocauces (o lagunas filiformes, en realidad), están desconectados de las lagunas subcirculares en la mayor parte de los casos; en otros están conectados, tanto por haber desaguado en ellas alguna vez, como porque el oleaje (u otro proceso) en una laguna eliminó el albardón del paleocauce contiguo.

En tal sentido, el área en torno al Rcho. Santa Fe (Foto 3.21) es una zona modelo de la unidad.

Debido al desarrollo de los Albardones y Derrames del CP sobre la Planicie Multilagunar (Foto 3.24), unos pocos paleocauces “reviven” como líneas de escurrimiento sólo en las crecidas (Foto 3.29).



Foto 3.29. Planicie Multilagunar hacia la latitud de 31° 55' S. Nótese que los albardones sostienen bosques poco densos y que un paleocauce está limpio de hidrófitas, manifestaciones de funcionar como vías de flujo procedente desde los cauces troncales del sistema (a la izquierda, en la toma).

La Planicie Multilagunar se corresponde con la descripción original de Iriondo (1972) de la “llanura de avenamiento impedido”, aunque en el mapa de Figura 3.34 se la ha cartografiado de manera muy diferente a la de aquél autor.

En principio, se excluyeron de la precedente grandes zonas con drenaje bien establecido en la planicie, representado por sistemas de riachos anastomosados y otros como el de Foto 3.20.

Si bien la matriz de geoformas de la Planicie Multilagunar es un rasgo común en las nuevas clases de mapeo que propone el autor, la existencia de los CS apuntados no puede ser ignorada, ni geomorfológica, ni morfodinámicamente.

Tal como fue cartografiada en Figura 3.34, la unidad suma 1880 km² de superficie aunando los varios parches de planicie en que se la distinguió. En (3.4.2.i) Grandes Lagunas se aportan datos adicionales con que se cierra esta caracterización.

3.4.2.f. Planicie multilagunar con drenaje anastomosado

Es la segunda unidad geomorfológica más importante en extensión de la planicie aluvial del tramo (Tabla 3.9).

Básicamente, tiene los elementos referidos de la Planicie Multilagunar pero con una red anastomosada de arroyos menores, en general de alta sinuosidad, cuya densidad varía según las zonas en que fue reconocida (Foto 3.30 y Foto 3.31).

También es inconstante la longitud de los riachos y sus vínculos con las lagunas subcirculares: en algunas áreas las conectan y en otras las delimitan además de conectarlas.

Parte de los arroyos son como los cegados de la Planicie Multilagunar en cuanto a morfología en planta. Otros son menos sinuosos, entre ellos, surcos de desborde y cauces erosivos que son activos estacionalmente y poseen hoyas como las descritas en 3.3.2.



Foto 3.30. Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado a la latitud de Santa Elena (km 727), en contacto con la de Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado (en primer plano).



Foto 3.31. La unidad a la latitud de Helvecia (31° 06' S).

3.4.2.g. Planicie multilagunar con drenaje distributivo

Sus atributos fueron ampliamente delineados en el ítem 3.3.2, ya que el delta del A° Leyes y dos sectores de la planicie al E del río Coronda (el de Foto 3.20, uno de ellos) corresponden a esta unidad.

Como se explicó, los cursos distributivos son deltaicos en casos, y en otros, divergentes formados desde surcos de erosión. En ambas situaciones, son propios del sistema fluvial del Paraná, formados por sus aguas.

3.4.2.h. Grandes lagunas

Se mapearon en esta categoría diez grandes lagunas en el tramo, la más septentrional ubicada sobre el borde O de la planicie a los 30° 22' S (22 km al N de San Javier).

El número de grandes lagunas no es significativo en esta caracterización: con más nivel hidrométrico en las bases cartográficas la cantidad se incrementaba en ca. 30 %.

La mayoría de las grandes lagunas es colindante a los ambientes de la Planicie Multilagunar o en donde se reconoció su matriz, y a las áreas con drenajes anastomosados y divergentes.

En el contexto del relieve general de la planicie (ítem 2.2.2, figuras 2.8 y 2.9) todas esas unidades ocupan sus posiciones topográficas comparativamente más bajas. Así, tales áreas cambian sus superficies con evaluaciones en otros niveles hidrométricos.

De las once grandes lagunas mapeadas, una sola ocurre en un sector relativamente “alto” de planicie, a 22 km al NNE de La Paz (Foto 3.32).



Foto 3.32. Vista hacia el N de la laguna colindante a las unidades Islas del CP (derecha) y Espiras de Meandro y AIC (izquierda), a los 30° 34' S; la laguna ha experimentado una marcada reducción de área en ca. medio siglo, por la progradación deltaica del A° El Negro en su interior (centro).

3.4.2.i. Islas y espiras de meandro disipadas

Esta unidad geomorfológica fue delimitada en tres zonas de la planicie al N de Esquina. La más importante es la ligada al borde oeste de la planicie, desde ca. Resistencia hasta unos 15 km al S de Reconquista.

Su superficie está repleta de paleoformas fluviales, en especial de canales meandriiformes y bancos semilunares moderadamente disipados pero difíciles de reconocer en el terreno.

Las dimensiones de los paleomeandros son análogas a las que tienen los brazos secundarios del CP con tal patrón, como el Rcho. San Jerónimo – Correntoso.

Los cuerpos leníticos ocupan los bajos de los paleomeandros y entre viejos bancos de cauce, siendo característicos los de forma alargada en planta, con su traza dispuesta según el rumbo de la planicie aunque con dispersión considerable.

Fuera de los relieves donde se encuentran las lagunas y arroyos, los desniveles internos de la unidad son despreciables, de pocos decímetros apenas.

Algunas lagunas largas de los paleocauces están integradas en la red de avenamiento actual, formando parte de segmentos de arroyos.

La unidad geomorfológica experimenta en la actualidad un modelado por inundación, ya que su superficie está solo unos decímetros debajo del nivel de las Islas del CP.

A la latitud de Goya, donde es coalescente con la Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado y las Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado, la unidad se eleva entre 1 m y 2 m por encima de ellas.

3.4.2.j. Planicies de tributarios

Con esta denominación se agruparon las fajas fluviales de los tributarios del río en el tramo que mantienen su identidad como tales en la planicie. Esto es, continúan con sus dimensiones y patrones análogos a los que poseen por fuera de los límites de Figura 1.1, antes de confundirse entre las morfologías de las unidades arriba descriptas.

La mayoría de los tributarios locales del tramo conducen sus aguas por cauces de dimensiones o patrones diferentes al del afluente, encauzados dentro de geoformas propias del ambiente del Paraná, adoptando su rumbo.

El río Ancho al O de la confluencia del río Paraguay adquirió tal orientación al formar su planicie de espiras de meandro y AIC en su momento (v. Figura 3.12). Por su afinidad con las de la unidad homónima del Paraná, se incluyó como tal en el mapa geomorfológico aunque el autor no objeta un cambio a la categoría general de los afluentes.

Con estos considerandos, fueron reconocidas Planicies de Tributarios sólo en cuatro sitios del tramo completo, que acumulan una superficie de 60 km².

3.4.2.k. Terrazas y otros remanentes interiores sobre-elevados

Se identificaron dos sectores, básicamente, en que ocurren estos vestigios sobre-elevados dentro de la planicie aluvial: sobre su lateral izquierdo, al N de Esquina (km 853), y englobado casi en su centro, aguas arriba del eje Santa Fe – Paraná.

3.4.3. Unidades Geomorfológicas y Procesos Morfodinámicos Actuales

Con la información expuesta en el Capítulo 2 y en lo que va de éste, el mapa geomorfológico ofrece distintas posibilidades de análisis.

Esas van desde las de intentar explicar la génesis y rasgos evolutivos de la planicie aluvial, hasta las más descriptivas de caracterizar la organización de las unidades geomorfológicas a lo largo y ancho del tramo.

También, de cómo esa arquitectura geomorfológica interviene en la morfodinámica actual, al regular fenómenos que operan tanto a nivel de cauce como en situaciones de inundación, las dos dinámicas generales de los sistemas fluviales con planicie aluvial.

Ese es el objeto del presente ítem, que se hará a modo de reseña del estado del conocimiento actual y lo que pueda derivarse de ello.

Esto, con el auxilio de referencias a publicaciones con colegas de otras formaciones en las que el autor orientó los análisis en la dirección aludida.

La influencia de las unidades geomorfológicas durante los desbordes se evaluó en trabajos con acento en aspectos hidrológicos e hidro-sedimentológicos (e.g., Bosisio y Ramonell, 2014) o fundamentalmente hidráulicos (e.g., Carrasco Millán et al., 2017).

Bosisio y Ramonell (2014) valoraron las superficies inundadas libres de vegetación de la planicie en el área de Santa Fe – Paraná y su entorno para distintas condiciones hidrométricas, a partir del procesamiento de imágenes satélite.

El tratamiento se orientó, sobre todo, a evaluar la distribución espacial de la carga de lavado en la planicie, para lo cual se definieron cuatro clases cualitativas de concentración

relativa de sedimentos suspendidos en cada escena: alta, intermedia, baja y aguas libres de sedimento, siendo la primera la propia del cauce principal, y la última una clasificada desde cuerpos leníticos que carecían de turbidez en la imágenes color verdadero.

Los autores identificaron patrones regulares en la distribución de las concentraciones relativas de carga de lavado en las imágenes del período analizado, que incluyó diez escenas en situación de inundación parcial y generalizada entre 1980 y 2011.

Esos patrones fueron de una disposición en fajas y áreas controladas por la orientación y extensión de las unidades geomorfológicas, junto a la conectividad y procedencia del drenaje a través del sistema fluvial (Figura 3.36 y Figura 3.37).

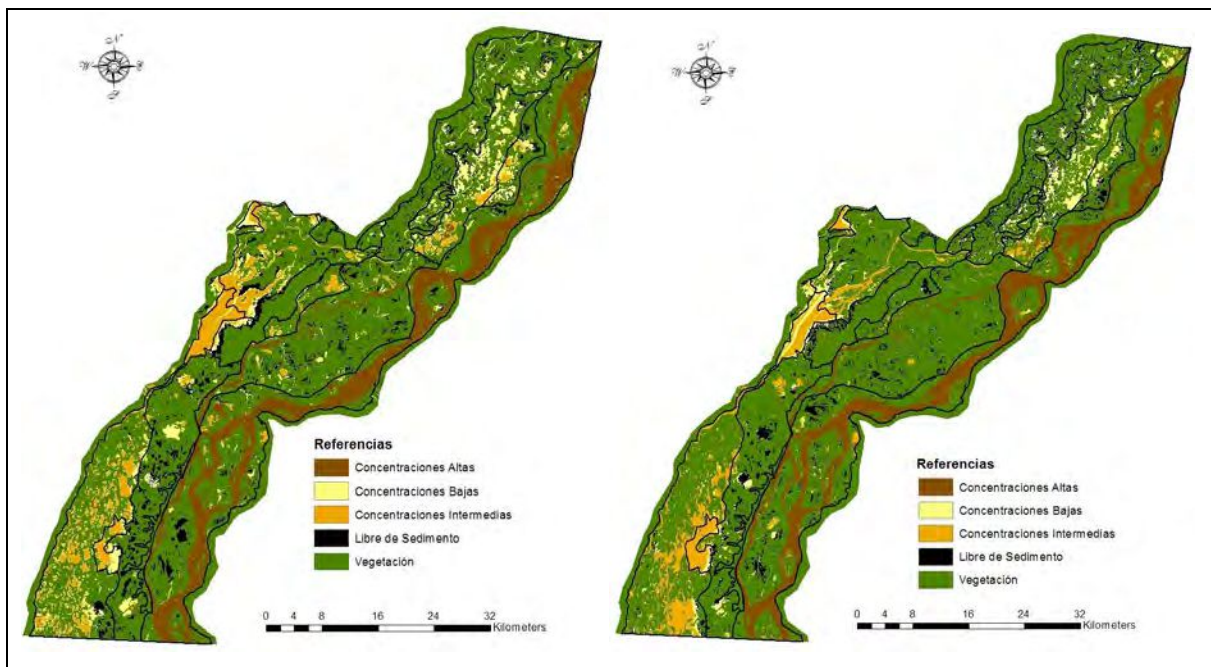


Figura 3.36. Distribución espacial de concentraciones relativas de sedimentos finos suspendidos, escenas del 08/02/1980 (izquierda, HhPP: 3,83 m) y del 13/02/2007 (derecha, HhPP: 4,19 m); se han incluido los límites de las unidades geomorfológicas. (Tomado de Bosisio y Ramonell, 2014).

Bosisio y Ramonell (2014) destacaron unas pocas situaciones contrapuestas: las máximas concentraciones relativas son recurrentes en los CS asociados al cauce principal y con conexión directa con éste, mientras que en todas las unidades geomorfológicas identificaron áreas de superficie variable libres de sedimento.

Además, las concentraciones relativas intermedias son arealmente más significativas y recurrentes en las unidades geomorfológicas de cotas topográficas menores del área, tal como lo muestran las mediciones de carga de lavado del Anexo E.

Finalmente, los autores subrayaron que un evento de inundación extremo y gran permanencia como el de la inundación de 1998, no homogenizó la carga de lavado en la planicie ni generó gradientes regulares desde el cauce principal hacia las partes más alejadas del valle; sólo en partes de las unidades geomorfológicas se registró un cambio del patrón espacial más recurrente (Figura 3.37).

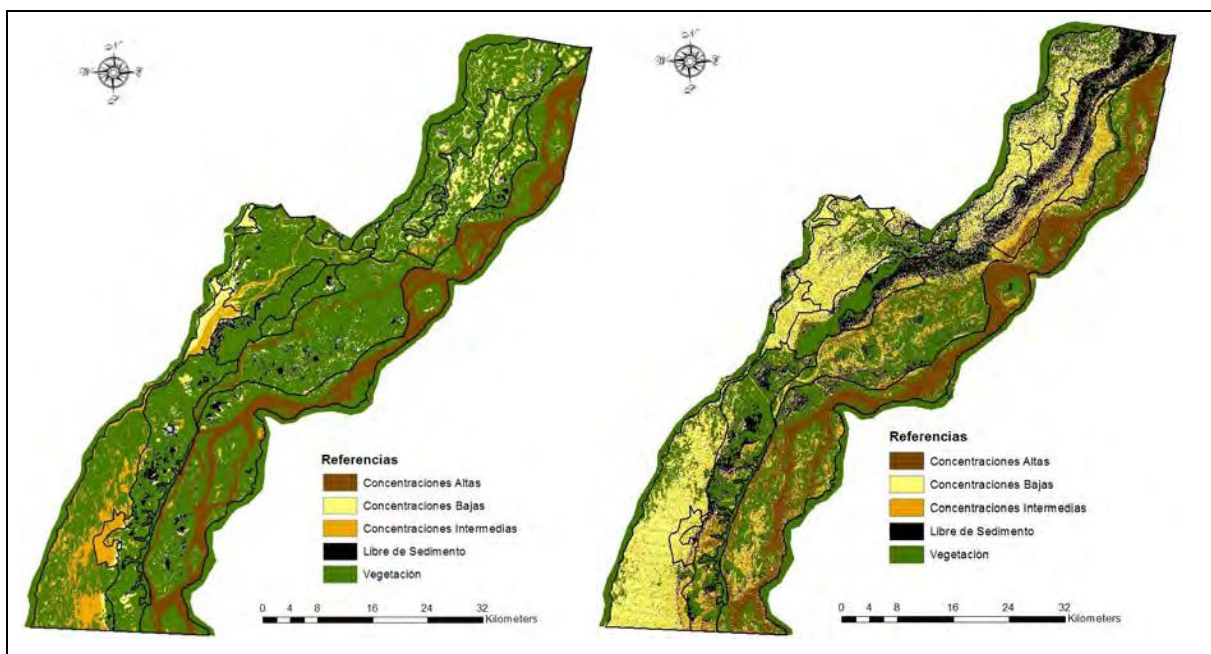


Figura 3.37. Distribución espacial de concentraciones relativas de sedimentos finos suspendidos; escenas del 13/04/2011 (izquierda, HhPP: 4,56 m) y del 28/06/1998 (derecha, HhPP: 5,03 m); Bosisio y Ramonell (2014).

Por su parte, Carrasco Millán et al. (2017) evaluaron con ADCP el campo de velocidades de la planicie a unos 15 km al S de la ciudad de Santa Fe durante la crecida ordinaria de 2015 – 2016. Así, la topografía y geformas de la planicie quedaron registradas como si fueran “formas de fondo”.

Los autores asociaron la distribución de velocidades con las unidades geomorfológicas locales, sus principales geformas y la fisonomía de la vegetación dominante (Figura 3.38).

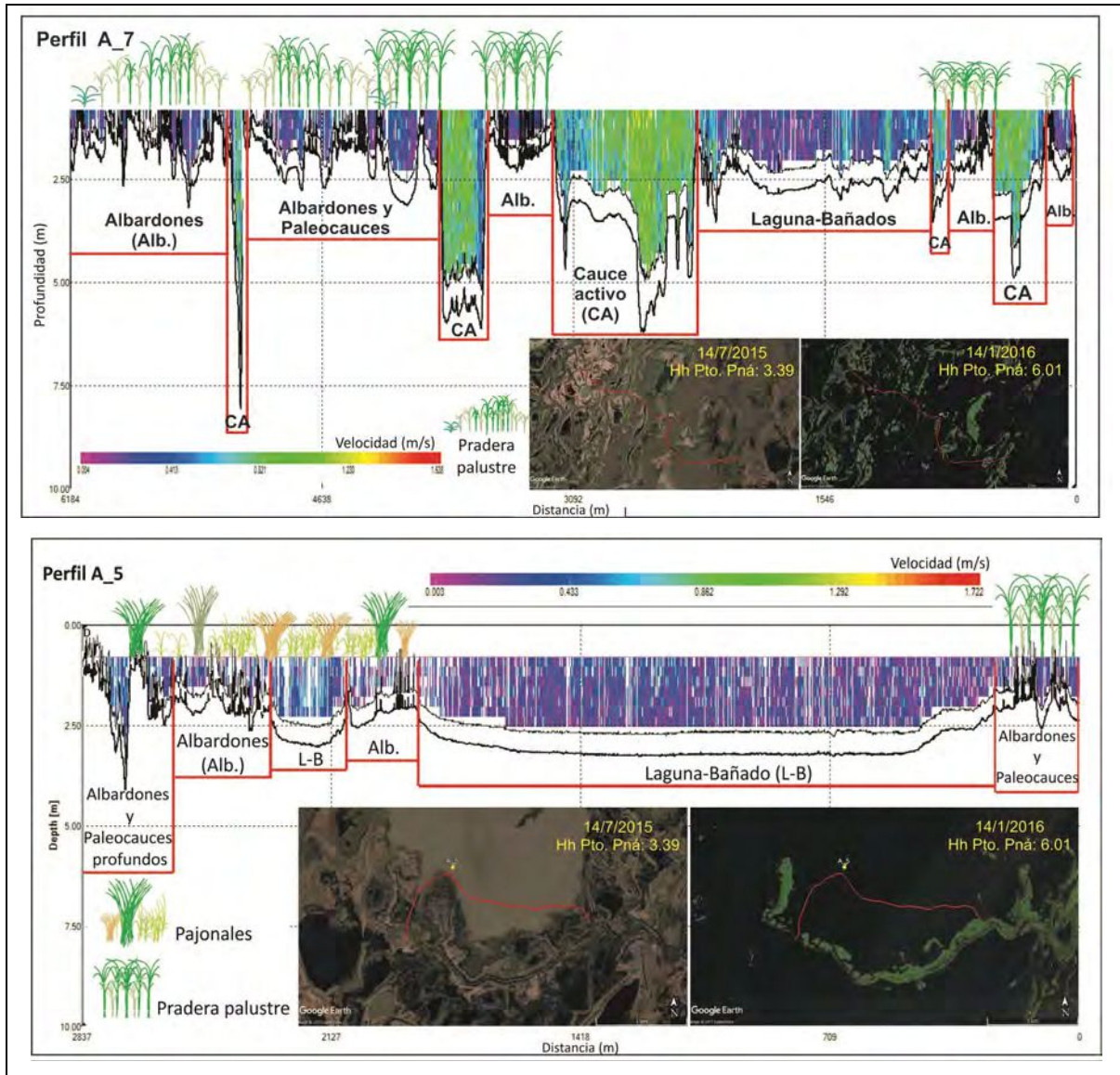


Figura 3.38. Ejemplos de los aforos con ADCP realizados por Carrasco Millán et al. (2017) (las imágenes satelitales incluidas muestran la sección aforada en aguas medias y en la situación de inundación días antes de las mediciones). Arriba: aforo de ca. 6 km a través de la Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo; abajo: aforo de ca. 3 km a través de la Planicie Multilagunar.

Este trabajo tuvo un carácter más exploratorio que el de Bosisio y Ramonell (2014), una “fotografía instantánea” al decir de los autores.

Con todo, la contribución contiene las primeras mediciones de ese tipo hechas a través de la planicie inundada de este gran río, y las gráficas de Figura 3.38 son elocuentes en sí mismas en cuanto a las diferencias que impone el drenaje distributivo en la planicie con matriz multilagunar.

La influencia en relieve y sedimentología de las unidades geomorfológicas sobre la dinámica hídrica de la planicie y sus patrones ecológicos fueron ampliamente corroborados en el reciente trabajo de Marchetti et al. (2020).

Para el caso y en una rápida inspección, puede compararse la Figura 2.20 con su área equivalente en el mapa geomorfológico de “Figura 3.34”.

En esa línea, la Figura 3.39 contiene el esquema de la dinámica hídrica durante las inundaciones en la zona, controlada básicamente por la disposición meridiana de las unidades geomorfológicas del lugar.

En suma, los trabajos referidos muestran la intervención de las unidades geomorfológicas en los campos valorados, sea de manera pasiva, e.g., por concentrar el flujo de inundación en una unidad dada de relieve deprimido, o activa, por tener o no una red de riachos entre sus elementos constitutivos.

Lo anterior, en lo que atañe a fenómenos de inundación.

En lo que respecta a procesos de cauce y unidades geomorfológicas, una de las evaluaciones se vincula con la contribución citada en torno a la Figura 2.18 (al final del ítem 2.2.3) de Alberdi y Ramonell (2013).

En ese trabajo los autores valoraron la naturaleza de los cambios en los CS de la planicie en 55 años a partir de mediciones diversas, como ser: densidad de drenaje, cociente área total de cauces/sumatoria de longitudes, y conectividad.

Ello se realizó tanto a nivel general del área mostrada por aquella figura como de unidad geomorfológica, para lo cual se consideraron subperíodos de ca. 20 años.

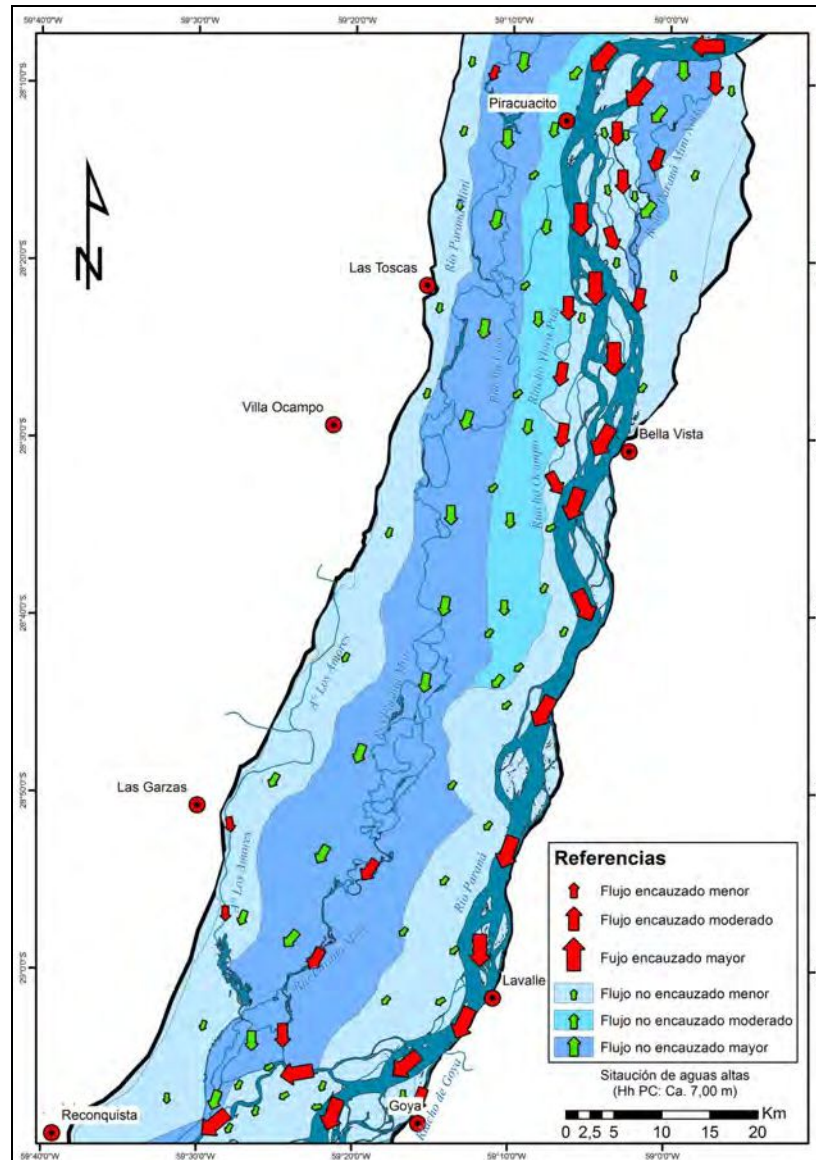


Figura 3.39. Dinámica hídrica del área de planicie al N del eje Goya – Reconquista, en condición de inundación general. El modelo surge de evaluar las rutas de la carga de lavado en desborde desde imágenes satélite, la identificación de geoformas como elementos de rugosidad (según densidad y orientación, más desniveles observados en campo) y el relieve general de la planicie.

Se encontró que la densidad de drenaje evolucionó diferenciadamente entre unidades geomorfológicas (más del 50% en algunos casos), debido a distintos tipos de cambios en los CS como ser aperturas, ensanchamientos, obliteraciones parciales y totales, etc.

En ese aspecto, la Figura 2.18 muestra que la mayoría de los cierres de CS ocurrieron en torno a la unidad Espiras de Meandro y AIC, es decir, una cuyos elementos generadores mantuvieron una conexión directa con el CP del sistema.

Por estos CS es por donde circulan las mayores concentraciones de sedimentos finos (y de caudales sólidos específicos, en general) de este sistema fluvial (Anexo E; figuras 3.36 y 3.37).

Por el contrario, las aperturas se concentraron en las unidades geomorfológicas topográficamente bajas de esa parte de la planicie, asociadas a CS cuya conexión con el CP es indirecta y, por lo tanto, con caudales sólidos específicos más bajos.

Este análisis previo permite entrever un escenario morfodinámico para la planicie al integrarlo con la información brindada en torno:

- a los AIC (y su relación genética con la vegetación hidrófita, ítem 3.3.1), por un lado;
- a los Deltas Fluvio-lagunares (y manifestaciones de erosión asociadas: hoyas profundas y surcos de erosión, entre otras, ítem 3.3.2), por otro; y
- a las caracterizaciones específicas de las unidades geomorfológicas involucradas en las zonas de cierres vs. aperturas de CS, i.e., las desarrolladas en 3.4.2.a y c vs. las unidades descriptas en 3.4.2.d, f y g.

Así, como resultado de esa combinación se puede proponer una morfodinámica general de la planicie en el tramo medio, como la siguiente:

Los fenómenos de formación de AIC y de sedimentación y oclusión de cauces en general son más marcados en torno al CP y los CS de conexión directa con él, que en otros cursos del sistema.

Estos hechos tienden a elevar topográficamente la planicie donde operan, en una suerte de acreción vertical generalizada de sedimentos pero originada por procesos de cauces que se colmatan de manera continua.

En oposición a ello, en los CS de conexión indirecta con el CP ocurren procesos que erodan las unidades sedimentarias por donde discurren, retrabajándolas.

Los fenómenos erosivos suceden fundamentalmente durante eventos de crecida, y los sedimentos así generados se esparcen sobre todo en la forma de deltas y de derrames deltaicos, en una suerte de acreción lateral de los sedimentos a través de la planicie pero conducida por procesos de inundación.

En términos de unidades geomorfológicas, la “acreción vertical de la planicie” ocurre en las Islas del CP y las Espiras de Meandro y AIC.

Por su parte, los fenómenos de retrabajo y dispersión lateral de sedimentos suceden en las unidades Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado, Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado y, fundamentalmente, Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo.

Las Grandes Lagunas y la Planicie Multilagunar son, en partes, receptoras de estos sedimentos de diferente calibre. También hay zonas que no los reciben, o en las que operan mecanismos que permiten la supervivencia de sus morfologías características, e.g., resuspensión de finos por oleaje y transporte.

Así, ambas unidades tienen un rol más pasivo en la morfodinámica general de la planicie, al igual que las Islas y Espiras de Meandro Disipadas.

Independientemente de la propuesta general formulada en estos párrafos previos, lo expuesto a lo largo de esta tesis desde su Capítulo 2 permite concluir que la hipótesis de trabajo que la articuló, se ha verificado.

3.5. Epílogo: Los Cauces Secundarios del Río Paraná

En el marco de los estudios exploratorios referidos en el ítem precedente, el autor condujo un análisis sobre la geometría hidráulica de los cauces de la planicie en el área de Santa Fe – Paraná y su entorno, a partir de aforos realizados en secciones relevadas en aguas

bajas, medias, cercanas a cauce lleno y en desborde generalizado (Figura 3.40 y Figura 3.41; Ramonell et al., 2017).

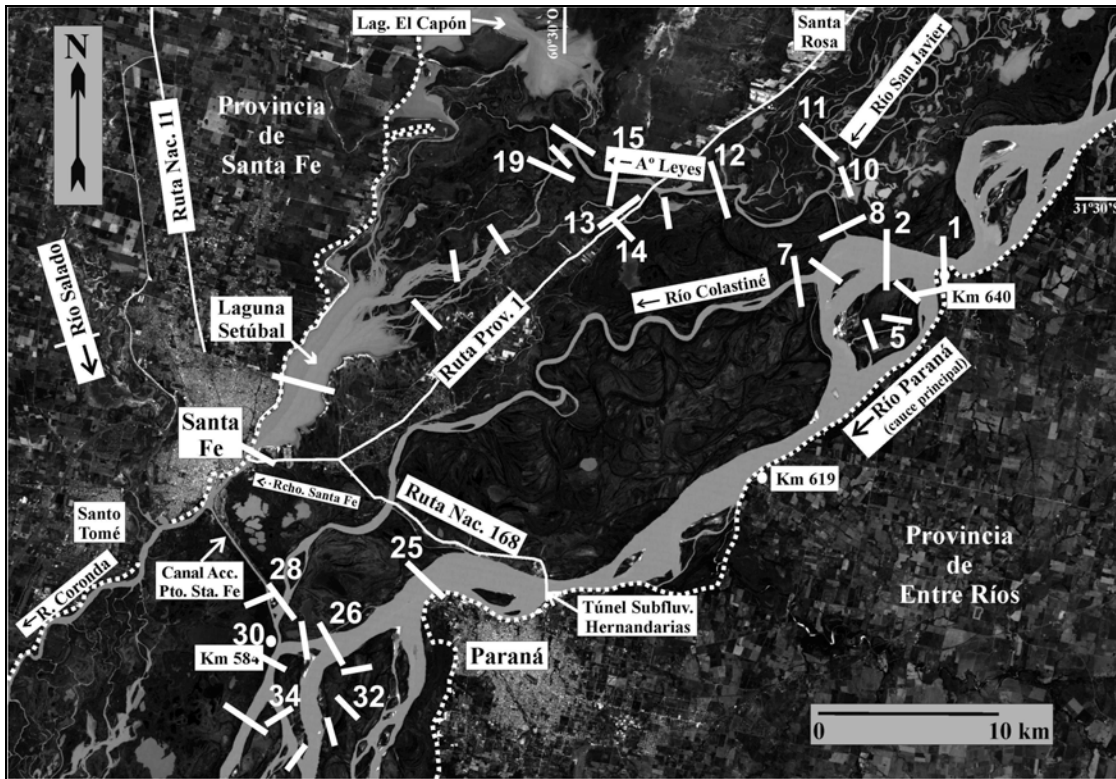


Figura 3.40. Secciones de cauces aforadas cuasi en simultáneo en las condiciones hidrométricas indicadas en Figura 3.41.

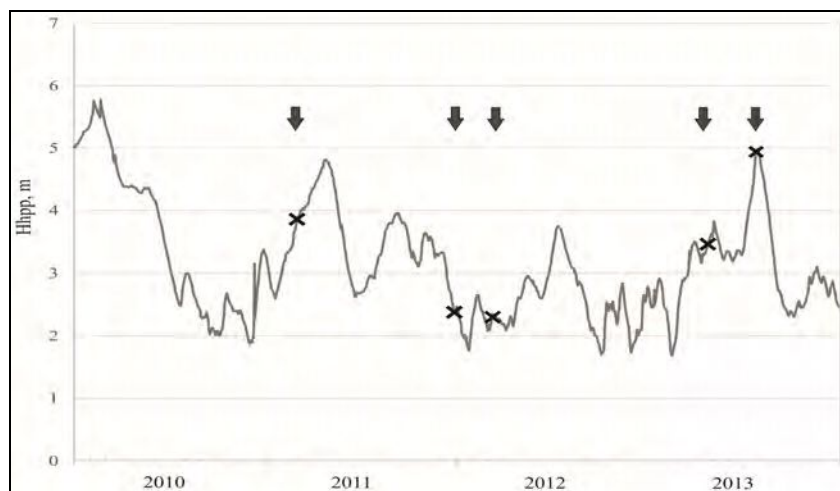


Figura 3.41. Limnigrama del hidrómetro de Puerto Paraná en el período en el que se realizaron los aforos simultáneos (identificados con flechas y x).

La evaluación de la geometría hidráulica fue hecha de acuerdo a las ecuaciones básicas propuestas por Leopold & Maddock (1953):

$$B = a.Q^b$$

$$h = c.Q^f$$

$$u = k.Q^m$$

que vinculan el ancho (B), profundidad media (h) y velocidad media (u) de la sección del cauce, con el caudal (Q).

Dado que $Q = B.h.u$, tanto la suma de los exponentes b, f y m, como el producto de los coeficientes a, c, k, deben igualar la unidad.

El análisis se desarrolló bajo la forma de la geometría hidráulica en una sección (“at-a-station”, sensu Leopold y Maddock, 1953).

Se usaron sólo los datos relevados en las secciones numeradas de Figura 3.40, ya que otras no eran compatibles a un tratamiento de esta especie, e.g., por obras ingenieriles en las cercanías, control del lecho del A° Zanja Brava por los sedimentos cohesivos del Pleistoceno, etc.

La Tabla 3.10 sintetiza los atributos de las secciones consideradas.

De la manera explicada, se contó con 77 valores de caudal (Q), ancho (B), profundidad media (h) y velocidad media (u), con los que se elaboraron las ecuaciones considerando todos y parte de los aforos.

En ese sentido, se diferenciaron los aforos del CP de los hechos en los CS del sistema. Se computaron, además, las expresiones para secciones de márgenes friables vs. resistentes, y separándolas en friables y resistentes del CP y de las de los CS secundarios.

En la mayoría de los conjuntos de ecuaciones las mejores correlaciones se obtuvieron para $B = f(Q)$, y se hallaron expresiones para estimar los tres parámetros, B, h y u, con $r \geq 0,9$.

Tabla 3.10. Secciones de los cursos evaluados, con indicación de la jerarquía de cauces⁽¹⁾, erodabilidad relativa de las márgenes⁽²⁾, relación de aspecto de la sección^(3,4) y rango de caudales aforados⁽⁵⁾.

Sec- ción	Denominación de la Sección	Cau- ce ⁽¹⁾	Mar- gen ⁽²⁾	B/h ^(3,4)	Q _{máx} aforado	Q _{mín} aforado	Q _{HhPP=} 3.5m
1	Paraná Cerrito	P	R	20, 20 ^(3,4)	21655	14717	17192
2	Paraná Chapetón	P	F	409, 423 ^(3,4)	15014	8041	11025
5	A° Chapetón Medio	S	F	29 ⁽⁴⁾	260	48	123
7	Colastiné Embocadura	S	F	69,75 ^(3,4)	3172	1552	2108
8	A° Colastinecito	S	F	28, 35 ^(3,4)	474	39	442
10	A° Mendieta Desembocad.	S	R	21, 21 ^(3,4)	396	118	220
11	San Javier abajo Siglo XXI	S	R	29, 31 ^(3,4)	1257	511	771
12	A° Leyes Los Cuervos	S	R	16 ⁽⁴⁾	3315	1150	2071
13	A° Potrero Embocadura	S	R	10,12 ^(3,4)	1049	293	516
14	A° Ubajay Embocadura	S	R	8, 9 ^(3,4)	103	(-40)	93
15	A° Leyes Casa Caída	S	R	17, 18 ^(3,4)	2701	771	1484
19	A° Zanja Brava Embocad.	S	R	36, 27 ^(3,4)	1391	451	839
25	Paraná Bajada Grande	P	R	166 ⁽⁴⁾	20374	12388	15546
26	Paraná Arriba Barroso	P	F	133 ⁽⁴⁾	16615	10894	13067
28	Colastiné Desembocadura	S	R	93 ⁽⁴⁾	3236	1769	2334
30	Paraná Nuevo Puerto	P	R	31 ⁽⁴⁾	6525	4411	5206
32	A° Tirapatrás Medio	S	F	14 ⁽⁴⁾	16	9	11
34	Paraná Isla Tragadero	P	F	50 ⁽⁴⁾	3947	3009	3362

⁽¹⁾ P: Cauce Principal; S: Cauce Secundario.

⁽²⁾ R: Resistente (al menos una de las márgenes se compone de sedimentos arcillosos o geológicamente antiguos); F: Friable (sedimentos fluviales modernos, arenosos principalmente y limosos en menor proporción). A partir de datos geológicos incluidos en Ramonell (2005), y del historial de erosión/sedimentación de márgenes conocido para el área.

⁽³⁾ para cauce lleno; ⁽⁴⁾ en aguas medias.

⁽⁵⁾ Caudales (en m³/s) máximo, mínimo y medido en aguas medias (HhPP: nivel hidrométrico en la escala de Puerto Paraná); en la sección 14 se registraron 40 m³/s opuestos al escurrimiento habitual de ese curso, debido a un efecto de remanso y contrapendiente local ocurrido en condición de inundación del sistema.

Tales ecuaciones correspondieron a las secciones de márgenes friables, sea del total de cursos medidos o de los CS solamente, que en cada caso fueron:

$$B = 4,46 Q^{0,62} \qquad h = 1,02 Q^{0,22} \qquad u = 0,22 Q^{0,16}, \text{ para el total}$$

y

$$B = 5,66 Q^{0,57} \qquad h = 0,97 Q^{0,22} \qquad u = 0,18 Q^{0,21}, \text{ para los CS.}$$

Esto implica que, cuando varía Q en los cursos con márgenes friables del sistema, al paso de una creciente por ejemplo, los mayores cambios se dan en el ancho ($b \approx 0,6$) y luego en la profundidad y velocidad ($f = 0,22$ y $m \approx 0,2$).

Entre otras consideraciones de este examen piloto, Ramonell et al. (2017) advirtieron que estas ecuaciones tienen valores de exponentes no sólo similares entre sí, sino también afines a los que la literatura refiere para estaciones sucesivas río abajo (i.e., el análisis “downstream” de Leopold y Maddock -1953- corroborado en diversos estudios de acuerdo a las compilaciones presentadas por Park -1977- y Singh -2003-).

Tabata & Hickin (2003) habían realizado una investigación semejante en el sistema de cauce múltiple del río Columbia (Canadá), pero usando sólo datos a nivel de cauce lleno, de 16 secciones transversales.

Esos autores denominaron a su estudio “geometría hidráulica de cauces interconectados” (“interchannel hydraulic geometry”), encontrando que guardaba semejanza con el de la geometría hidráulica para secciones sucesivas aguas abajo.

Ramonell et al. (2017) reprodujeron el análisis sólo con los aforos para la situación de cauce lleno obteniendo resultados en la misma línea que las demás evaluaciones y que los de Tabata & Hickin (2003).

No obstante ello, los autores señalaron que las secciones aforadas en cauce lleno en el Paraná fueron, justamente, las menos de su estudio, contando sólo con 8 o 10 datos para las regresiones.

La conclusión final del trabajo fue que este tipo de evaluaciones debería enriquecerse con la incorporación de más datos de aforos, a fin de dilucidar y eventualmente afianzar, la verdadera capacidad predictiva de expresiones como las presentadas, dado lo original de haberlas implementado en el sistema del Paraná (Ramonell et al., 2017).

En oportunidad de realizarse los aforos en las secciones de Figura 3.40 (en los cinco momentos señalados en Figura 3.41), se obtuvieron las muestras que, procesadas, permitieron las infografías del Anexo E.

Estos datos base constituyen un avance en el conocimiento de los CS del río que se fue adquiriendo en los últimos tiempos, de igual modo que los incluidos en Tabla 3.10, al reseñar sus relaciones de aspecto, carácter de la margen, etc.

A ello se suman las características que se fueron presentando sobre los CS a lo largo de esta tesis, desde que se los distinguiera del CP en páginas 47 y 48.

La gran variedad de CS del tramo medio descansa en la diversidad de atributos que los diferencia entre sí, de manera continua o contrastante según el parámetro que se considere.

Un recuento de esas propiedades (*en cursiva* y subrayado) junto con una orientación para catalogarlos (sólo entre paréntesis) atendiendo a lo conocido del sistema, se expone en el párrafo siguiente.

Los CS del río Paraná varían, entonces, por: sus *longitudes* (L, como cursos “largos” vs. “cortos” en torno a $L \approx 15$ km, de acuerdo a las dimensiones de los ensanchamientos fusiformes del CP) y *relación ancho/profundidad* (B/h), *proveniencia de caudales* (directa del CP, indirecta por otros CS o mixta, i.e., con aportes desde las llanuras lindantes al río), *vinculación hidráulica con el CP* (en la embocadura, en ambos extremos o indirecta), *régimen hidrológico* (flujo permanente o no, que incluye al bidireccional) y *continuidad* (caudal uniforme o variable en L), *origen* (deposicional, erosivo, relictual, etc.), *tendencia morfológica* (cursos estables, en decrecimiento, en agrandamiento) y *perdurabilidad temporal* (de propiedades), *ajuste hidromorfológico* (a ecuaciones de geometría hidráulica), *composición de márgenes* (friables vs. resistentes a la erosión) y *del lecho* (arenoso, fangoso, cohesivo –sedimentos antiguos–, mixto), *movilidad lateral máxima común* (en torno a la decena de m/año o intermedia, cercana al m o dm/año o baja,

cauces fijos), morfodinámica y geometría en planta (cauces rectos, meandriiformes regulares o irregulares – de alta o baja sinuosidad– , en arco, etc.), y % de vegetación hidrófita en las márgenes.

A partir de lo anterior, en el ítem que sigue se propone una tipología jerárquica, abierta y de naturaleza predictiva de los CS activos del río Paraná basada en propiedades genético-evolutivas y de interrelación funcional hidráulico-hidroológica, sedimentológica, geomorfológica y, muy incipiente, de interacción con la vegetación.

La consideración de “activos” sólo enfatiza que se trata de cauces, y no de cursos devenidos en lagunas, con dinámica lenítica.

3.5.1. Propuesta de Clasificación de Cauces Secundarios (CS)

El punto de partida para la clasificación que se plantea es diferenciar los CS según se encuentren o no dentro de las unidades geomorfológicas Islas del CP + Espiras de Meandro y AIC, y que, a la vez, estén alimentados por las aguas del CP de manera directa o indirecta.

Así, el 1er. nivel de esta tipología diferencia los CS en: A) **CS del CP**, ubicados en la faja modelada por él o en sus adyacencias inmediatas, con caudales que provienen directamente del CP; y B) **CS de la planicie**, cuya vinculación hidrológica e hidráulica con el CP es indirecta; existe una tercer categoría en este nivel, la de los: C) **CS singulares**, que se describe al final por conveniencia (Figura 3.42).

A diferencia de los *CS de la planicie*, los *CS del CP* poseen parámetros de calidad de aguas (en principio, concentraciones de limos y arcillas en suspensión, salinidad y temperatura) similares a los del CP; éstos son homogéneos en todo su ancho recién al sur de los 30° S, donde completaron su mezcla las aguas del río Paraguay con las del Paraná.

En el 2do. nivel, los *CS del CP* pueden ser: A1) **Arroyos y riachos divergentes del CP**, de características distributarias e incluso deltaicas; o bien **brazos** que se originan y terminan en el CP, entre los que hay dos tipos: A2) **Mayores** (L >> 15 km); y A3) **Menores** (L << 15 km).

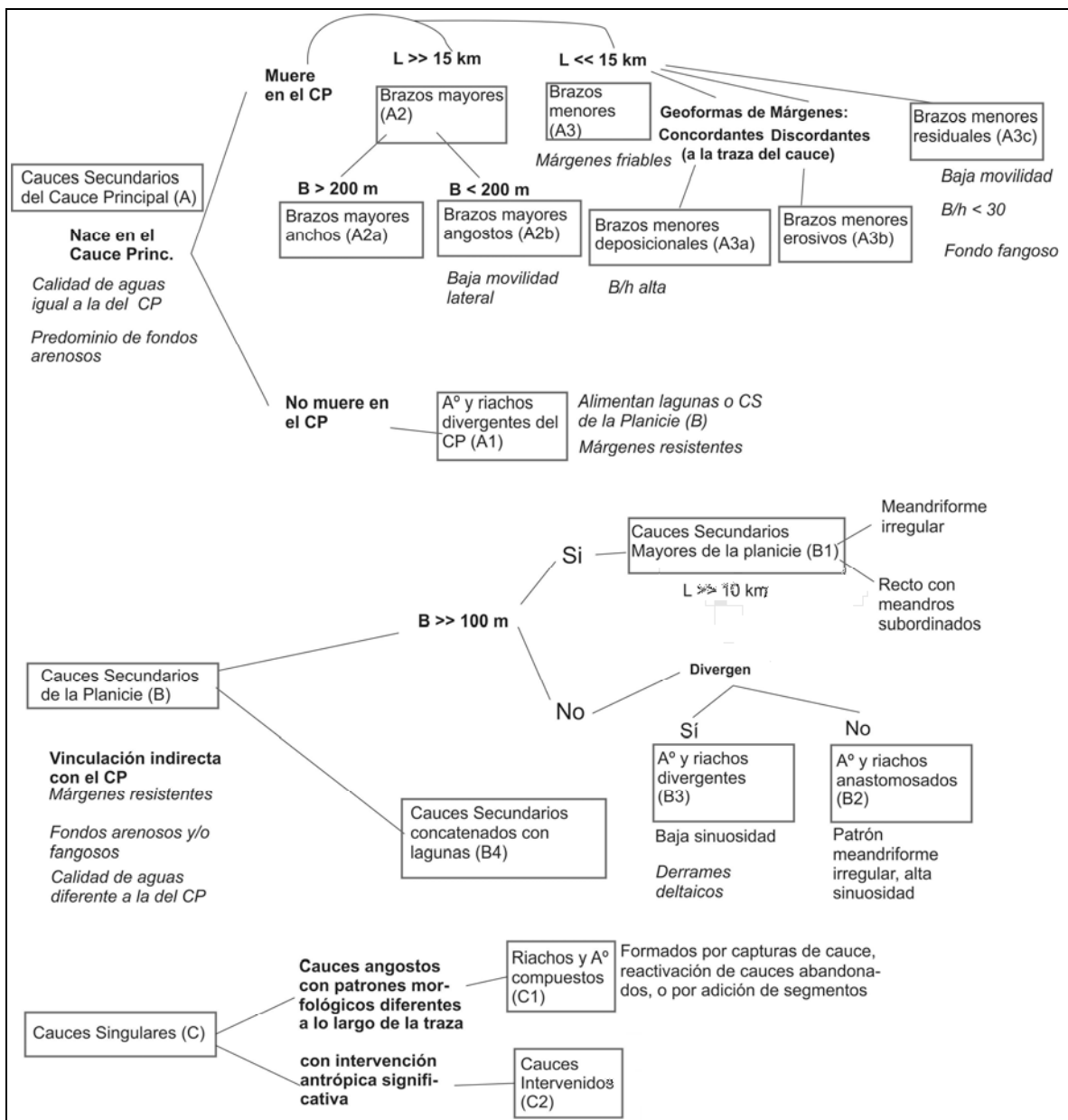


Figura 3.42. Propuesta de clasificación de CS del río Paraná en el tramo medio. En negrita: claves de diferenciación; en cursiva: atributos de los CS.

Los dos últimos tienen patrones meandriforme regular, recto o recto con meandros, diferenciándose entre los (A2) (3er. nivel de la clasificación) los: A2a) **anchos**; y A2b) **angostos**, según B mayor o menor a ≈ 200 m; los (A2b) son de baja movilidad lateral aún en curvas y poseen $B/h < 30$. Entre los *brazos menores del CP* se reconocen a este nivel

los: A3a) **deposicionales**, de B/h alta, formados entre bancos que evolucionaron a islas; A3b) **erosivos**, que cortan esas geoformas; y A3c) **residuales**, CS estables o en decrecimiento debido al atrape de sedimentos por hidrófitas en sus márgenes (una variedad son los **remanentes de thalweg**, de traza en arco que delinea el borde externo de un antiguo ensanchamiento). La movilidad y B/h de los (A3c) es como la de los (A2b).

Las márgenes de los CS *del CP* son friables mayormente (en los A1 y A2a las hay también resistentes) y sus fondos, arenosos (en CS tipo A2b y A3c pueden ser fangosos).

En cuanto a los CS *de la planicie*, presentan todas las clases de márgenes y fondos indicados al final del ítem previo (pueden no ajustar en geometría hidráulica por ello), caudales variables siguiendo el flujo y movilidad baja o nula (intermedia sólo en curvas de los de mayor B, que en pocos casos superan los 200 m).

Así, al 2do. nivel se diferencian los: B1) **CS Mayores de la planicie**, de patrón meandriforme irregular o recto, $B \gg 100$ m y longitudes de varias decenas de km a lo largo de las cuales alimentan un sistema conexo de: B2) **Arroyos y riachos anastomosados**, de cursos individuales estrechos y muy sinuosos; o de: B3) **Arroyos y riachos divergentes**, en parte anastomosados pero menos sinuosos, originados en surcos de desborde y con morfodinámica erosiva en sus tramos superiores y de progradación deltaica o de derrames en los inferiores; los (B2), (B3) y (A1) alimentan lagunas desaguadas por: B4) **CS concatenados con lagunas**, condicionados por la regulación lagunar de los caudales líquidos y sólidos.

Finalmente, los CS *singulares* comprenden a los: C1) **Riachos y arroyos compuestos**, de atributos variables por tramos ya que se conformaron por capturas e integración de diferentes CS (e.g., A3c + A2b + B3), evidentes por su traza en planta heterogénea; y C2) **CS intervenidos**, de forma o dinámica alteradas in extenso por intervenciones antrópicas.

La categoría de los CS *singulares* debilita, en cierta medida, la tipología ofrecida a la discusión.

Por un lado, porque introduce la subjetividad del “in extenso” con que se define a los CS tipo (C2).

Por otro, porque los fenómenos de capturas e integración de segmentos son frecuentes en los CS del río en diferentes contextos; así, podría dudarse de la categoría (A2) del río

Colastiné porque hace un siglo incorporó a su traza un segmento de cauce abandonado por el CP, hecho mencionado en la descripción de la unidad Islas del CP.

El autor no ha encontrado forma de salvar esta debilidad de la clasificación más que la sugerencia de usar la clase de *CS singulares* como una suerte de “último recurso” a fin de volverla más indubitable.

En suma de lo escrito, vale recordar que los Cauces Secundarios son parte fundamental del sistema fluvial del río Paraná y contribuyen a la distribución de aguas, sedimentos y demás nutrientes en todo el ancho de la planicie aluvial, incrementando la diversidad de geoformas y hábitats bióticos que sus dinámicas generan y transforman en diversas escalas de tiempo.

La tipología presentada pretende sintetizar sus jerarquías y relaciones funcionales, y permite inferir algunas propiedades (de estado, de transformación y/o genéticas) al identificar la clase de Cauce Secundario aún por observación remota.

Es, por supuesto, una propuesta que puede ser ampliada o mejorada desde nuevos aportes, que el autor de esta tesis espera se realicen con su uso.

Con ella se da por cumplido el Objetivo 3, final, de esta tesis doctoral.

3.6. Referencias Bibliográficas

- Alberdi, R., y C. G. Ramonell (2013). “Evaluación de cambios morfométricos recientes en cauces menores del Río Paraná Medio”. Sexto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 15 pág. Santa Fe.
- Ashworth, Philip and Lewin, J. (2012) How do big rivers come to be different? *Earth-Science Reviews*, 114 (1-2). pp. 84-107.
- Bergier, I. & M. L. Assine (Editores) (2016). Dynamics of the Pantanal Wetland in South America. *The Handbook of Environmental Chemistry*, Vol. 37. Springer.
- Blettler, M., Amsler, M., Ezcurra de Drago, I., Bullo, J., Paira, A., Drago, E., Rodrigues Capítulo, A. (2014). Long term morphologic and hydrologic effects on benthic invertebrates in a minor channel of the Paraná River floodplain (Argentina). *Ecological Engineering*, 67, 134–143.

- Blettler, M., Amsler, M., Eberle, E., Szupiany, R., Latosinski, F., Abrial, E., Rodrigues Capítulo, A. (2016). Linking hydro-morphology with invertebrate ecology in diverse morphological units of a large river–floodplain system. *Water Resources Research*, 52, 9495–9510.
- Bosisio, A., y C. G. Ramonell (2014). “Análisis por teledetección de la distribución espacial de la carga de lavado en un tramo del Río Paraná Medio (Argentina)”. 2do. Congr. Internac. de Hidrología de Llanuras, Artículos Completos (CD), 10 pág. Santa Fe.
- Bridge, J.S. (2003). *River and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Blackwell Science, Oxford, UK.
- Carling, P.A., J. Jansen, M. Meshkova (2013). Multichannel rivers: their definition and classification. *Earth Surf. Process. Landf.*, 39 (2013), pp. 26-37.
- Carrasco Millán, A., Z. Marchetti, C. G. Ramonell, R. Szupiany y J. Sartori (2017). Caracterización hidrodinámica de la planicie de inundación del Río Paraná, al sur del eje Santa Fe – Paraná. VIII Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Ríos 2017, Memorias (PD), 13 pág. Córdoba.
- Drago, E. (1977). Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del Río Paraná Medio, *Revista Asociación Geol. Argentina*, T. XXXII, No. 4, pp. 277-290.
- Dunne, T., & Aalto, R. E. (2013). Large River Floodplains. En: J. F. Shroder (Ed.) *Treatise on Geomorphology*, Vol. 9: 645-678.
- Espínola, L., M. L. Amsler, A. Paira, E. Drago, M. Blettler & A. Agostinho (2014). Effects of decadal changes in the hydrological regime of the middle reach of the Paraná River (Argentina) on fish densities. *Environmental Biology of Fishes* 97(7): 757–771.
- Fairbridge, R. W. (1968). *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Reinhold, New York.
- Fryirs, K. A., & G. J. Brierley (2013). *Geomorphic analysis of river systems : an approach to reading the landscape*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Gibling, M.R., Nanson, G.C., Maroulis, J.C. (1998). Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of Central Australia. *Sedimentology* 45, 595–619.
- Gupta, A. (Ed.) (2007). “Large rivers. Geomorphology and management”. John Wiley & Sons.
- Haney, N. R., & L. Davis (2015). Potential controls of alluvial bench deposition and erosion in southern Piedmont streams, Alabama (USA). *Geomorphology*, 241: 292-303.
- Howard, A.D. (1996). Modelling channel evolution and floodplain morphology, Chapter 2 in: *Floodplain processes*. (M. G. Anderson, D. E. Walling & P. D. Bates Eds.), Ed. J. Wiley & Sons, N.Y., U.S.A.
- Hughes, A., J. C. Croke, T. J. Pietsch & J. M. Olley (2010). Changes in the rates of floodplain and in-channel bench accretion in response to catchment disturbance, central Queensland, Australia. *Geomorphology*, 114: 338–347.

- Iriondo, M. (1972). Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del Río Paraná desde Helvecia hasta San Nicolás, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, T. XXVII, No. 2, pp. 155-160.
- Iriondo, M. (1988). "A comparison between the Amazon and Paraná river systems". *Mitt. Geol.-Paläont. Inst.*, H. 66: 77 – 92.
- Iriondo, M. (2004). The littoral complex at the Paraná mouth. *Quaternary International*, No. 114: pp. 143-154.
- Iriondo, M. (2007). Geomorphology. En: *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland* (M.H. Iriondo, J.C. Paggi and M.J. Parma, Eds.). Chapter 2. Pp. 33–52. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Iriondo, M.H.; J.C. Paggi and M.J. Parma (Eds.) (2007). *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. Springer-Verlag Berlín Heidelberg.
- Kemp, J. (2010). Downstream channel changes on a contracting, anabranching river: the Lachlan, southeastern Australia. *Geomorphology* 121: 231–244.
- Kermode, S. J., T.J. Cohen, I.V.Reinfelds & B.G. Jones (2015). Modern depositional processes in a confined, flood-prone setting: Benches on the Shoalhaven River, NSW, Australia. *Geomorphology*, 228: 470-485.
- Kondolf, G.M., & Piégay, H., (Eds.) (2003). *Tools in Fluvial Geomorphology*. Wiley, Chichester.
- Latrubesse, E. (2008). Patterns of anabranching channels: the ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology* No. 101: 130-145.
- Latrubesse, E. (2015). Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential "who's who" in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146: 1–30.
- Lauer, J. W., & G. Parker (2008). Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. *Geomorphology*, 96, pp. 123–149.
- Leopold, L.B. & Maddock, T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 252.
- Leopold, L.B.; M.G. Wolman & J.P. Miller (1964). *Fluvial processes in geomorphology*. W. H. Freeman. San Francisco.
- Lewin, J. & Ashworth, P. J. (2014). The negative relief of large river floodplains. *EarthSci. Rev.* 129: 1–23.
- Manzi, R., y I. O. Maciel (1962). Contribución al conocimiento limnológico de la Laguna Guadalupe. Aspectos geográficos y geológicos. *An. Museo Pcial. de Cs. Nat. F. Ameghino, T. I, N° 3*: 5-13. Santa Fe.

- Marchetti, Z. Y., y C. G. Ramonell (2014). Valoración preliminar de la retención de sedimentos por hidrófitas en cauces secundarios del Río Paraná Medio. *Revista Aqua-LAC*, Vol. 6, Nº 1: 8-16. PHI-Unesco.
- Marchetti, Z. Y., E. S. Massa & F. Brumnich (2019). Sediment and nutrient deposition in different riparian forests and floods of the middle Paraná River. *Ecohydrology*, 13,1 (<https://doi.org/10.1002/eco.2153>).
- Marchetti, Z. Y., C. G. Ramonell, F. Brumnich, R. Alberdi & P. Kandus (2020). "Vegetation and hydrogeomorphic features of a large lowland river: NDVI patterns summarizing fluvial dynamics and supporting interpretations of ecological patterns". *Earth Surface Process. & Landforms* (DOI: 10.1002/esp.4766).
- Mason, J., & D. Mohrig (2019). Scroll bars are inner bank levees along meandering river bends. *Earth Surf. Proc. & Landforms* 44: 2649–2659.
- Morozova, G.S., & Smith, N.D. (2000). Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada: *Sedimentary Geology*, 130: 81–105.
- Nanson G.C. (1986). Episodes of vertical accretion and catastrophic stripping: a model of disequilibrium floodplain development. *Geol. Soc. Am. Bull.* No. 97, pp. 1467-1475.
- Nanson, G.C. & Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459–486.
- Nanson, G.C. and Page, K., 1983. Lateral accretion of fine-grained concave benches on meandering rivers: *Special Publications of the International Association of Sedimentologists*, v. 6, p. 133-143.
- Neiff, J. J. (2005). Bosques fluviales de la cuenca del Paraná. En: *Ecología y manejo de los bosques de Argentina: Investigación en bosques nativos de Argentina* (J. F. Goya, J. L. Frangi y M. F. Arturi, Compiladores). Fac. de Cs. Agrarias y Forestales, Univ. Nac. de La Plata.
- Nemec, W. (1995). The dynamics of deltaic suspension plumes. En: *Geology of deltas*. M.N. OTI & G. Postma. Balkea, Rotteddam. 315 pp.
- Orfeo, O. (1995). Sedimentología del río Paraná en el área de su confluencia con el río Paraguay. Tesis Doctoral, Fac. de Cs. Nat. y Museo, Univ. Nac. de La Plata.
- Orfeo, O. (1998). Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Pp. 348-353.
- Paira, A. (2017). Evolución de las lagunas de la llanura aluvial del río Paraná Medio. Tesis Doctoral, Facultad de Humanidades, Universidad Nacional del Nordeste. Resistencia.
- Page, K. & Nanson, G., 1982. Concave-bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 529–544.
- Park, C.C. (1977). World-wide variations in hydraulic geometry exponents of stream channels: an analysis and some observations. *J. of Hydrology*, 33: 133-146.

- Parker, G. (2000). Some of the still unanswered questions in fluvial mechanics. Proceed. of Taller regional sobre tópicos básicos y aplicados de la hidráulica fluvial: Pp. 139-141. Santa Fe, Argentina.
- Pereira, M. S. (2016). El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching. Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Pereira, M.S., C.G. Ramonell, E.M. Latrubesse & R.N. Szupiany (2010). "Análisis de bancos sumergidos del río Paraná Medio a través de imágenes satelitales". XXIV Cong. Latinoamer. de Hidráulica, CD de Artículos Completos, 8 pág. Punta del Este.
- Pertovt, L. E. (2004). Caracterización física y evolución del delta del A° Leyes en el complejo lagunar Setúbal - El Capón. Beca de Iniciación a la Investigación del Programa homónimo de la Univ. Nac. del Litoral, Informe Final. Santa Fe.
- Pertovt, L.E.; C.G. Ramonell; M.L. Amsler y M.H. García (2003). The Leyes Delta: a major inland delta of the Middle Paraná fluvial system. 3rd. IAHR Symp. on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Memorias (CD). Barcelona, España.
- Ramonell, C.G. (2005). Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas, Tomos 1 y 2. Universidad Nacional de San Luis.
- Ramonell, C.G., y Amsler, M.L. (2002). Guía de procedimientos metodológicos para estudios morfológicos de cauces fluviales argentinos. 11° Congr. Nac. del Agua, Actas: 11p., Córdoba.
- Ramonell, C. G., y L. E. Pertovt (2002). Tasas y modos de avance del delta del Arroyo Leyes (Río Paraná Medio, Santa Fe, Argentina). XIX Congr. Nac. del Agua, CD de Trabajos. Córdoba.
- Ramonell, C.G.; M.L. Amsler y H. Toniolo (2000). Geomorfología del cauce principal. En: 'El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura' (C. Paoli y M. Schreider, Eds.), Tomo 1: pp. 173-232. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C. G., M. L. Amsler & H. Toniolo (2002). Shifting modes of the Paraná River thalweg in its Middle-Lower reaches. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 129: 129-142. Stuttgart.
- Ramonell, C. G., E. Drago, A. Paira & M. L. Amsler (2007). Levee toe scour: a mechanism of sediment reworking in the Paraná River floodplain. Workshop on Morphodynamic Processes in Large Lowland Rivers, Proceedings. Santa Fe.
- Ramonell, C. G., E. D. Cafaro, J. J. Alarcón, M. D. Montagnini, M. L. Amsler, M. G. Gallego y M. Del Rey Rodríguez (2010). Consideraciones metodológicas para la zonificación morfodinámica de los ríos de Argentina. Primeros resultados. XXIV Cong. Latinoamer. de Hidráulica, CD de Artículos Completos, 12 pág. Punta del Este.
- Ramonell, C.G., R.N. Szupiany, E.M. Latrubesse, M. García, M.S. Pereira, M.G. Gallego, Z.Y. Marchetti, E.D. Cafaro, A.R. Paira, F. Latosinski, A.C. Bosisio y G. Torres (2011a).

- “Procesos de formación del río Paraná Medio. Nuevos paradigmas para su estudio”. Quinto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD) 14 pp. Santiago del Estero.
- Ramonell, C. G., E. M. Latrubesse y M. S. Pereira (2011b). “Procesos y ritmos de construcción actuales de la planicie aluvial del río Paraná Medio, geoformas resultantes”. XVIII Cong. Geol. Argentino, Actas (CD): 1247-1248. Neuquén.
- Ramonell, C.G., Z. Y. Marchetti y M. S. Pereira (2012). “Albardones de intracauce: geoformas conspicuas de la planicie aluvial del río Paraná”. V Congr. Arg. de Cuaternario y Geomorfología, Acta de Resúm.: 126-127. Río Cuarto.
- Ramonell, C.G., Z. Y. Marchetti & M. S. Pereira (2013). “Within-channel levees: a new-recognized fluvial form in the floodplain of a large river (Paraná River, South America)”. 8th IAG International Conference on Geomorphology, Abstracts Vol.: 740. París.
- Ramonell, C. G., L. Domínguez Ruben, D. Jornet, F. Latosinski y M. Gallego (2017). Geometría Hidráulica del sistema fluvial del Río Paraná en el área de Santa Fe – Paraná: una evaluación exploratoria. VIII Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Ríos 2017, Memorias (PD), 13 pág.
- Schumm, S. A. (1984) River morphology and behavior: problems of extrapolation. En: River Meandering. ASCE. New York, USA.
- Schumm, S.A. & Winkley, B.R. (1994). (Eds.) The Variability of Large Alluvial Rivers. ASCE Press, New York, USA.
- Schumm, S. A., & M. D. Harvey (2013). Engineering geomorphology. En: Sedimentation engineering: processes, measurements, modeling, and practice (M. García, ed.). Chapter 19. ASCE.
- Sear, D.A., Newson, D.M., y Thorne, C.R. (2003). Guidebook of applied fluvial geomorphology. R&D Technical Report, DEFRA & Environment Agency, London.
- Singh, V.P. (2003). On the theories of hydraulic geometry. Int. J. of Sediment Res., 18, 3: 196-218.
- Slingerland, R., & N. D. Smith (2004). River avulsion and their deposits. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 32: 257-285.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. and Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. Sedimentology 36: 1–23.
- Sobrero, F., C. G. Ramonell y M. S. Pereira (2014). “Cambios morfológicos del cauce principal del Río Paraná en Argentina. Siglo XIX a la actualidad”. Revista Aqua-LAC, Vol. 6, Nº 1: 50-62. PHI-Unesco.
- Tabata, K. K., & E. J. Hickin (2003). Interchannel hydraulic geometry and hydraulic efficiency of the anastomosing Columbia River, Southeastern British Columbia, Canada. Earth Surface Processes and Landforms, 28: 837-852.

- Thoms, M. C., & J. M. Olley (2004). The stratigraphy, mode of deposition and age of inset floodplains on the Barwon-Darling River, Australia. Sediment transfer through the fluvial system, Intern. Assoc. of Hydrological Sci., Wallingford, UK.
- Thorne, C.R. (1998). Stream reconnaissance handbook: geomorphological investigation and analysis of river channels. Wiley, Chichester.
- Thorne, C. R., & V. R. Baghirathan (1994). Blueprint for morphologic studies. Capítulo 20 en: The Variability of Large Alluvial Rivers. ASCE. New York, USA.
- Vietz, G. J. (2008). "Hydromorphology of within-channel river benches". Ph.D. Thesis. The University of Melbourne, Australia.
- Villalba, A. (2015). Cambios de la vegetación asociados a la morfo-dinámica del delta del Arroyo Leyes. Tesina de Grado de Licenciatura en Biodiversidad, Facultad de Humanidades y Ciencias, Univ. Nac. del Litoral.
- Winkley, B.R. y S.A. Schumm (1994). River variability – Engineering significance. (Chapter 21). The Variability of Large Alluvial Rivers. ASCE. New York, USA.
- Woodyer, K. D. (1968). "Bankfull frequency in rivers". J. of Hydrology, 6: 114-142.
- Woodyer, K.D., Taylor, G. & Crook, K.A.W. (1979). Depositional processes along a very low-gradient, suspended-load stream: the Barwon River, New South Wales. Sedimentary Geology 22, 97-120.

Capítulo 4. RECAPITULACIÓN, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los tres objetivos perseguidos en esta tesis doctoral, planteados al final del Capítulo 1, fueron cumplidos. A partir de ellos, en el presente Capítulo se hace una breve recapitulación de aspectos considerados sobresalientes en la investigación, para luego exponer las conclusiones, desde las más generales hasta las particulares, y algunas complementarias hacia el final.

También se postulan, al término de aquellas, una serie de recomendaciones para abordajes de estudios futuros en el tramo medio, tanto de índole básica como aplicada.

4.1. Recapitulación

- 1) Para el área de la planicie aluvial del río del Paraná en su tramo medio, existe una cuantiosa producción científica y técnica sobre aspectos de su geomorfología, sedimentología y dinámica hidro-morfológica, concerniente al cauce principal en primerísimo lugar, y a sus lagunas, en segundo. El resto de la planicie y sus cauces secundarios no habían sido el fin de estudios tan extensivos como esos dos elementos. En esta tesis se lo hizo, aunando datos desde geológicos y geomorfológicos, morfológicos, hidro-sedimentológicos de cauce y de inundación, hasta de la sedimentología del sustrato somero y la topografía.
- 2) Muchos profesionales y organizaciones públicas y privadas participaron en la generación de la voluminosa bibliografía antecedente sobre el río. Sin embargo, una parte destacable del conocimiento pre-existente en la temática de esta tesis fue sostenido e incrementado por pocos investigadores del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) desde los años '70, a saber: E. C. Drago en limnología física, M. H. Iriando en geomorfología general y cartografía geomorfológica, y M. L. Amsler en hidráulica fluvial y transporte de sedimentos. La Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas de la Universidad Nacional del Litoral también fue sede laboral de los dos últimos investigadores.
- 3) Las más tempranas de las publicaciones post-1970 fueron preclaras en destacar un rasgo sobresaliente del río, que es el de estar compuesto por un mosaico

heterogéneo de unidades geomorfológicas fluviales y fluvio-lacustres, sujetas a la influencia de cauces interconectados de diferente tamaño, y a los fenómenos de inundación desde el cauce principal hacia las partes más alejadas de la planicie.

- 4) La distribución espacial del fenómeno de inundación durante las crecidas del río ha sido una cuestión menos divulgada o abordada académicamente en los antecedentes del siglo pasado. A principios de este, el autor participó en establecer que, debido a las singularidades del relieve de la planicie (sobre-elevación de la faja en torno al cauce principal, resaltos topográficos, etc.), las inundaciones no eran ni homogéneas ni progresivas en la dirección del escurrimiento.
- 5) Se propuso una definición para distinguir al cauce principal del río del resto de los cauces secundarios, que han sido identificados así, genérica y orientativamente, en los antecedentes. Al definir adecuadamente al cauce principal, los cauces secundarios quedan individualizados por defecto, aún cuando se dispongan a corta distancia de aquél, en el interior de sus islas centrales o laterales. El cauce principal es el que comprende uno de los brazos anchos por el que fluyen los mayores caudales específicos (que aloja al thalweg normalmente) del río, más los brazos *cortos* contiguos de ancho y/o caudal afín al de aquél, que configuran una organización de sucesivos estrechamientos-ensanchamientos en la dirección del escurrimiento, fusiformes o semicirculares en planta y de una longitud de entre ca. 8 y 16 km; no más que eso es el significado de “corto” en este postulado. La definición que se da de cauce principal aúna el conocimiento sobre su morfodinámica ganado a través de más de un siglo por diferentes especialistas que lo estudiaron, y no desestima la enorme cantidad de mediciones hechas sobre el mismo especialmente en los últimos 25 años, con aportes de varios autores.
- 6) Se ha producido un conocimiento formal y exhaustivo sobre una nueva geoforma del río Paraná que el autor distinguiera hace tiempo en contribuciones académicas breves, identificada con el nombre de Albardón de Intracauce (AIC, idem para el plural). Como su nombre lo indica, la geoforma tiene las características morfológicas, morfométricas y sedimentológicas de un albardón fluvial ordinario, del que difiere en yacencia ya que se desarrolla debajo del nivel de cauce lleno dentro de los cauces secundarios del sistema. La descripción de los AIC se abordó mediante su reconocimiento en la planicie aluvial, tanto de manera intensiva y extensiva en

trabajos de campo como por sensoramiento remoto. A ello se le sumaron mediciones sobre la interrelación sedimentos finos – hidrófitas enraizadas en cauces activos del río, desde el cual se propuso un modelo genético que los asocia íntimamente, y destaca la principal composición granulométrica de los AIC: limos, exclusivamente o en primer lugar, con eventual moda secundaria en arenas muy finas.

- 7) Se probó la existencia de morfologías deltaicas en el tramo medio del río Paraná como geoformas ubicuas en toda su extensión, y originadas por CS propios de su red hidrográfica interna. No se hallaron evidencias de deltas formados por ríos tributarios a este sistema fluvial, en la planicie aluvial del tramo.
- 8) Se generó un mapa de unidades geomorfológicas del tramo medio completo, con una descripción de las mismas que integra información de diversa índole: topográfica, de funcionalidad morfodinámica, sedimentológica, etc. Este mapa suma los nuevos conocimientos generados en este sistema fluvial en los últimos años y los de esta tesis, tales como los relativos a AIC y morfologías deltaicas, además de considerar explícitamente la existencia de buena parte de los cauces secundarios activos del río. La influencia de las unidades geomorfológicas durante los desbordes del río fue evaluada desde trabajos experimentales exploratorios.
- 9) Se ha avanzado en el conocimiento de los cauces secundarios del río a partir de proporcionar diversos datos sobre un grupo de ellos: material del lecho, participación en la distribución de carga de lavado desde el cauce principal hacia partes alejadas de él, características de sus márgenes, relaciones de aspecto, morfologías y evolución temporal a lo largo de décadas, etc.; ello, ordenado conceptualmente en el marco de las evaluaciones de esta tesis. A partir de lo anterior se identificaron 14 atributos naturales que dan cuenta de la diversidad física de los cauces secundarios, a saber: longitud, relación ancho/profundidad, proveniencia del caudal, vinculación hidráulica con el cauce principal, régimen hidrológico, continuidad, origen, tendencia morfológica, perdurabilidad temporal de propiedades, ajuste hidromorfológico, composición de márgenes, movilidad lateral, morfodinámica y geometría en planta, y % de vegetación hidrófita en las márgenes. En base a una selección de estos se propuso una tipología jerárquica, abierta y de naturaleza predictiva de los cauces secundarios del río basada en propiedades genético-evolutivas y de interrelación funcional hidráulico-hidrológica, sedimentológica y geomorfológica.

4.2. Conclusiones

- 1) Los sucesos producidos y experimentados por el Paraná desde el Pleistoceno superior a la actualidad (i.e., su historia geológica desde el Cuaternario superior hasta nuestros días), son responsables de la geomorfología de la planicie, que el cauce principal del sistema modela desde esos tiempos. En ese sentido, aún cuando en esta tesis se dieron evidencias de campo que unidades sedimentarias de aquella antigüedad en el borde del valle están afectadas por neotectónica, se puede prescindir de tal influencia para explicar el origen de los rasgos geomorfológicos fluviales del interior de la planicie.
- 2) Lo anterior no niega la participación de la neotectónica entre los forzantes de la historia geológica del río en la región, como fue inferido en los antecedentes por el desplazamiento del sistema fluvial hacia el E durante el Cuaternario, o de la traza regional en planta “en escalones” del cauce principal, que puede asociarse a la presencia comprobada de fallas transcurrentes en esta parte del país. El primer aspecto, de las migraciones al E del río, marca la poca influencia de la subsidencia en la historia geológica de la planicie aluvial del tramo, en cuya superficie coexisten, a igual nivel, sedimentos recientes con unidades sedimentarias de hace decenas de miles de años.
- 3) Se le concede a la historia geológica del sistema fluvial su participación para constituir tres propiedades mayores de la planicie aluvial a nivel del tramo completo que son: el estrechamiento de su traza en torno al eje Cayastá – Hernandarias (km 689), y la distribución de las pendientes regionales longitudinales y transversales de su superficie. El primero significa una reducción del 50 % del ancho de la planicie respecto de su valor medio (27 km) o modal (ca. 30 km) entre Paso de la Patria (km 1242) y Rosario (km 420). La pendiente regional no es uniforme y se individualizan diferentes segmentos, entre los cuales el comienzo del de mayor declive, en inmediaciones del eje Reconquista – Goya (km 971), coincide con el aumento en cantidad y dimensiones de las lagunas fluviales. En cuanto a las pendientes transversales, el rasgo sobresaliente es que una franja en torno al cauce principal del río está sobre-elevada respecto del resto de la planicie, lo que se vuelve más marcado aguas abajo del eje Reconquista – Goya.

- 4) En cuanto a la sedimentología de la planicie aluvial se distingue, a nivel regional, un “manto” superficial de sedimentos limo-arcillosos que integra sedimentos de muy diferente edad, desde recientes, producto de la morfodinámica moderna del sistema fluvial, hasta tan antiguos como ca. 80.000 años, la máxima antigüedad que se les ha podido establecer en esta tesis. Los sedimentos limo-arcillosos yacen sobre unidades arenosas idénticas o similares en textura y mineralogía a las que el cauce principal transporta en la actualidad, que con un espesor de más de 15 m apoyan sobre las sedimentitas marinas de la Fm. Paraná (Mioceno medio). Estas unidades arenosas son también tiempo-transgresivas, desde modernas a antiguas.
- 5) Entre las unidades arenosas “similares” hay una compuesta de arenas gruesas y arenas gravosas con restos fósiles de megafauna extinta de Edad Lujanense, que ha sido individualizada en esta tesis como una subdivisión litoestratigráfica de la formación geológica inherente a este gran río, la Fm. Itzaingó; para esa subdivisión se propondrá oportunamente su reconocimiento formal como “Miembro Laguna Setúbal”. La antigüedad de estos depósitos es del orden de los 100.000 años y yacen en el subsuelo de la planicie en el área del que deriva su nombre y sus adyacencias, como también en el lecho de cauces secundarios de marcada actividad erosiva en la zona.
- 6) Las unidades sedimentarias del Pleistoceno son relictuales en la planicie e intervienen, de modo discontinuo, en aspectos morfodinámicos de los cauces secundarios de la planicie: los sedimentos finos antiguos, de mayor consistencia comparados a los modernos, dan origen a secciones batimétricas compuestas en partes de ellos; las arenas gruesas, gravas y concreciones ferruginosas del “Miembro Laguna Setúbal” constituyen fuentes locales de sedimento para los cauces secundarios que están incisos en él, que los transportan y depositan al nivel general de la planicie junto a los sedimentos fluviales de distinto calibre provenientes de aguas arriba.
- 7) Con la configuración actual, el cauce principal del río incide directamente en el modelado de un 57 % de la longitud del lateral E del valle, que erosiona a la par de evacuar los materiales producidos localmente por procesos de remoción en masa; el otro 43 % permanece más o menos estable. De la barranca derecha el cauce principal modela sólo menos del 7 % de su longitud en el tramo medio, desde Pto.

Gaboto (km 480) hacia el sur. Este lateral O no se encuentra en la actualidad bajo la incidencia de procesos fluviales de cauce desde la confluencia del río Paraguay hasta la localidad santafesina de Alejandra, aproximadamente, y su ubicación en planta es estable. Desde esa localidad, sobre todo algo más al sur, el valle es erosionado en forma discontinua por dos cauces secundarios importantes del sistema: el río San Javier, primero, y el río Coronda después. Ambos cauces marginales modelan el lateral del valle a tasas de erosión bajas, mensurables por lo común en dm/año o cm/año como promedios interanuales. En suma, para una condición histórica, el borde derecho de la planicie aluvial en el tramo medio está experimentando una expansión por erosión hacia el oeste a ritmos variables, en general bajos y discontinuos, en ca. un 40 % a un 50 % de su longitud. El cauce principal es responsable de tal corrimiento en un 13 % de ese segmento activo, en términos medios.

- 8) Con relación al pasaje de ondas de crecida a través del tramo entero, se ha probado y explicado su atenuación desde Corrientes (km 1208) hasta La Paz (km 757), aguas abajo de la cual hay una discontinuidad provocada por el estrechamiento de la planicie en el eje Hernandarias – Cayastá principalmente, que origina una onda de remanso que se propaga desde allí hacia aguas arriba y concentra el flujo de la crecida en el cauce principal. La combinación entre ese efecto (“de aguas abajo a arriba”) y la amortiguación del escurrimiento (“de aguas arriba a abajo”) hacia la latitud de La Paz es tan notable, que las crecidas con más de un máximo en Corrientes llegan a perder su multiplicidad hacia esa zona. Aguas abajo de Hernandarias, las ondas de crecida vuelven a atenuarse hasta Rosario.
- 9) La identificación de los AIC constituye un hallazgo significativo en el sistema fluvial del Paraná. Por un lado, ello demuestra que la sedimentación de finos en este ambiente es un fenómeno no sólo asociado a los desbordes de sus cauces, sino más permanente, de estados encauzados (por mucho, los más frecuentes del río). Se amplían, por otro, las posibilidades de interpretación en la producción de cartografía geomorfológica, así como de análisis de facies de los depósitos limosos del río. Finalmente, los AIC son una manifestación morfológica más, complementaria al desarrollo de bancos de arena centrales y laterales, de la forma en que un cauce reduce su anchura efectiva por la disminución progresiva de su caudal formativo.

- 10) Las morfologías deltaicas en el tramo medio del río Paraná son más conspicuas hacia el sur del eje Goya – Reconquista, donde aparecen de manera ocasional y con extensiones en general reducidas, salvo un par de excepciones, desarrolladas en las lagunas de la planicie. Estas geoformas son más frecuentes en las áreas regionalmente bajas de la planicie, e incluyen desde deltas en sentido estricto (con variedades digitadas, lobuladas y arqueadas) hasta derrames deltaicos (o deltas de derrame, como los ha nombrado indistintamente el autor). Las formas de progradación deltaica se reconocieron incluso en segmentos del cauce principal abandonados hace algunas décadas.

- 11) Se identificaron nueve unidades geomorfológicas generadas por el río Paraná en lo que es su planicie aluvial, denominadas según sus geoformas más conspicuas como sigue: 1) Islas del Cauce Principal (CP); 2) Albardones y Derrames del CP; 3) Espiras de Meandro y AIC; 4) Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado; 5) Planicie Multilagunar; 6) Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado; 7) Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo; 8) Grandes Lagunas; y 9) Islas y Espiras de Meandro Disipadas. Existen otras unidades que yacen dentro de los límites de la planicie cuyos atributos geomorfológicos no derivan de la morfodinámica actual del tramo, aún cuando son afectadas por inundaciones ordinarias o sólo por las de muy alto tiempo de recurrencia (e.g., 1982-‘83, 1998); en cada caso, estas son: 10) Planicies de Tributarios; y 11) Terrazas y Otros Remanentes Interiores Sobre-elevados.

- 12) Consecuente con su elemento generador, la Unidad Geomorfológica Islas del Cauce Principal es la única de las formadas por el río en el tramo medio que se desarrolla de manera ininterrumpida desde la confluencia con el río Paraguay hacia aguas abajo. Las demás aparecen de manera discontinua como parches más o menos extensos a uno u otro lado del cauce principal. En ese contexto, las morfologías deltaicas constituyen, las más de las veces, elementos accesorios de unidades geomorfológicas caracterizadas por otras formas, como se puede advertir desde el nombre mismo de las unidades.

- 13) Las unidades geomorfológicas intervienen bien de manera pasiva durante los desbordes del río, e.g., por concentrar el flujo de inundación en una unidad dada de relieve deprimido a lo largo y ancho de la planicie, o bien de forma más activa, por

contar o no con una red de cauces secundarios bien establecida entre sus elementos constitutivos.

- 14) Diversas evidencias coinciden para sostener que las sedimentaciones en general, y de sedimentos finos en particular, son más importantes en la unidad Islas del Cauce Principal y sus adyacencias, que hacia zonas alejadas de ella; ello explica la sobre-elevación topográfica de esta unidad geomorfológica y otras generadas por cauces secundarios con conexión directa al cauce principal, respecto de otras unidades donde existen cauces secundarios de conexión indirecta al principal, más deprimidas en una misma sección transversal de la planicie.
- 15) De lo hasta aquí manifestado se propone el siguiente modelo de funcionamiento morfodinámico de la planicie aluvial en el tramo medio: los fenómenos de formación de AIC y de sedimentación y oclusión de cauces son más marcados en torno al cauce principal y los cauces secundarios de conexión directa con él, que en otros cursos del sistema; estos hechos tienden a elevar la planicie donde operan, en una suerte de acreción vertical generalizada de sedimentos pero originada por procesos de cauce que se colmatan de manera continua. En oposición a ello, en los cauces secundarios de conexión indirecta con el cauce principal ocurren procesos que erodan las unidades sedimentarias por donde discurren, retrabajándolas; los procesos erosivos suceden fundamentalmente durante eventos de crecida, y los sedimentos así generados se esparcen sobre todo en la forma de deltas y de derrames deltaicos, en una suerte de acreción lateral de los sedimentos a través de la planicie pero conducida por procesos de inundación.
- 16) En términos de unidades geomorfológicas, la “acreción vertical de la planicie” ocurre en las Islas del Cauce Principal y las Espiras de Meandro y AIC. Por su parte, los fenómenos de retrabajo y dispersión lateral de sedimentos suceden en las unidades Espiras de Meandro y AIC con Drenaje Anastomosado, Planicie Multilagunar con Drenaje Anastomosado y, fundamentalmente, Planicie Multilagunar con Drenaje Distributivo. Las Grandes Lagunas y la Planicie Multilagunar son, en partes, receptoras finales de esos sedimentos de diferente calibre y en partes no; así, ambas unidades tienen un rol más pasivo en la morfodinámica general de la planicie, al igual que las Islas y Espiras de Meandro Disipadas.

- 17) Se reconoció una variedad de 12 tipos de cauces secundarios en el tramo que fueron diferenciados, en un primer nivel, como: a) *cauces secundarios del cauce principal*, ubicados en la faja modelada por él o en sus adyacencias inmediatas, con caudales que provienen directamente del cauce principal; b) *cauces secundarios de la planicie*, cuya vinculación hidrológica e hidráulica con el cauce principal es indirecta; y c) *cauces secundarios singulares*, de evolución compleja por capturas de otros cauces secundarios o con fuerte intervención antrópica. En dos niveles subsiguientes a esta primera clasificación se sintetizan sus jerarquías y relaciones funcionales, y se establecen rasgos que permiten inferir propiedades (de estado, de transformación y/o genéticas) al identificar la clase de Cauce Secundario aún por observación remota.
- 18) La clasificación propuesta tiene cierta debilidad en la incorporación de la clase de *cauces secundarios singulares*. Aún así se la ha mantenido, en virtud de intentar cubrir un espacio históricamente vacío en la percepción y conocimiento de este gran río. En consideración de ello el autor de esta tesis espera a que sea ampliada o mejorada desde nuevos aportes que se realicen con su uso.

Como conclusiones (o corolarios de esta especie) complementarias, vale mencionar, en primer término, que el río Paraná en el tramo medio no se asemeja a ninguno de los otros grandes ríos del planeta más que en parcialidades, desmembrado, de acuerdo a la revisión de los casos presentados por los autores citados en los párrafos iniciales del Capítulo 1.

Las particularidades del Paraná que darían cuenta de su individualidad en el concierto de los sistemas fluviales de mayores caudales del planeta, combinadas, serían: su ubicación marginal en el borde de la cuenca de antepaís de retroarco Andino, en contacto con las áreas cratónicas de intraplaca del este, que condicionan su alimentación sedimentaria; su extenso derrotero N – S vinculando áreas tropicales con templadas, que determinan las características de la hidrología y de la biota en el tramo medio, junto a la ausencia de tributarios de cuantía entre sus extremos; y lo indicado en las conclusiones (1) y (2) de este ítem.

Se comparte, por esa vía, lo establecido por S. A. Schumm en 'River variability and complexity' (2005, Cambridge Univ. Press) acerca de la identidad intrínseca que poseen los sistemas fluviales en general, independientemente de su tamaño.

En segundo lugar, una consideración a las intervenciones del hombre induciendo a modificaciones del río, que son diversas. Éste ha sido impactado en forma externa al tramo por las presas de embalse hidroeléctricas construidas aguas arriba de la confluencia con el Paraguay y, de manera directa, también en el interior del área de estudio.

Sobre las últimas, la mayoría de las intervenciones suelen ser puntuales o localizadas aunque de influencias zonales heterogéneas. Sin dudas, el área de Santa Fe – Paraná y su entorno inmediato reúne prácticamente todas las variedades, en grado superlativo al concentrarlas.

Finalmente, se concluye que fue demostrada la validez de la hipótesis de trabajo que articuló esta tesis, esto es:

La planicie aluvial del río Paraná en su tramo medio es un enorme espacio de interacción simultánea de procesos hidráulico-hidrológicos y bióticos de dispar magnitud, que se ha estructurado integrando, con tal disimilitud y al mismo nivel topográfico de su superficie, fenómenos y atributos geológico-geomorfológicos del presente y de hace decenas de miles de años, que es el orden de tiempo más antiguo en partes de las unidades geomorfológicas que la integran, en general como parches discontinuos; propiedades intrínsecas de estas unidades (como su sedimentología de superficie y subsuelo, pendientes generales, etc.) y devenidas de sus relaciones espaciales entre sí (e.g., desniveles topográficos generales, anchuras en relación a las de las unidades coalescentes y las del valle), inciden en la distribución areal de los fenómenos geomorfológicos e hidro-sedimentológicos del presente a escala regional, e incluso en su magnitud, atenuándolos o exagerándolos por partes en el sistema; para su heterogénea red hidrográfica de cauces secundarios, ello se traduce en procesos que conducen a la progresiva obliteración de cursos en determinadas unidades, en un extremo, y al desarrollo de desbordes y avulsiones con la generación de nuevos cauces en otras unidades, en el otro, que modifican localmente la morfodinámica de la unidad o de las unidades geomorfológicas que ellos vinculan, sosteniendo, así, la heterogeneidad de atributos y funcionalidad de la planicie en tiempo y espacio.

4.3. Recomendaciones

Como se adelantara al inicio del Capítulo, las recomendaciones que surgen de esta tesis se han estructurado en torno a dos aspectos: el del conocimiento académico, por un lado, y el de la percepción del río en lo que hace al uso de sus recursos (mineros, como vía navegable y de “tierras productivas”, para lo que nos ocupa) y en las interrelaciones ingenieriles que se establecen con él.

Sobre el primer aspecto, el abanico para futuros estudios desde lo que se ha desarrollado en esta tesis es muy amplio. Aún así, tres asuntos parecen, en consideración del autor, los más significativos.

El primero de ellos se refiere a las posibilidades de encarar investigaciones para dilucidar la génesis y rasgos evolutivos de la planicie aluvial, sobre la base de las unidades geomorfológicas diferenciadas. Un ingrediente esencial en ello será el de contar con dataciones de las unidades sedimentarias asociadas, a fin de dilucidar aspectos como cuán longevos pueden ser los cauces secundarios mayores (tanto de conexión directa como indirecta), cuál es la máxima antigüedad (o tiempo de supervivencia) de las islas del cauce principal, o las que arrojen luz sobre los procesos de colmatación sedimentaria en las grandes lagunas.

Relacionado a esto, el tema de la antigüedad de los sedimentos superficiales no modernos de la planicie es uno que requiere de estudios específicos a escala del tramo entero, dada la inexistencia de estos datos fuera de los aportados por esta tesis. Ello incluye a las terrazas adyacentes a la planicie al N del eje Reconquista – Goya, al menos en forma exploratoria ya que el desconocimiento sobre su edad es manifiesto.

El tercer asunto es la evaluación del momento en que ocurrió la interacción entre el sistema fluvial instalado en la planicie actual, compartiendo actividad con el Bajo de los Saladillos. Si un modelo actual de ese funcionamiento fuera el de los brazos secundarios del cauce principal que divergen de él como el río Colastiné o San Jerónimo – Correntoso, el esquema con el Bajo permitiría extender hacia atrás en el tiempo la interacción del río Paraná en el ámbito de la Llanura Pampeana de hoy día, ampliando el conocimiento de la evolución de la región en el Cuaternario.

Lo anterior, en una concepción de estudios “autóctonos”, sin extender las investigaciones hacia aguas arriba de la confluencia del río Paraguay, o hacia el complejo fluvio-litoral de la desembocadura aguas abajo de Rosario, nivel de base del tramo que se considera.

Prescindiendo de esa “aloctonía” (que deberá acometerse) hay, por cierto, estudios menos ambiciosos autóctonos, con sesgos de aplicación como el de la ampliación del sistema fluvial hacia el E por la acción directa del Paraná modelando ese lateral del valle.

En cuanto a las interrelaciones que se establecen con el río, hay varias situaciones evaluadas en esta tesis que tienen incumbencia en programas de manejo u ordenamiento territorial.

Como ejemplos, el extraordinario crecimiento del delta del A° Leyes que involucra la pérdida del “pulmón hidrológico” de la laguna Setúbal en un futuro no lejano, y las afectaciones que ello implicará para las interrelaciones que la ciudad de Santa Fe mantiene con tal ambiente; o la incidencia de los caudales que se derivan desde el río Colastiné por el artificial Canal de Acceso al Puerto de Santa Fe, que incrementan los del río Coronda y sus procesos erosivos en el borde pampeano del valle.

Por encima de la cita de otros casos sobresale un concepto rector que debe anclarse en las intervenciones que se pretendan realizar en este gran río: el de ser superlativamente un **sistema fluvial**, con una interrelación de sus partes que hace desaconsejable su división en “subsistemas” al momento de realizar modificaciones estructurales o no estructurales sobre el mismo.

Un desmembramiento de aquél tipo puede ser válido en abordajes académicos pero no en las intervenciones ingenieriles que incidan sobre los flujos de agua y/o sedimentos, aún cuando fueren localizados respecto al ancho de la planicie aluvial en un sector dado. Ello, en consideración de la relevancia de los procesos autogénicos que ocurren a esa escala, en la formación y obliteración de cauces por caso.

Vinculado a lo anterior, es recomendable que las evaluaciones de impacto ambiental en el río no consideren las intervenciones desde un enfoque local, restringido al sitio geográfico específico en el cual se desarrollen, ignorando las que la precedieron en el mismo lugar o en su entorno.

En tal sentido, esos estudios deberían realizarse bajo marcos conceptuales bien establecidos al presente, como el de las respuestas compleja, no-lineal y espacio/tiempo-dependiente de los sistemas fluviales (Schumm, S. A., 2005, 'River variability and complexity', Cambridge Univ. Press), todas de ocurrencia probada en el tramo medio.

Un paso adelante en ese contexto es generar (o regenerar) estructuras institucionales previas a las "audiencias públicas", que podrían conformarse por especialistas comprobados en (al decir informal de J. J. Neiff) "fluviología", aludiendo al ánimo de interdisciplinariedad que se requiere en las evaluaciones de los ríos, sean éstas indistintamente básicas o aplicadas.

ANEXO A

Faja de divagación histórica del cauce principal del río Paraná en la última centuria
(Ramonell et al., 2000; Pereira, 2016) ¹⁸

Contenido:

Faja de divagación reproducida de Ramonell et al. (2000; “Figs. 4.1.a-b”)	Pág. 255
Topónimos del segmento P. de la Patria (km 1242) – Corrientes (km 1208)	Pág. 258
Faja de divagación histórica reproducida de Pereira (2016; Figs. siguientes) ¹⁹	Pág. 259

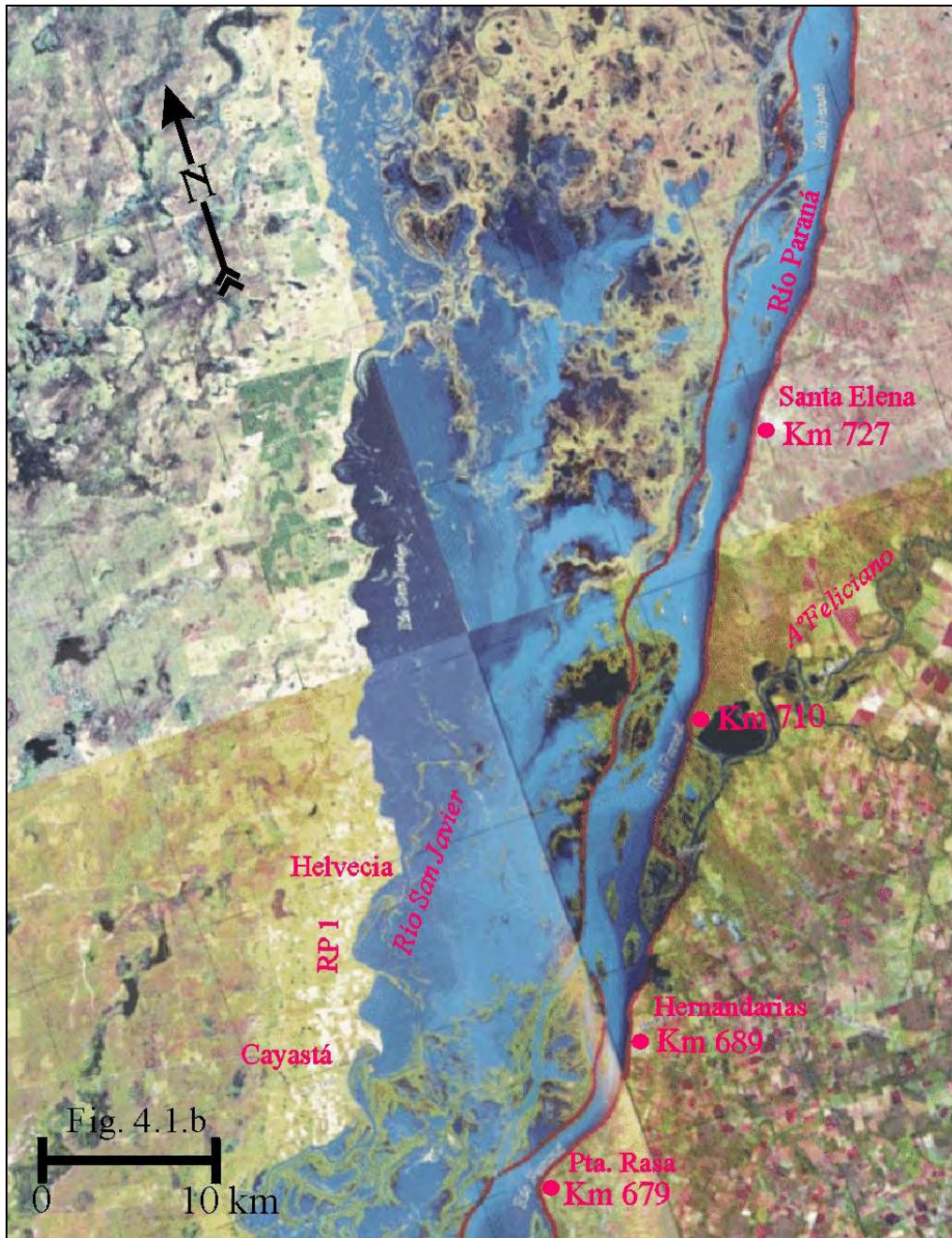
Referencias Bibliográficas

- Pereira, M. S. (2016). “El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching”. Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Ramonell, C.G.; M.L. Amsler y H. Toniolo (2000). Geomorfología del cauce principal. En: ‘El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura’ (C. Paoli y M. Schreider, Eds.), Tomo 1: pp. 173-232. Centro de Publicaciones de la Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.

¹⁸ El lector podrá advertir una diferencia en las fajas delineadas por los autores en ambas contribuciones, en torno a los subtramos entre los Km 584 y 555 y Km 516 a 480 de la ruta de navegación fluvial. Ello obedece exclusivamente a las concepciones de “cauce principal” y de “cauce secundario” asumidas en cada caso. Definiciones operativas de ambos elementos hidrográficos se brindan al final del ítem 2.2.3 (Capítulo 2) de la tesis (de acuerdo a estas, los cauces del “río” Paraná Viejo y del “río” de los Reyes ya eran brazos secundarios del río a principios del siglo XX, aún cuando se hubieren originado en estrecha relación al cauce principal antes de esa centuria).

¹⁹ Sobre este juego de figuras se han superpuesto los nombres de cauces secundarios y lagunas referidos en esta tesis. Los cuerpos leníticos aparecen con expresiones reducidas, ya que la base de imágenes satélite muestra al sistema fluvial en aguas bajas del 7 de Abril y 2 de Mayo de 2009 (Alturas hidrométricas en los puertos de Corrientes, HhPC, y Paraná, HhPP: 2,52 m y ca. 2,00 m).





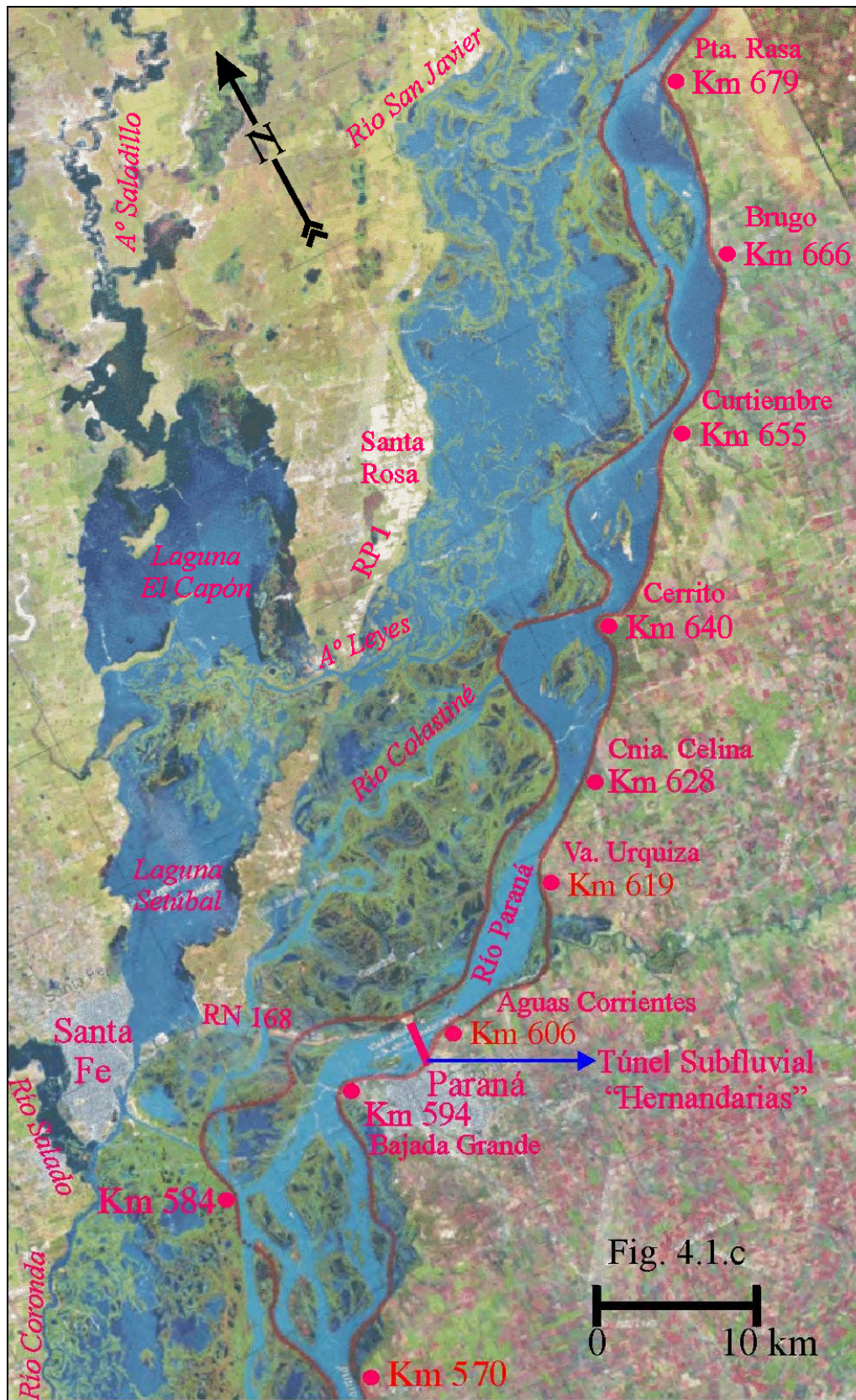
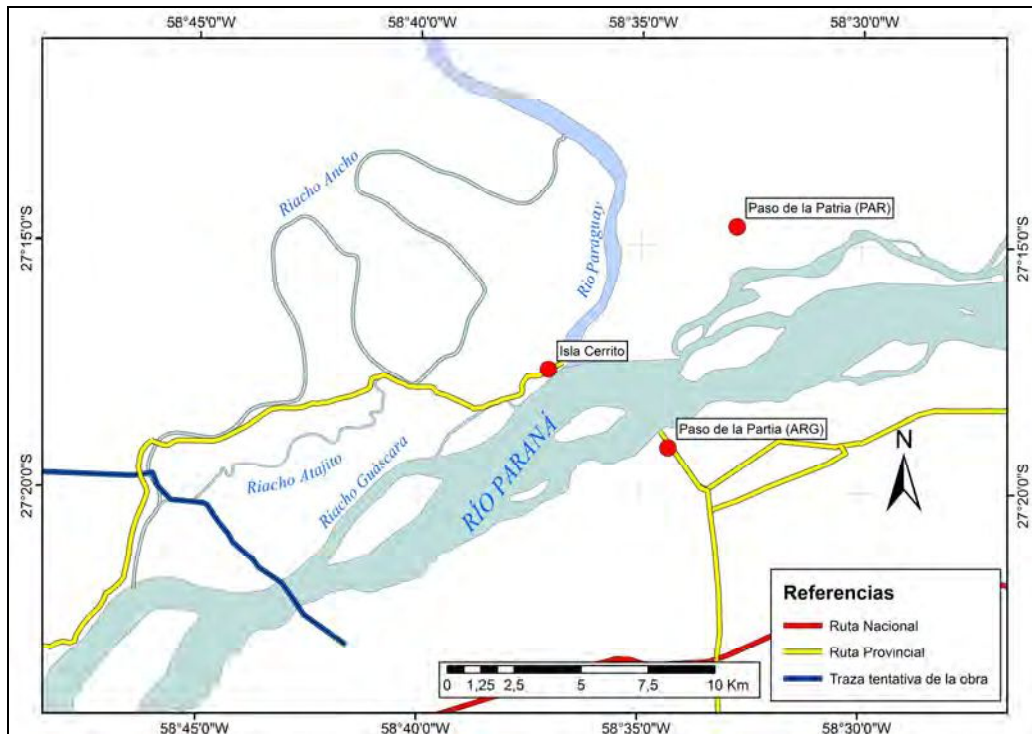
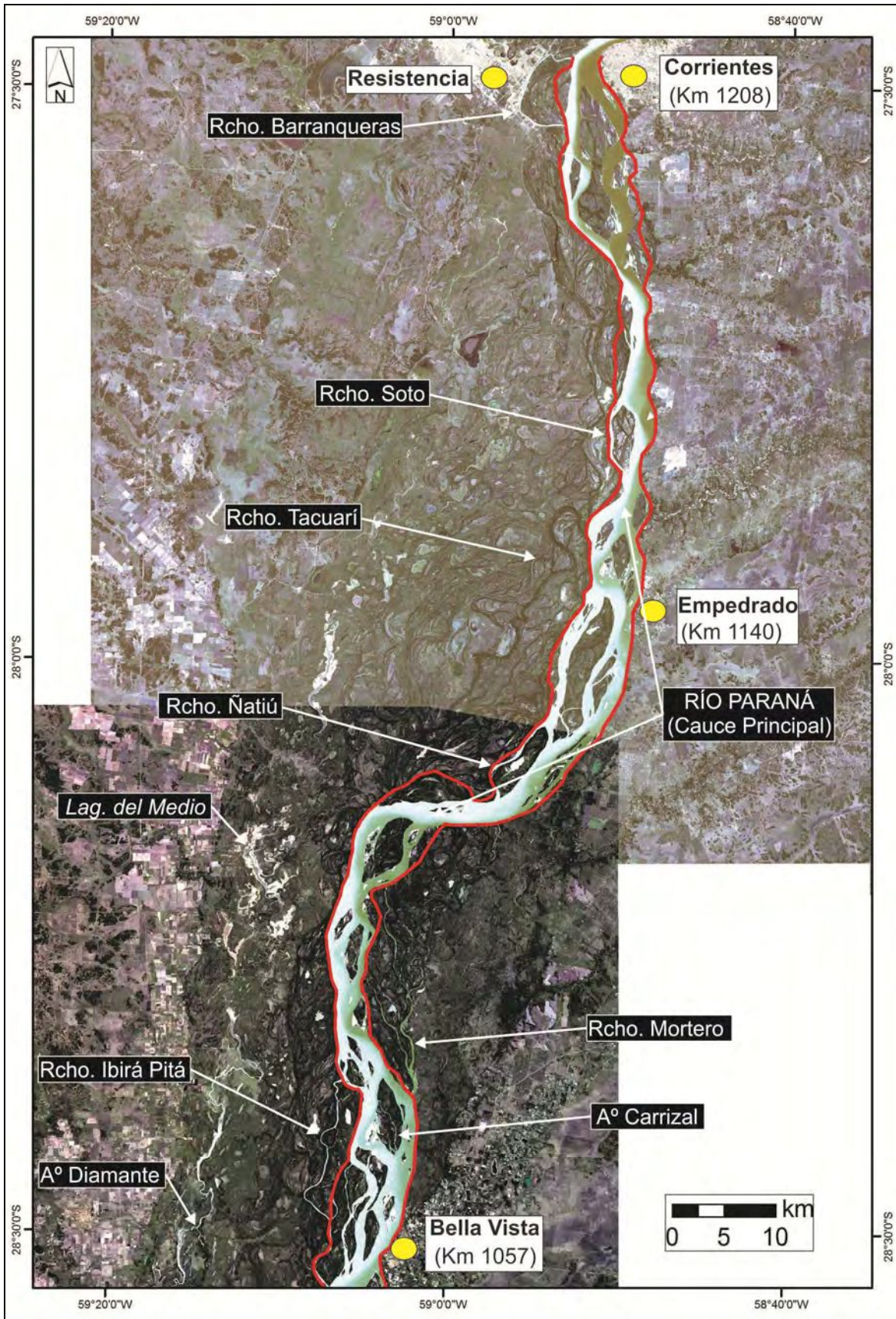
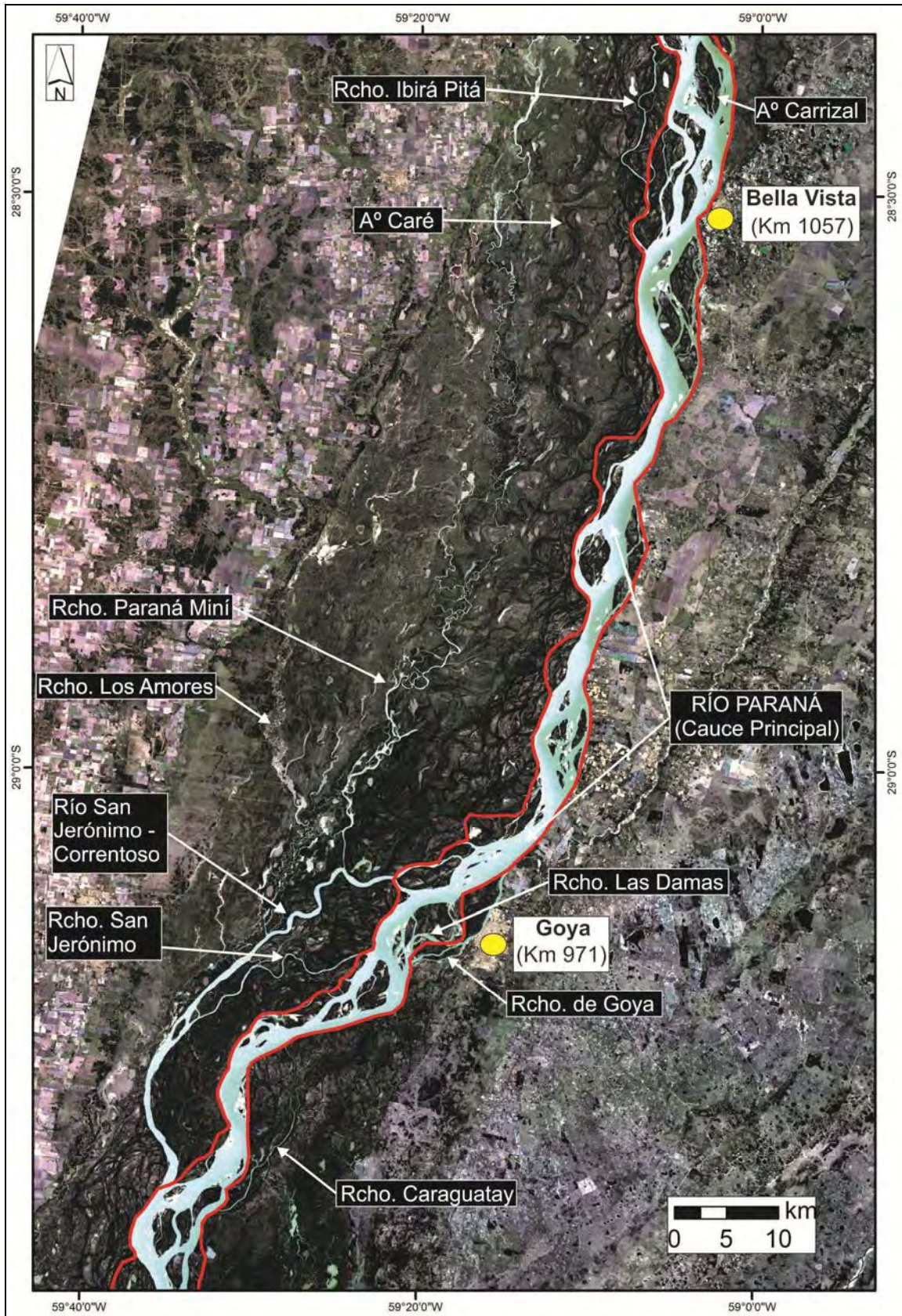


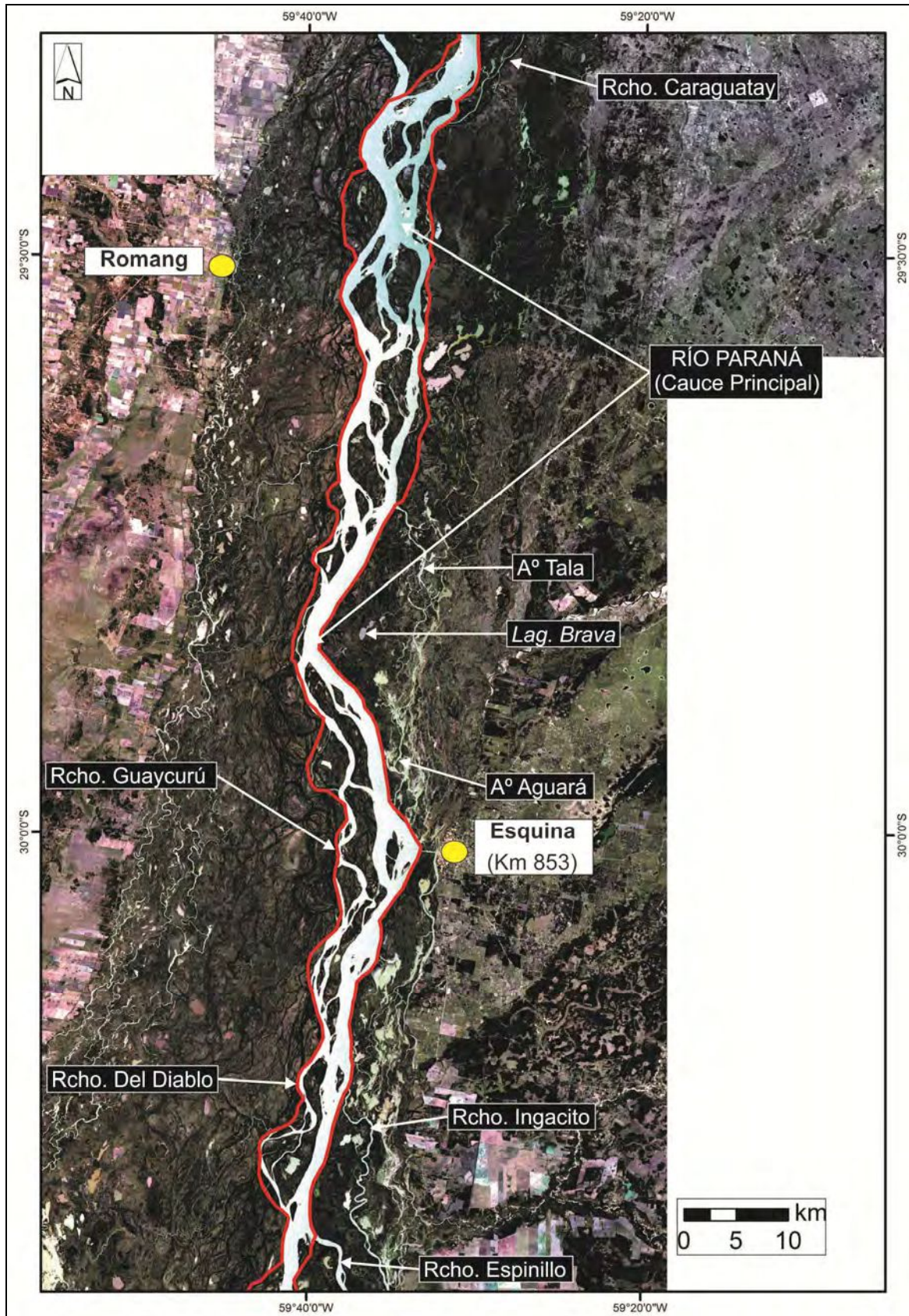


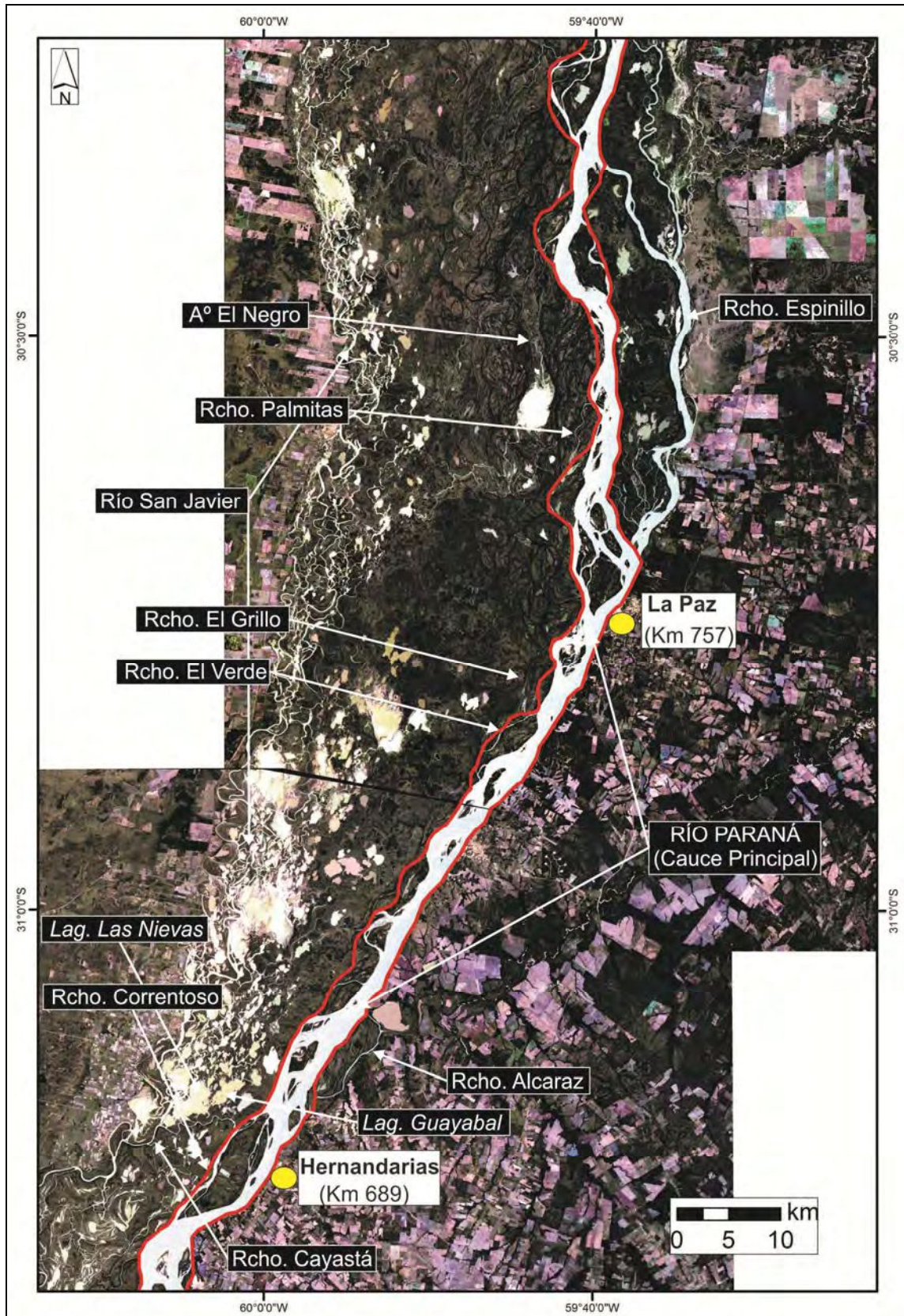
Fig. 4.1.d

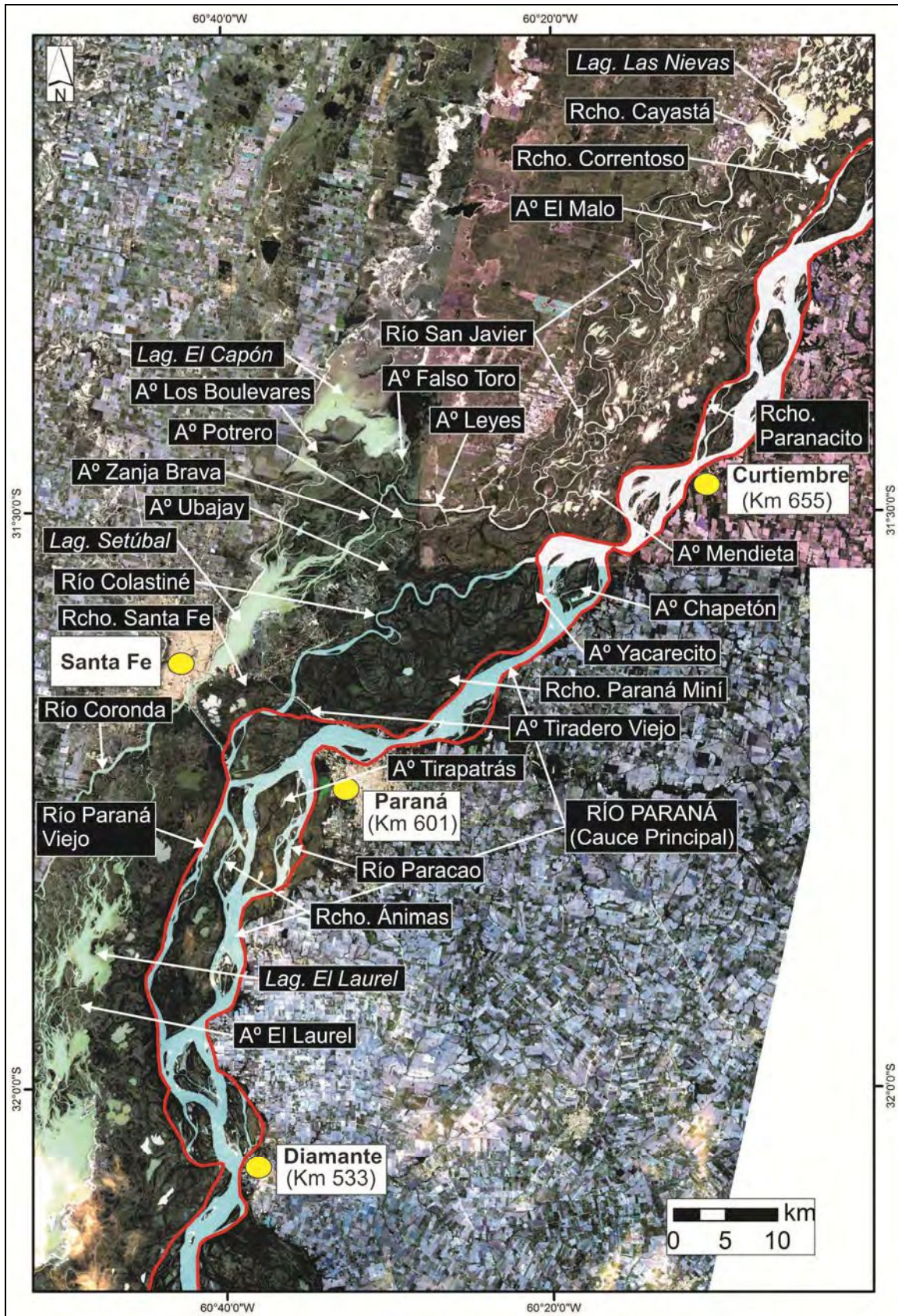


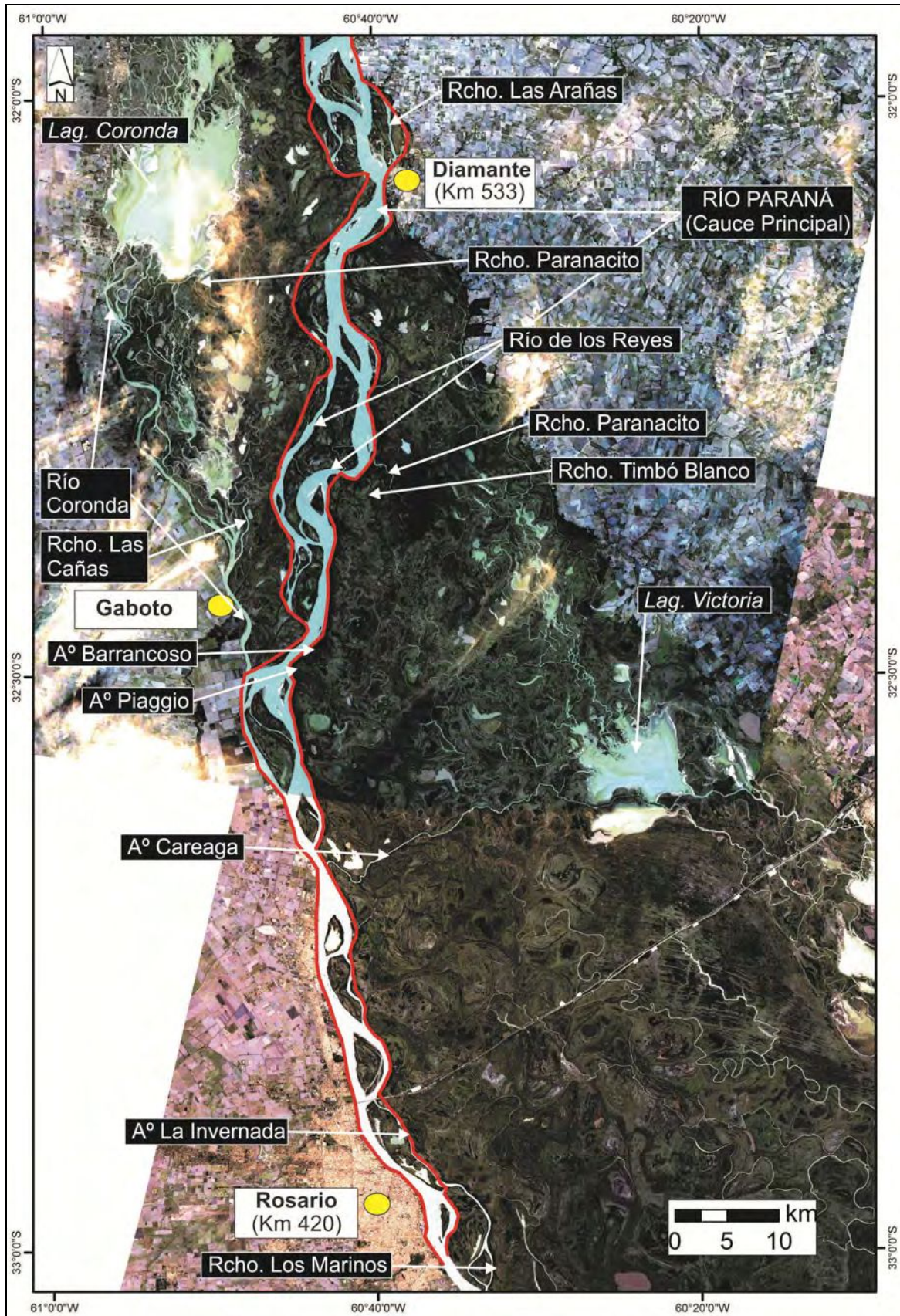












ANEXO B

Evaluación de propagación de crecidas en el tramo medio. Aspectos metodológicos y resultados complementarios

Contenido:

Aspectos metodológicos	Pág. 266
Resultados Complementarios	Pág. 268

Aspectos metodológicos

El escurrimiento de inundación en una planicie fluvial está condicionado por una gran cantidad de parámetros variables además de los hidrológicos de las crecidas en sí, como el ancho y relación de aspecto de la planicie, la densidad, conectividad y dimensiones de cauces y bajíos (lagunas u otros reservorios de aguas), las características de la vegetación y demás elementos de rugosidad (e.g., relieve y orientación de geoformas u obras ingenieriles).

En Tabla B.1 se listan unas pocas propiedades de la planicie del Paraná entre Corrientes y Rosario, en la que se destaca la importante reducción del ancho medio de la planicie de inundación aguas abajo de La Paz, a la que se hizo referencia al final del ítem 2.2.2.

Tabla B.1. Dimensiones de la planicie de inundación (y pendiente del cauce) del tramo medio del río Paraná.

Segmento	Área (km ²)		Longitud (km)		Ancho medio (km)	Pendiente del cauce principal (cm/km) ⁽¹⁾
	Parcial	Acumulada	Parcial	Acumul.		
Corrientes - Bella Vista	3050	3050	121	121	25	3,9 a 6,0
Bella Vista - Goya	1835	4885	66	187	28	6,0
Goya - La Paz	6495	11380	184	371	35	6,4 a 5,8
La Paz - Hernandarias	1370	12750	60	431	23	4,3
Hernandarias - Paraná	1475	14225	75	506	20	3,9
Paraná - Diamante	1035	15260	49	555	21	4,1
Diamante – S. Lorenzo	2150	17410	63	619	34	3,9 a 2,5
San Lorenzo - Rosario	1465	18875	28	646	53	

⁽¹⁾ En aguas bajas, a resultados de vincular los 0 m de los hidrómetros en sucesivos puertos.

Durante los máximos de las crecidas más importantes del siglo pasado ocurrieron desbordes hacia el oeste en unos pocos sitios ubicados aguas abajo de ese

estrechamiento, luego imposibilitados de suceder por el aumento de cota de un terraplén vial en los años '90 (ítem 2.2.5).

Otras obras antrópicas ya en el interior del tramo, son las conexiones viales de Santa Fe – Paraná, y Rosario – Victoria, construidas hacia mediados del siglo pasado y comienzos del actual, respectivamente, con largos segmentos de terraplenes.

Fuera de la modificación en la planicie impuesta por la última obra, no hay registros fehacientes de otras transformaciones que hayan podido influir sustantivamente en la hidrodinámica regional de las inundaciones fluviales del Paraná Medio en los últimos 25 años, en consideración del conocimiento del río que se tiene de los antecedentes referidos en el Capítulo 1.

De esta manera, el análisis específico se realizó con crecidas de los últimos 25 años que hubieran alcanzado en el área de Paraná una HhPP $\geq 4,70$ m, que define el Nivel de Alerta en la zona, siendo el de HhPP = 5,00 m el de Evacuación por la generalización local del anegamiento.

Así, se procesaron los datos de alturas diarias cedidos por el CIM - FICH para el período, identificándose las 11 crecidas consignadas en Tabla 2.3. Todas ellas fueron con inundación en torno el eje Santa Fe – Paraná ya que superaron los 4,70 m, en los que la duración del desborde (i.e., HhPP $\geq 4,00$ m) fue de entre 35 y 276 días según los eventos.

Dado que parte de este segmento de planicie es uno de los más altos, en términos relativos, del tramo medio, al adoptar crecidas de HhPP $\geq 4,70$ se ha asegurado la inundación en las demás zonas de la planicie.

En la columna final, la Tabla 2.3 incluye la cantidad de días de cada onda en la localidad de referencia, i.e., desde que las aguas en el cauce principal ascendieron de manera ininterrumpida para alcanzar y superar los (4,00 m y) 4,70 m, hasta que descendieron a idéntico nivel con que comenzó la rama ascendente de cada evento.

De esta manera, ya establecidas las alturas (y fechas) de inicio de los limbos ascendentes, se buscaron las del comienzo (sostenido) de los mismos eventos en la escala de Corrientes. Una vez definidas estas, se repitió el proceso de detectar alturas y fechas de las crecientes en los datos de alturas diarias de escalas sobre el cauce principal

en: Bella Vista, Goya, La Paz, Hernandarias, Diamante y San Lorenzo; adicionalmente, se consideraron los registros de Reconquista, Helvecia y Santa Fe, ubicadas en bordes de la planicie opuestos al del cauce principal.

El último paso fue construir los limnigramas de las 11 crecidas seleccionadas en cada localidad, pero sin graficar los valores absolutos diarios de las escalas, sino adoptando como nivel “0 m” al del día en que en ellas comenzó el aumento de nivel vinculado a las crecidas en Paraná.

Ello permitió reducir los limnigramas a un tipo de gráficas comparativas, en las que los cambios del nivel hidrométrico durante el desarrollo de cada crecida en las distintas localidades pueden ser más fácilmente visibles en el espacio y tiempo.

En esas figuras de limnigramas modificados se incluyó una traza horizontal que marca el nivel de desborde en Paraná, cuya posición variable en cada una de ellas depende del nivel hidrométrico con el que se iniciaron los eventos en tal escala.

Si bien se adoptó como día 0 al del comienzo del evento de crecida en Corrientes, para el resto de las localidades el día inicial fue el de la fecha posterior explicada, independientemente si el ascenso continuo del agua ocurrió por otras causas (e.g., lluvias aisladas) en algún sitio. Esto implica que la ubicación relativa de los “limnigramas de crecida” entre sí no es absoluta sino aproximada, aunque aceptable para evaluarlos en conjunto al considerar las dimensiones de la planicie, las distancias entre escalas, y los ritmos conocidos de variaciones hidrométricas en este sistema fluvial.

Resultados Complementarios

Con la metodología explicitada se construyeron los gráficos correspondientes a las 11 crecidas con desborde del tramo medio, contenidas cada una en las Figuras B.1 a B.11.

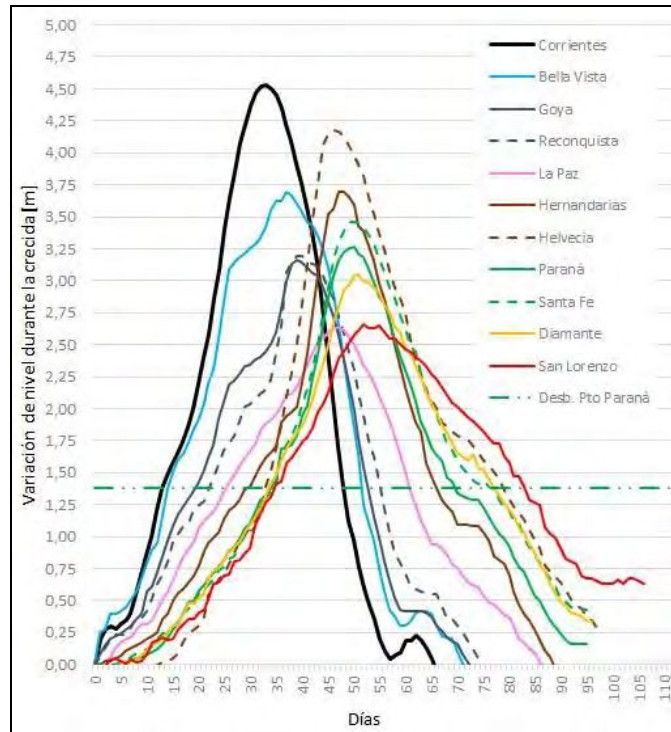


Figura B.1. Crecida de 1990 (la línea horizontal indica la HhPP = 4,00 m, lo que se repite en las figuras de abajo).

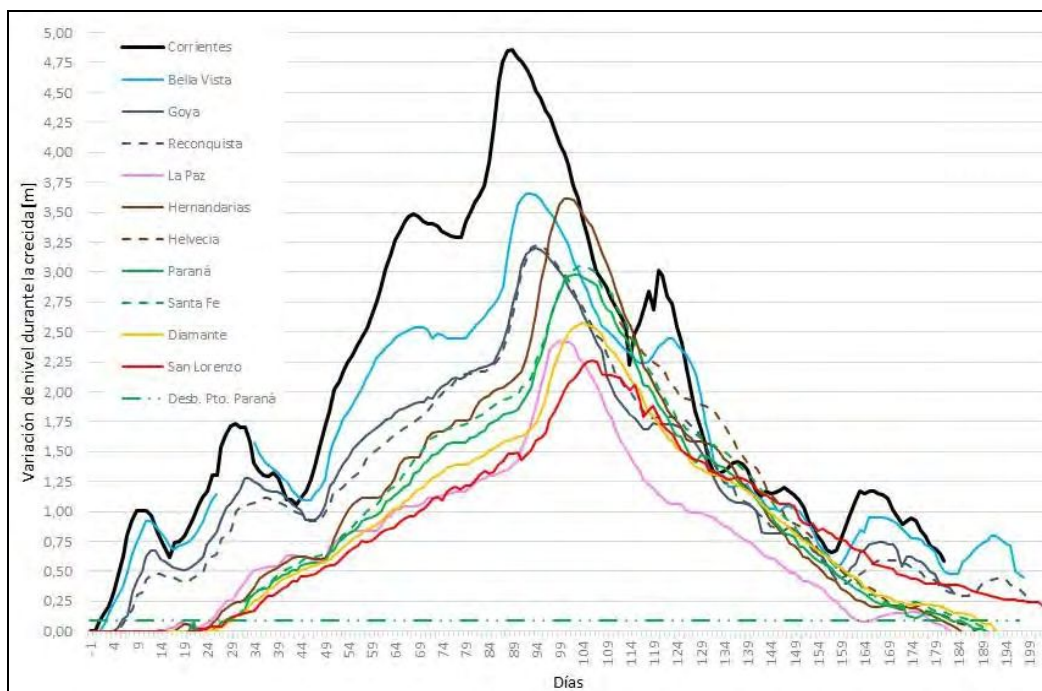


Figura B.2. Crecida de 1992.

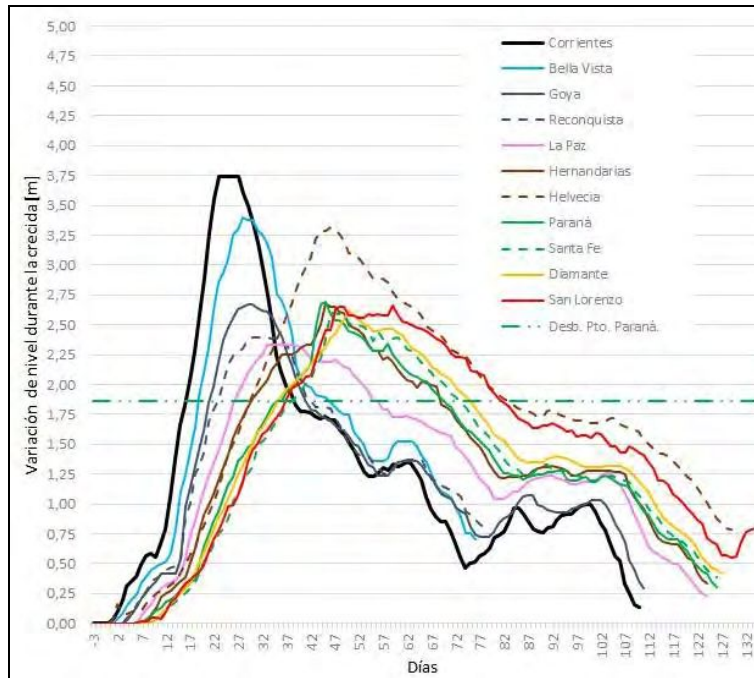


Figura B.3. Crecida de 1993.

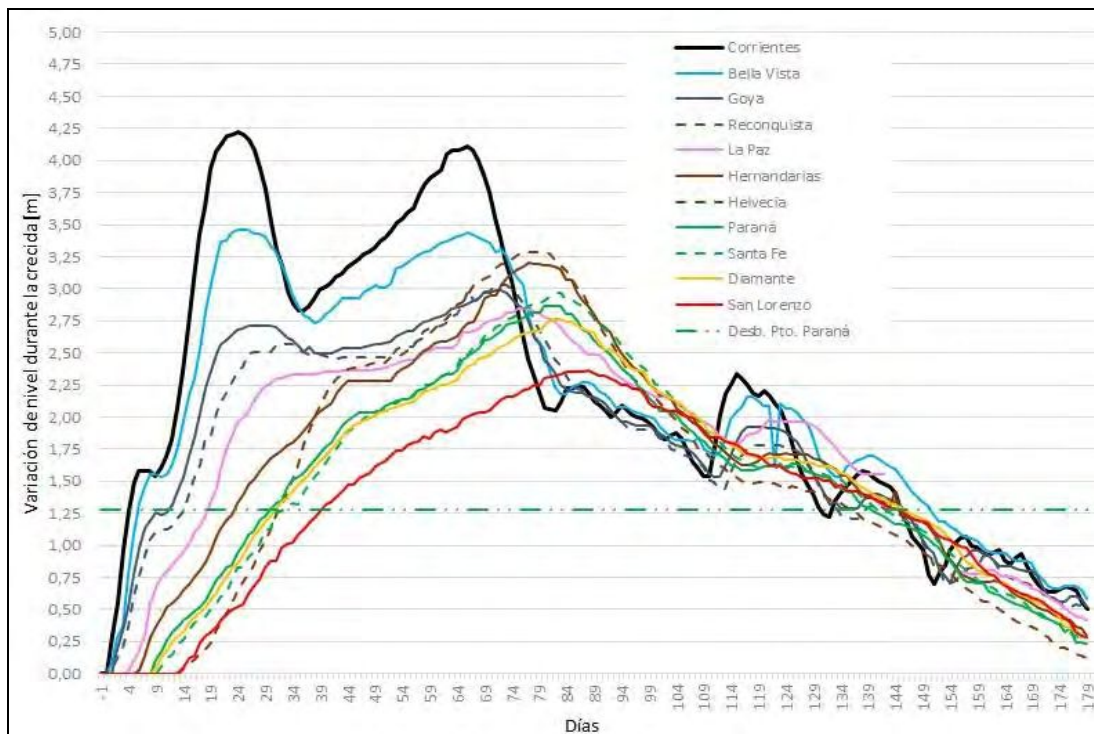


Figura B.4. Crecida de 1995.

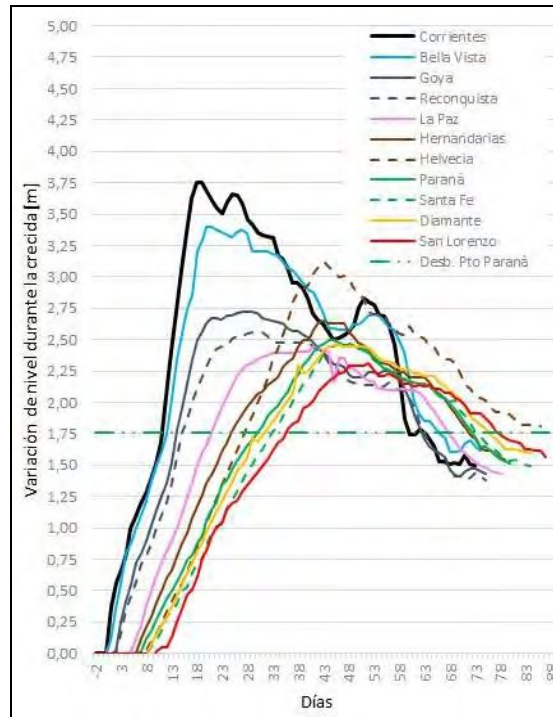


Figura B.5. Crecida de 1996.

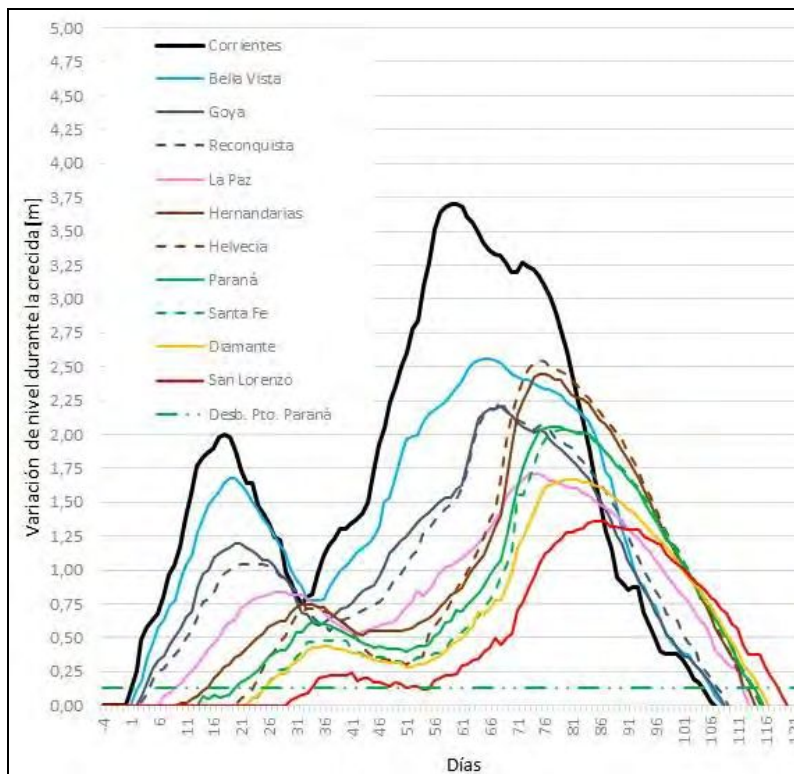


Figura B.6. Crecida de 1997.

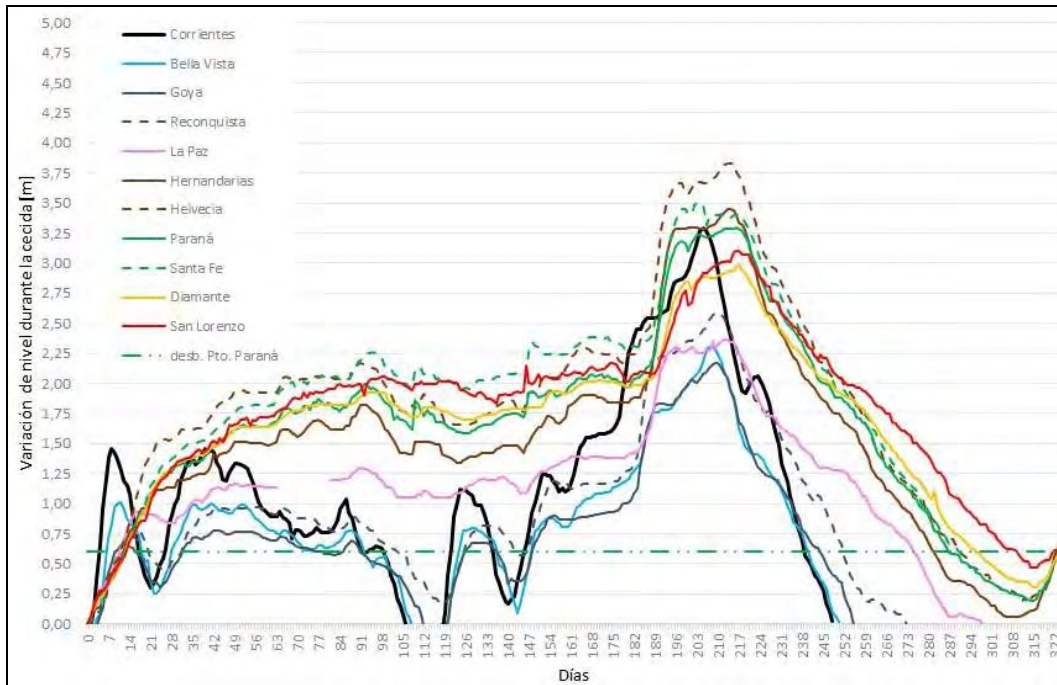


Figura B.7. Crecida de 1998.

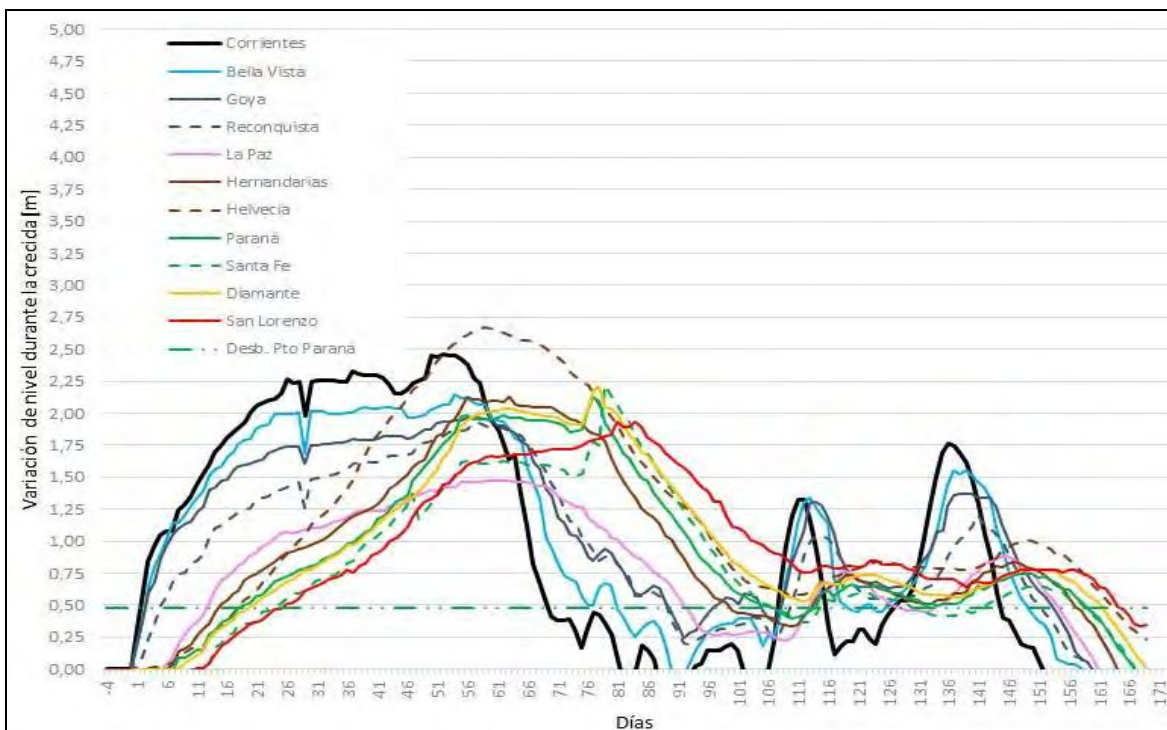


Figura B.8. Crecida de 2007.

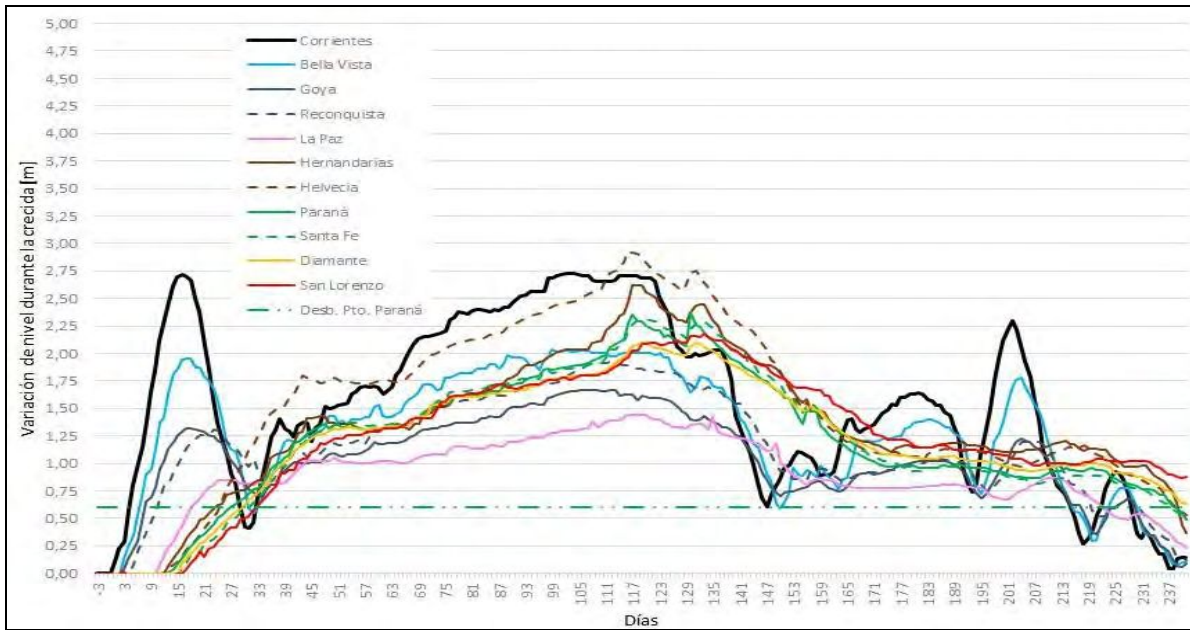


Figura B.9. Crecida de 2009 – 2010.

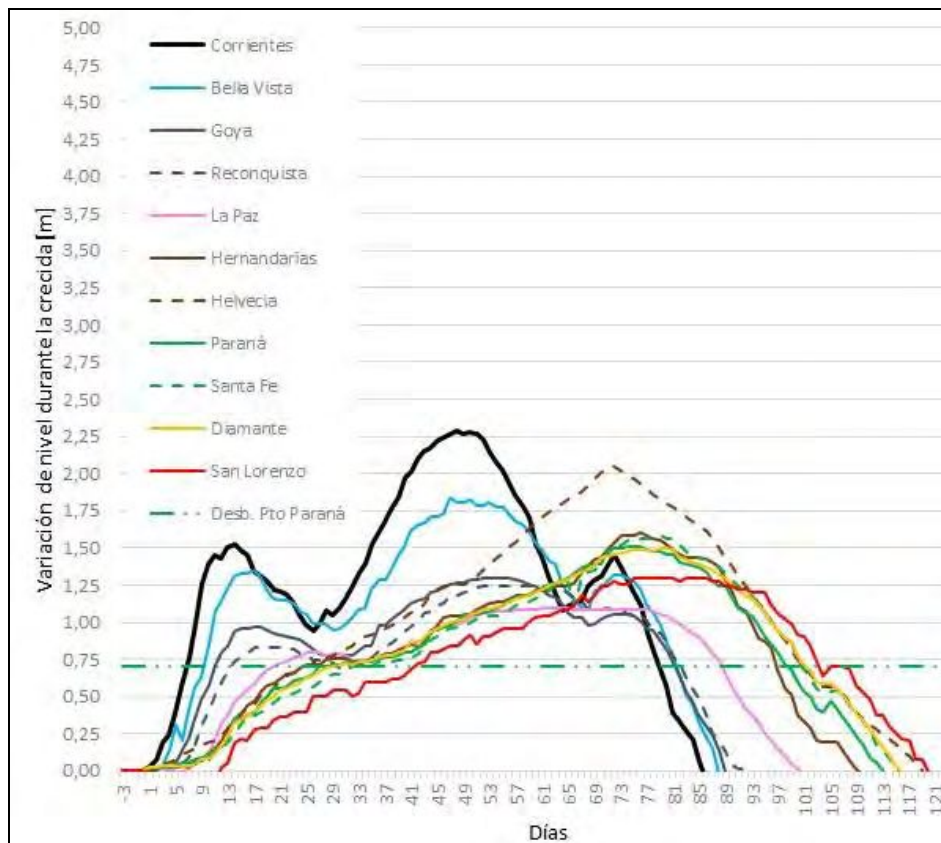


Figura B.10. Crecida de 2011.

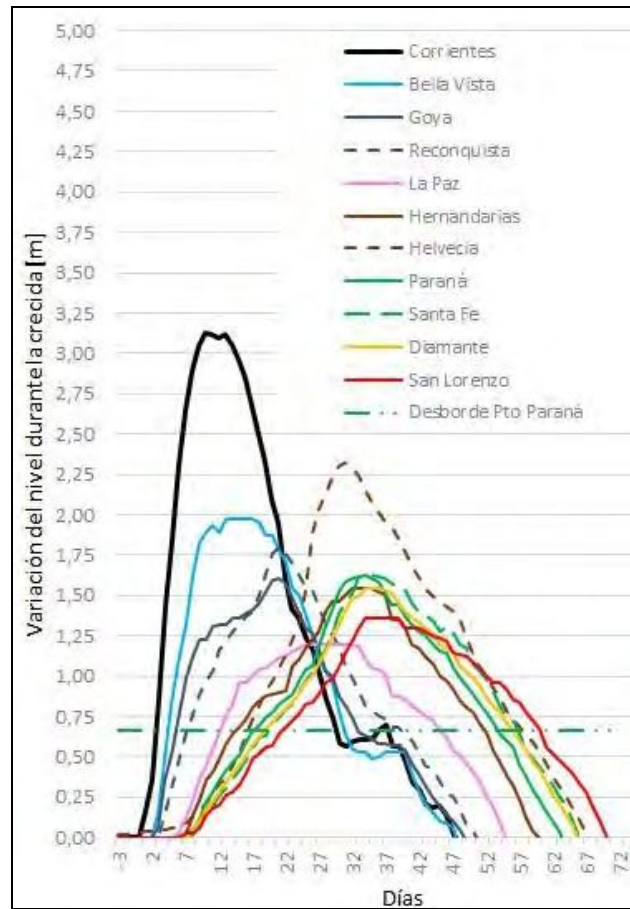


Figura B.11. Crecida de 2013.

De la evaluación grupal de esas figuras se percibe la existencia de los patrones espaciales referidos en el ítem 2.2.3, como la atenuación de los limbos ascendentes de las crecidas desde Corrientes (km 1208) hasta La Paz (km 757) y la aparición del máximo local en las latitudes de Helvecia - Hernandarias (km 689). También, en aquellas crecidas con más de un pico en Corrientes, se observa que llegan a perder su multiplicidad hacia tal zona (Figuras B.3, B.6, B.8 y B.11).

Para el conjunto de crecidas se demuestra lo explicitado en las evaluaciones fuera del cauce principal (i.e., escalas de Reconquista a Santa Fe) sobre los incrementos de nivel en Helvecia, que superan a los de Hernandarias con anticipación a sus alturas máximas.

Atendiendo a las ramas descendentes de las 11 crecidas en la dirección del escurrimiento, se distinguen tres situaciones “sinópticas”:

- una es que la bajante ocurre con similar celeridad en las sucesivas escalas hidrométricas, pero desfasada en el tiempo hacia aguas abajo (e.g., Fig. B.2);
- otra también es “previsible” o normal, en el sentido que sucede progresivamente atenuada y retardada (e.g., Figs. B.8 y B.9), como suele destacarse en la bibliografía básica para sistemas de cauce con planicie de inundación;
- el último caso es el de una bajante que tiende a producirse con igual celeridad y en simultáneo en gran parte del tramo, tal como se advierte en los eventos de 1992 (Fig. B.3) y, especialmente, 1995 (Fig. B.7).

ANEXO C

Registros de perforaciones antecedentes y realizadas por el autor en el tramo medio

Contenido:

Aspectos Metodológicos	Pág. 277
Registros de Perforaciones Antecedentes en torno a Paraná – Santa Fe	Pág. 280
Registros de Perforaciones Antecedentes hacia la latitud de Coronda	Pág. 294
Registros de Perforaciones Antecedentes en torno a Goya - Reconquista	Pág. 301
Registros de Perforaciones Realizadas por el Autor	Pág. 309
Referencias Bibliográficas	Pág. 317

Aspectos Metodológicos

Los sedimentos de la planicie aluvial fueron evaluados por observación directa en márgenes de cauces y desde perforaciones hechas con barreno manual de cuchara helicoidal o mediante penetración de tubos por vibración (“vibracore”), como se las ilustra en Foto C.1 y Foto C.2.



Foto C.1. Muestreo y evaluación de sedimentos superficiales de la planicie con barreno manual (área de influencia del A° Falso Toro, en el delta del A° Leyes).



Foto C.2. Evaluación y muestreo de sedimentos superficiales de la planicie con uso de “vibracore” (zona de Laguna Mendieta, al SO de Curtiembre, km 655).

En ambos casos se trató de sondeos muy someros, con alcance máximo de ca. 5 m en profundidad. Las muestras obtenidas por estos procedimientos se describieron en términos de granulometría, color y rasgos sedimentarios sobresalientes, como la presencia o no de concreciones de diferente composición.

Esas caracterizaciones se hicieron según estándares clásicos de descripción macroscópica, tomando como referencia las propuestas en EPA (1991), sobre todo en lo que concierne a ensayos expeditivos para tipificar sedimentos bajo el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS).

La cohesión en afloramientos fue evaluada atendiendo a la escala elaborada por Hodgson (1976) desde agregados en seco y clasificada en sus términos (suelto, friable, resistente, etc.), que también son de uso frecuente.

En los sitios de las perforaciones, salvo los primeros decímetros en que se hicieron pequeños pozos exploratorios a pala, sólo se consignó cualitativamente la dificultad del avance en el momento de ejecutarlas. Ello, debido a que los diferentes grados de saturación de agua del sedimento impiden mejores apreciaciones del parámetro.

También se hicieron evaluaciones del subsuelo a partir del análisis de registros de perforaciones antecedentes ejecutadas para diversos fines, principalmente de valoración geotécnica en relación a proyectos de obras ingenieriles.

Estos registros fueron obtenidos por el autor en búsquedas ad-hoc de diversos informes de esa especie, o cedidos por colegas de la FICH en el marco de estudios de transferencia realizados por la institución.

En los tres títulos siguientes a este se reproducen, a modo de ejemplos, parte de esos registros, tanto para presentar la diversidad de formas en que fueron descritas las capas atravesadas, como para atestiguar sobre las proposiciones hechas sobre los sedimentos de la planicie en el ítem 2.3.4 del Capítulo 2.

Con relación a lo primero, se procedió a hacer una simplificación, en pocas clases, de los parámetros descritos en los registros originales, básicamente, los referidos al tamaño de grano, al color, la resistencia a la penetración y la clase de material según el USCS.

Para ello se siguió una metodología desarrollada por el autor con anterioridad (Ramonell, 2005), también adoptada prácticamente sin modificaciones por Pereira (2016) en sus análisis del sustrato en islas del cauce principal.

De esta manera las caracterizaciones granulométricas se agruparon en 5 clases de tamaños, a saber: *arenas gravosas*, *arenas limpias*, *arenas con finos*, *limos* y *arcillas*.

La categoría intermedia de arenas diferenciada (i.e., arenas con finos) equivale a las “dirty sands” del USCS, i.e., a las clases SC y SM, mientras que la de “Arenas limpias” incluyó las SP, SW y SP-SM.

En los casos en que no hubo ensayos de clasificación por el Sistema Unificado, se homologaron al grupo de “Arenas con finos” las referencias del tipo: ‘arenas limosas’ o ‘arenas arcillosas’. Las menciones a ‘limos arcillosos’ y ‘arcillas limosas’ fueron incluidas en las clases “Limos” y “Arcillas”, respectivamente.

Respecto de colores, se diferenciaron 6 tipos: *naranja* (incluyendo menciones como ‘...pardo rojizo’, ‘arena color ocre’, y otras del estilo), *amarillo* (también ‘pardo -o marrón- amarillento’, ‘blanco’, ‘gris’), *pardo* (= marrón), *pardo verdoso*, *verde claro* (y ‘gris verdoso’, ‘verde grisáceo’, ‘amarillo verdoso’) y *verde* (esta categoría también comprendió descripciones como ‘verde azulado’ y ‘azul’).

En cuanto a resistencia a la penetración, se tuvieron en cuenta los resultados de los Ensayos Normalizados de Penetración (SPT), agrupando los números de golpes en rangos como sigue: *0 a 8*, *9 a 15*, *16 a 30*, *31 a 50*, *más de 50 golpes*.

Salvo por la división en 15/16 golpes, el resto de los órdenes sigue aproximadamente los límites comúnmente usados en mecánica de suelos, con las categorías de ‘denso’, ‘muy denso’, etc. (e.g., Berry y Reid, 1993: 337-339).

Respecto de clases del USCS, se consideraron las siete agrupaciones siguientes: *SW / SP* y *SP-SM / SM / SC*, *SC-SM / ML*, *CL-ML*, *CL / MH / CH*.

Finalmente, la composición de concreciones también se tuvo en cuenta, en cuatro categorías: *concreciones indeterminadas*, *concreciones calcáreas*, *concreciones ferruginosas* (y ‘de manganeso’) y *concreciones yesíferas*.

En las perforaciones compiladas no se registraron estratos con más del 50 % de gravas (clases G, principalmente, del USCS), ni sedimentos organógenos (tipos OH, OL, Pt). Tampoco se encontraron menciones a restos de vertebrados.

En algunos registros se hallaron referencias a fósiles de invertebrados (e.g., ‘conchillas marinas’, ‘conchas’) y restos vegetales que fueron particularmente tenidas en cuenta en el análisis.

Con estas consideraciones, los registros originales de los sondeos antecedentes fueron transformados en las “columnas litológicas reconstruidas” que se presentan con tal denominación en Figuras 2.36 a 2.38 del Capítulo 2.

Independientemente de tal reconstrucción gráfica, idénticos criterios se usaron al evaluar *di visu* los registros con fines interpretativos o de correlación geológica entre perforaciones.

Registros de perforaciones antecedentes en torno a Paraná – Santa Fe

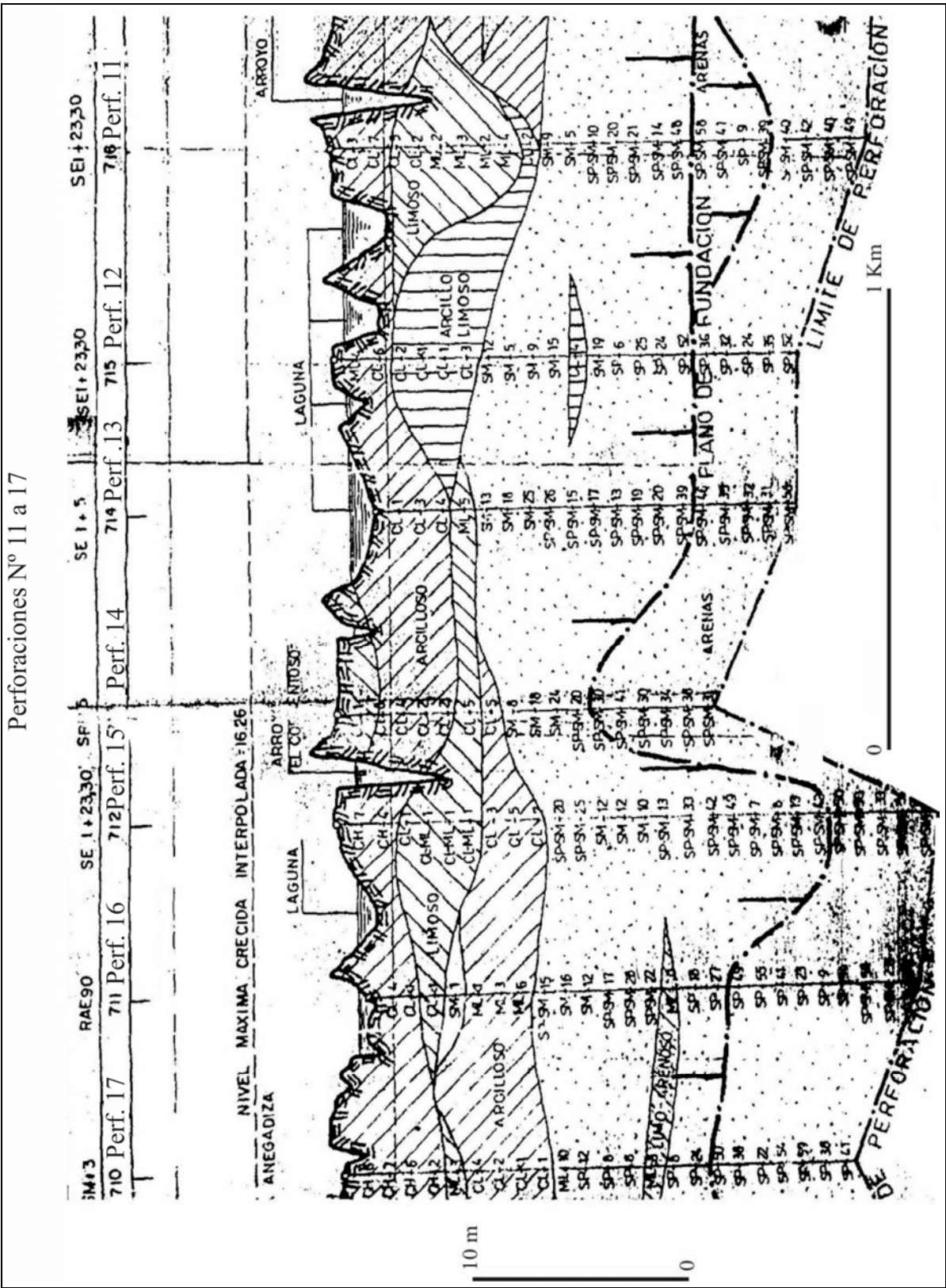
Como se manifestara anteriormente, en lo que sigue se presentan parte de los registros compilados para el área comprendida entre el eje Paraná (km 601) – Santa Fe y la latitud de Curtiembre, en el km 655 de la ruta de navegación fluvial.

La ubicación geográfica de estos sondeos se muestra en las figuras arriba indicadas del ítem 2.3.4, con detalles más precisos de geolocalización y otros complementarios brindados en el “Anexo I” de Ramonell (2005).

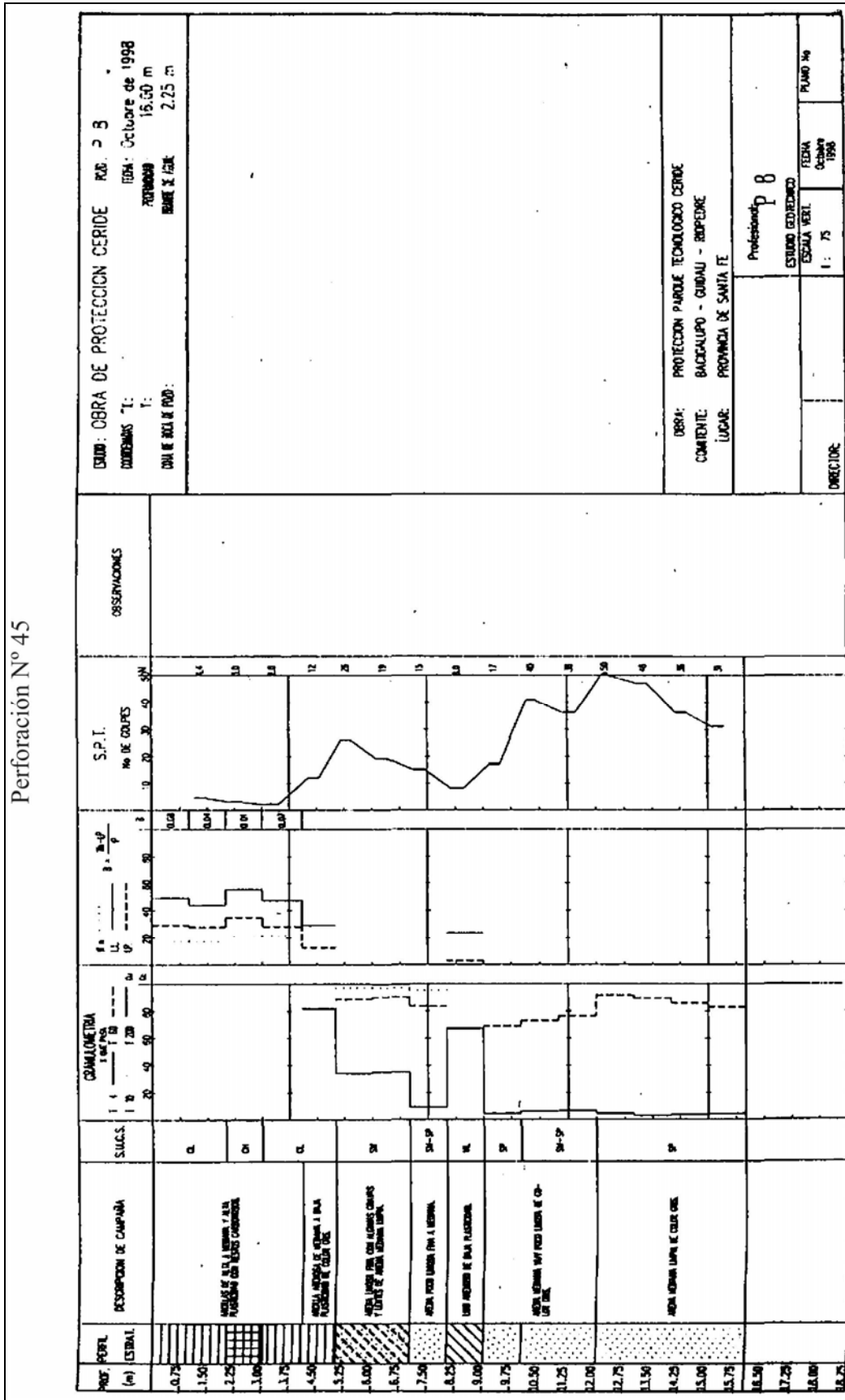
La Tabla C.1 nombra los diversos estudios base de consultorías y proyectos desde los que se extrajeron los ejemplos de registros que se presentan a continuación.

Tabla C.1. Estudios de procedencia de los registros de perforaciones ejemplificadas en este subítem.

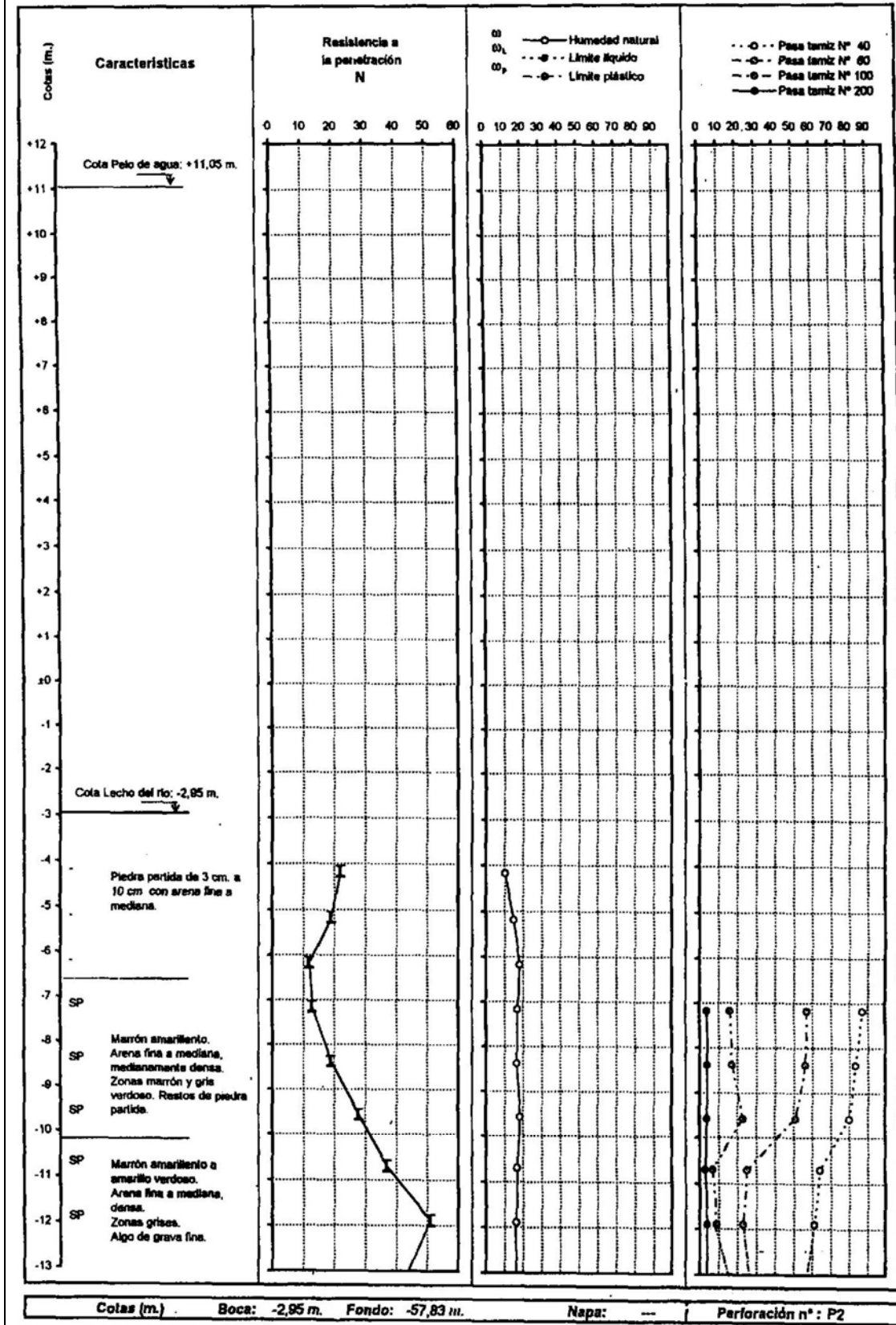
Perforación N°	Estudio base
11	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
12	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
13	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
14	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
15	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
16	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
17	Perfil Estatigráficas - Línea 500 kv - Salto Grande - Santa Fe
42	Estudios de suelos - Laguna Setúbal - Santa Fe - DYOPSA
45	Protección Parque Tecnológico Ceride - PROINSA
47	Puente Colgante Ing. Candiotti - Lag. Setúbal
64	Estudio de Geotecnia-Acueducto Colastiné-Santa Fe-INCYTH
66	Estudio Sistema Hídrico Leyes-Setúbal - Santa Fe - PROINSA
77	Ruta Nac. N° 168 - Variante I. Sta. Cándida - Paraná - INCOSIV SRL
78	Perfil Geotécnico- Defensa Sta. Fe Este- Def. Oeste de Rincón - AyE
79	Perfil Geotécnico- Defensa Sta. Fe Este- Def. Oeste de Rincón - AyE
80	Perfil Geotécnico- Defensa Sta. Fe Este- Def. Oeste de Rincón - AyE
121	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
154	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
155	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
156	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
157	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
158	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
159	Aprovechamiento Integral Paraná Medio-Cierre Chapetón-AyE-Santa Fe
204	Estudio N° 2684 - Acueducto Colastiné-Santa Fe - Ing. Fabbri
207	Estudio N° 2684 - Acueducto Colastiné-Santa Fe - Ing. Fabbri



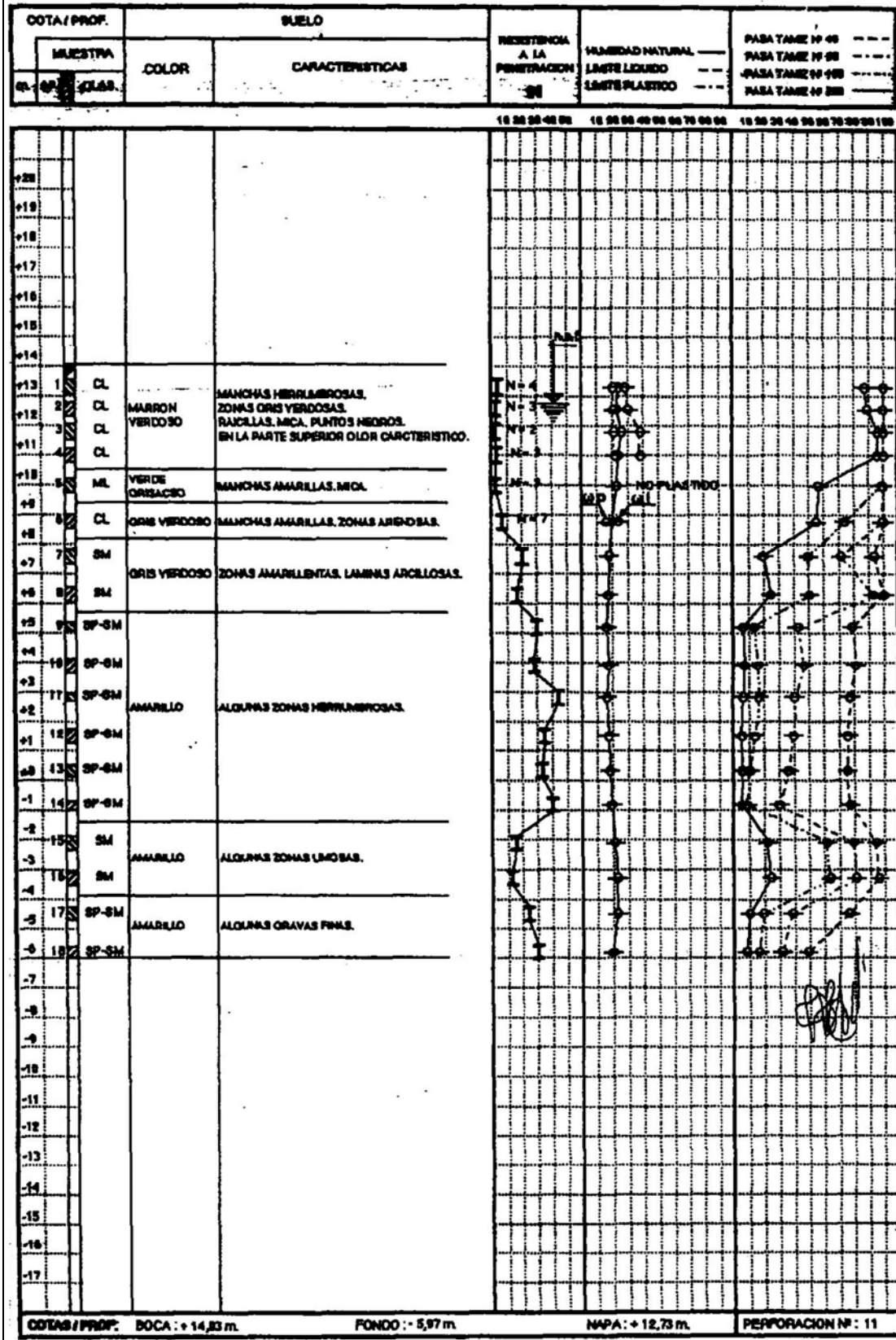
Perforación N° 45



Perforación N° 47



Perforación N° 64



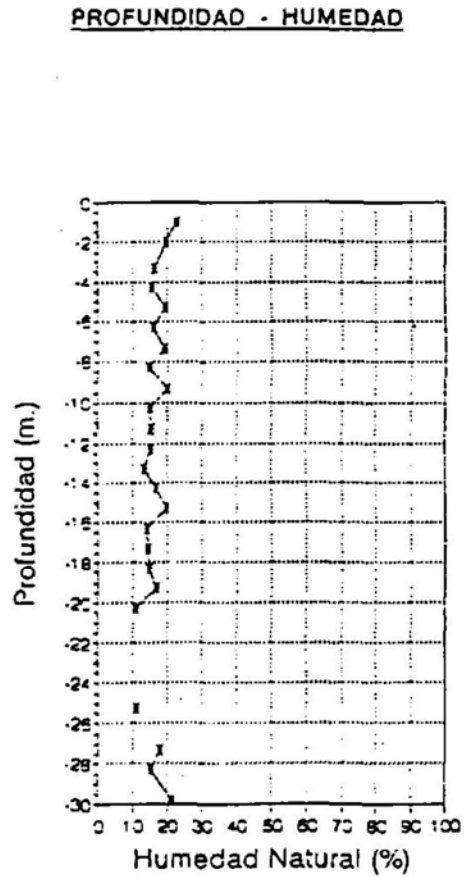
Perforación N° 77

OBRA	Ruta Nac. N° 168 - Variante I. Sta. Candida	Cota Boca:	11.37	m.
COMITENTE	SUPERCEMENTO S.A.	Cota Pelo Agua:	12.47	m.
UBICACION	RUTA NACIONAL N° 168 - Sta. Fe			
FECHA	Agosto de 1993			

PERFORACION No. 7

HUMEDAD Y DENSIDADES

Profundidad (m.)	Humedad (%)	Densidad Húmeda	Densidad Seca
0.00	1.00	22.68	1.96
1.50	2.00	19.72	1.96
2.30	3.30	16.37	1.94
3.50	4.30	15.81	1.99
4.50	5.30	19.37	1.96
5.50	6.30	16.21	1.99
6.50	7.30	19.17	2.02
7.50	8.30	14.80	1.93
8.50	9.30	20.26	1.99
9.50	10.30	15.02	1.95
10.50	11.30	15.54	1.98
11.50	12.30	15.45	1.96
12.50	13.30	13.40	2.01
13.50	14.30	16.89	1.97
14.50	15.30	19.65	1.99
15.50	16.30	14.08	2.02
16.50	17.30	14.39	1.97
17.50	18.30	14.75	2.01
18.50	19.30	16.73	2.03
19.50	20.30	11.20	1.94
20.50	21.30		
21.50	22.30		
22.50	23.30		
23.50	24.30		
24.50	25.30	11.11	1.96
25.50	26.30		
26.50	27.30	17.56	1.97
27.50	28.30	15.33	1.94
28.50	29.80	21.32	2.01



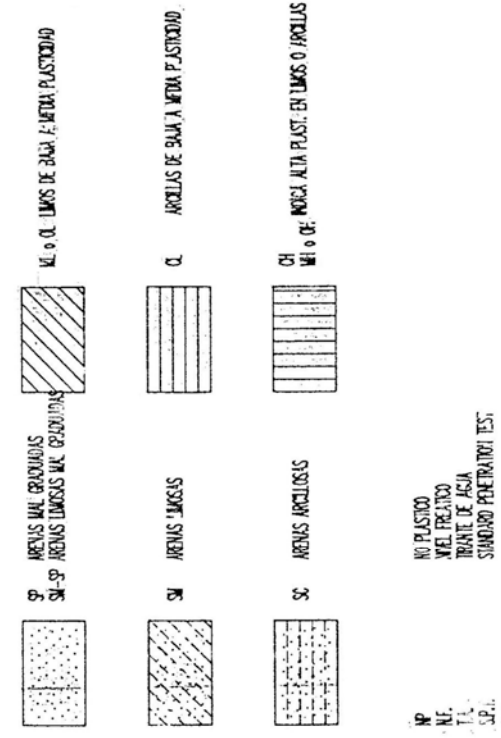
Perforaciones N° 78 a 80

Perforación N° 78 Perforación N° 79 Perforación N° 80

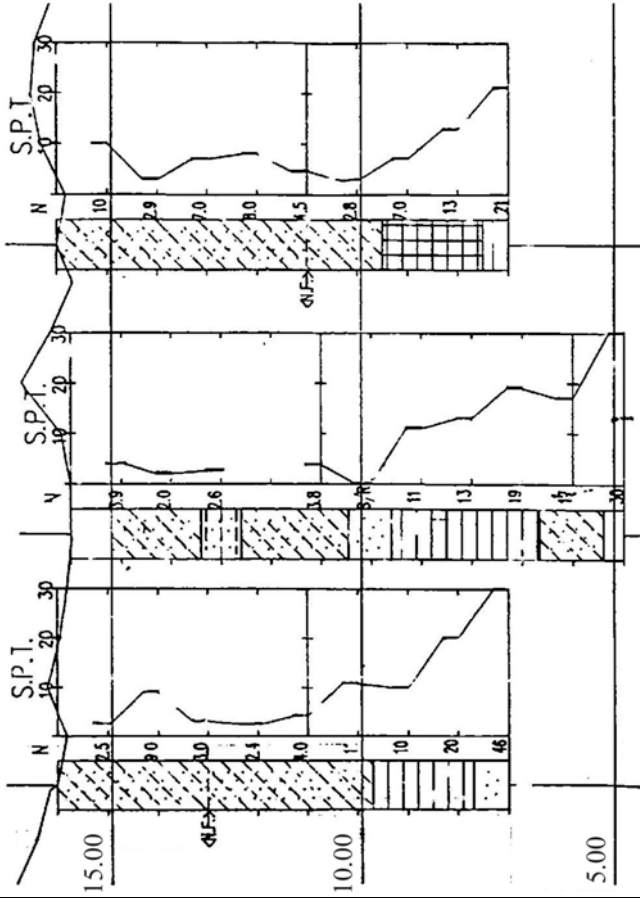
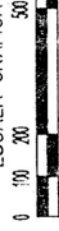
P-E 8 P-E 9 P-E 10

TRAMO DEFENSA OESTE DE RINCON

PROGR. INICIAL 5250.00 m
 PROGR. FINAL 10500.00 m

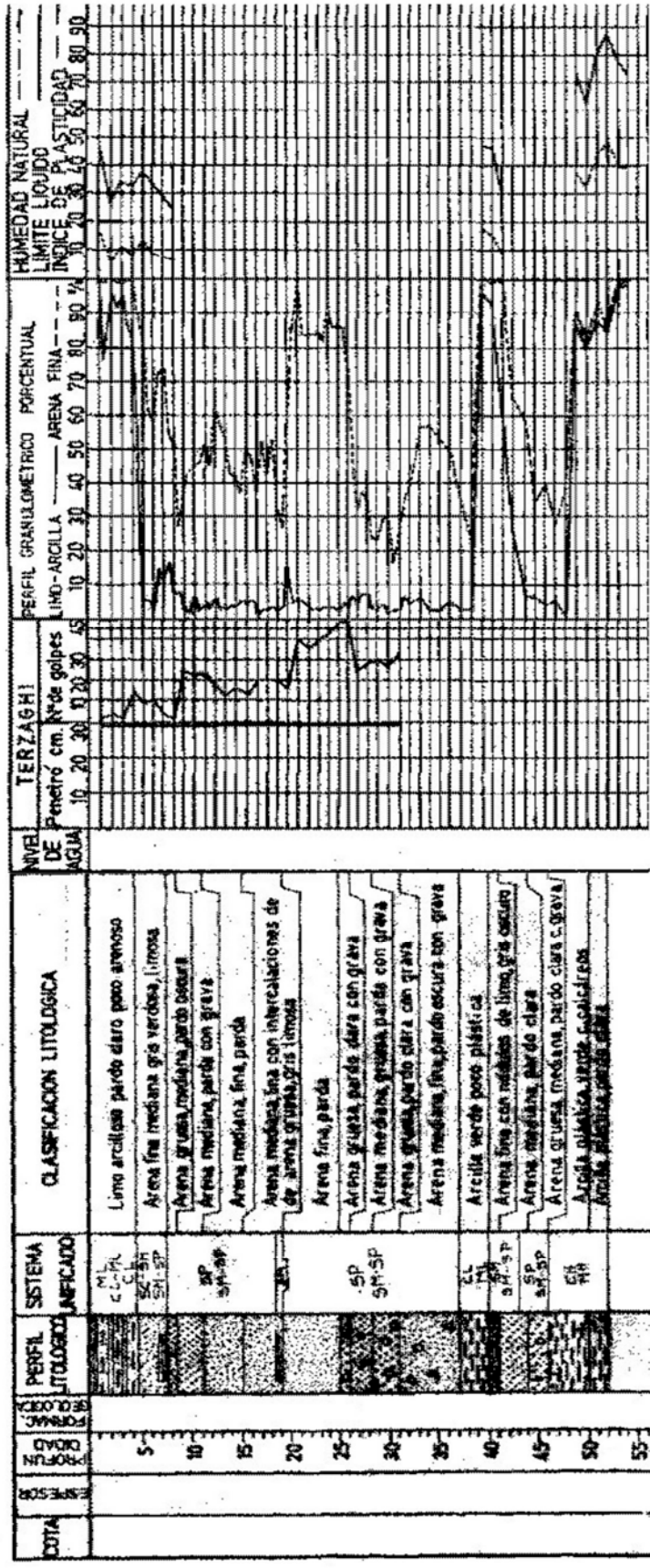


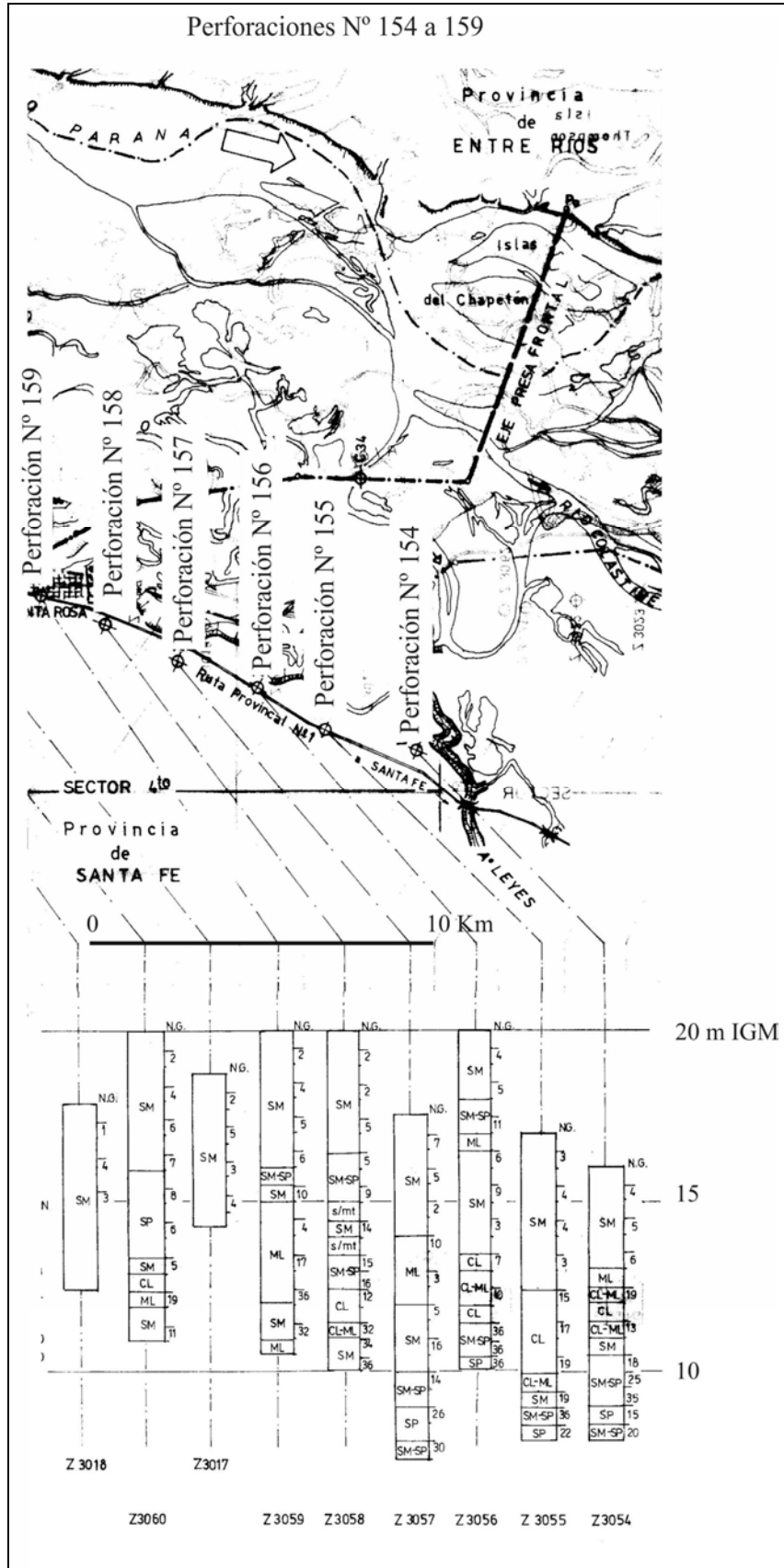
ESCALA GRAFICA HORIZONTAL



Perforación N° 121

PERFORACION: PCL. IS 10 LOCALIDAD: Isla La Garcerosa COORDENADAS COORDENADAS COTA





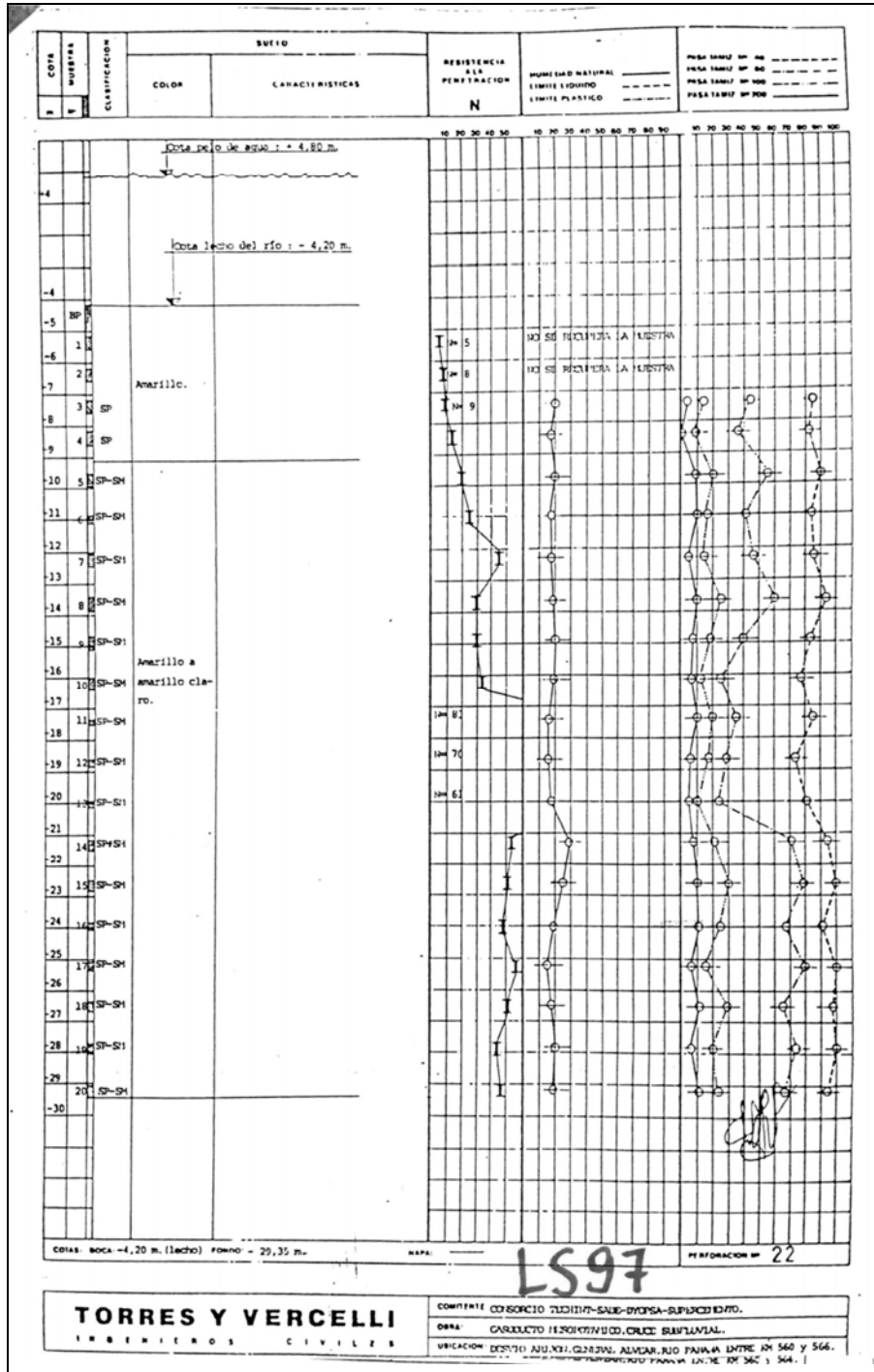
Perforación N° 2		Cota de boca =										ESTUDIO N° 2884 - ADJUNTO 2.a									
Muestra		Descripción		Plasticidad		Granulometría - % pasas tamiz N°				Hum.		Módulo de fineza		Densidades		Perím. de corte					
Prof. (m)	Cota / Estrato N°	Material	Color	L.L.	L.P.	L.P.	w (%)	200	100	60	30	15	4	1	Clasific. S.U.C.S.	S.P.T. N°/g - h (cm)	Húmeda gr/cm3	Seca gr/cm3	Perím. c Kg/cm2	FIN	
0.55	E-1	Arena limosa.	Pardo oscuro		(*)	N.P.	8,83	20	45	93	100				SM	4	1,81	1,89			
1.55	2.00	Arena limo arcillosa.	Pardo	19,8	13,3	6,3	14,05	32	52	95	100				SM-SC	4	1,81	1,59	0,00	25	
2.15	2.60	Arena limosa.	Pardo		(*)	N.P.	8,54	27	47	96	100				SM	6	1,83	1,89			
2.85	3.30	Arena limosa.	Pardo		(*)	N.P.	9,95	33	53	94	100				SM	9	2,08	1,89			
3.55	4.00	Arena limosa.	Rojizo		(*)	N.P.	11,52	27	46	92	99				SM	8	2,17	1,95			
4.55	5.00	Arena limosa muy húmeda.	Rojizo		(*)	N.P.	14,91	15	38	90	100				SM	8	2,08	1,81			
5.55	6.00	Arena limosa.	Rojizo		N.P.	N.P.	18,27	15	43	93	100				SM	6	1,98	1,70	0,00	27	
6.55	7.00	Arena limosa.	Rojizo claro		N.P.	N.P.	17,29	14	42	93	100				SM	6	2,05	1,75			
7.55	8.00	Arena limosa.	Rojizo claro		N.P.	N.P.	18,14	14	47	96	100				SM	11	2,09	1,76			
8 m = Fin p.																					

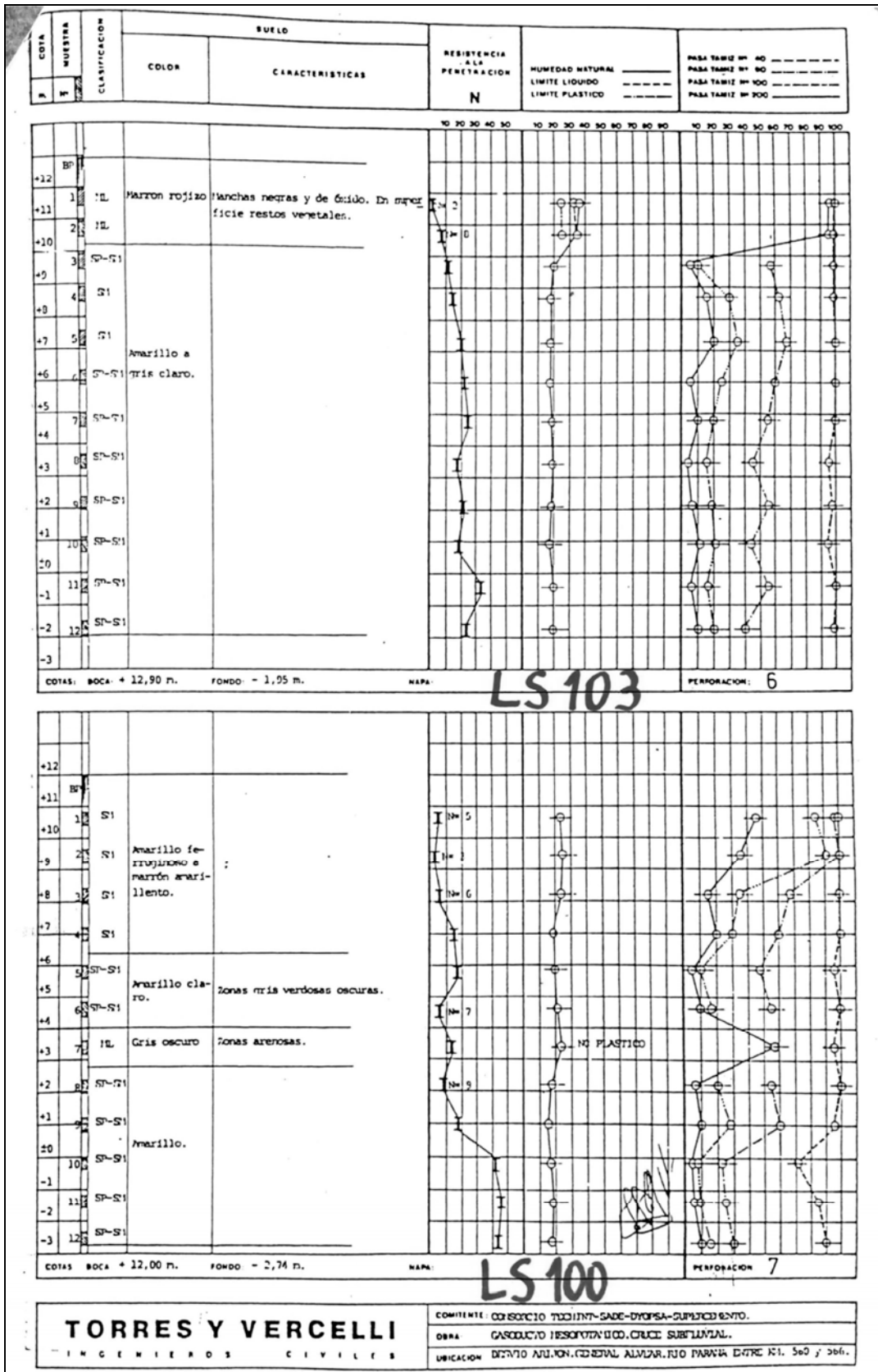
(*) No plástico (N.P.) según Norma IRAM 10501 y 10502/68, no obstante una leve presencia arcillosa (% P. 200) mayor 20% determina que las probetas de Ensayo Triaxial no se destruyen y al perder humedad aumentan su consistencia (IRAM 10535/69).

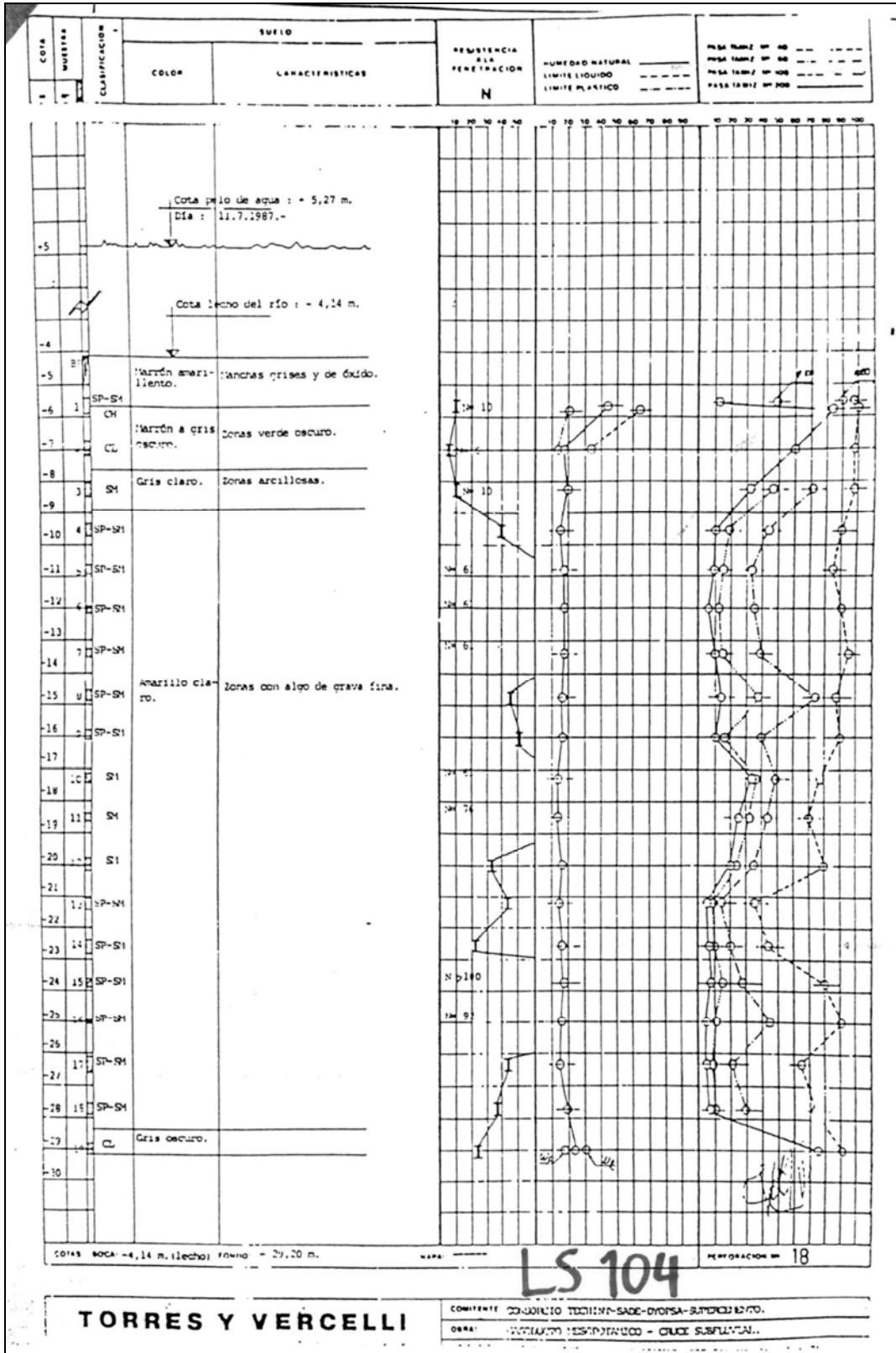
Perforación N°: 5		Cota de boca =										Profundidad nivel freático: -2,47										ESTUDIO N° 2684 - ADJUNTO 2.a									
Muestra	Cota / Estrato N°	Descripción	Color	Plasticidad	Hum. w (%)	Granulometría - %	4	8	15	30	60	100	200	Módulo de fineza	Clasific. S.U.C.S.	S.P.T. N°/g - h (cm)	Densidades Húmeda gr/cm ³	Seca gr/cm ³	Parám. de corte c	Phi											
Prof. (m)		Materia		L.L. L.P.										f																	
0.55 1.00		Arena limosa con vetas rojizas.	Grísáceo	(*)	27,69	90	98	100							ML	5	1,98	1,53													
1.55 2.00	E-1	Limo con arena fina.	Marrón grisáceo	(*)	29,61	84	97	99							ML	4	1,99	1,54	0,00	25											
2.15 2.60		Limo con arena fina.	Castaño oscuro	(*)	27,43	63	99	100							ML	5	1,98	1,55													
2.85 3.30	E-2	Arena limosa.	Castaño	(*)	22,78	28	65	100							SM	6	1,98	1,61	0,00	26											
3.55 4.00		Arena limosa.	Castaño claro		21,97	9	65	100						0,35	SP-SM	8	1,95	1,60													
4.55 5.00		Arena fina limosa.	Castaño claro	(*)	24,61	31	80	98							SM	13	1,94	1,56													
5.55 6.00		Arena fina limosa.	Amarillento		22,52	7	18	99						0,83	SP-SM	13	1,95	1,59													
6.55 7.00		Arena fina limosa.	Amarillento		16,50	14	23	90							SM	12	1,95	1,67													
7.55 8.00		Arena fina limosa.	Grís		17,87	11	23	89						1,10	SP-SM	12	2,02	1,71	0,00	27											
8.55 9.00	E-3	Arena fina.	Grís			5	13	77						1,12	SP	13															
9.55 10.00		Arena fina.	Grís		19,37	5	16	74						1,13	SP	15	2,01	1,68	0,00	28											
10.55 11.00		Arena fina limosa.	Grís			14	20	71							SM	19															
11.55 12.00		Arena fina limosa con vetas grises.	Castaño		18,14	8	11	55						1,34	SP-SM	22	2,01	1,70													
12.55 13.00		Arena fina limosa con vetas grises.	Amarillento			7	15	80						0,95	SP-SM	23			0,00	30											
13.55 14.00		Arena fina.	Amarillento		17,12	4	8	78						1,16	SP	11	1,99	1,70													
14.55 15.00	E-4	Arena fina limosa	Grís oscuro		19,00	25	30	40							SM	10	2,04	1,71	0,00	27											
15.55 16.00		Arena limosa mediana.	Grís oscuro		18,24	29	33	43							SM	14	2,04	1,73													

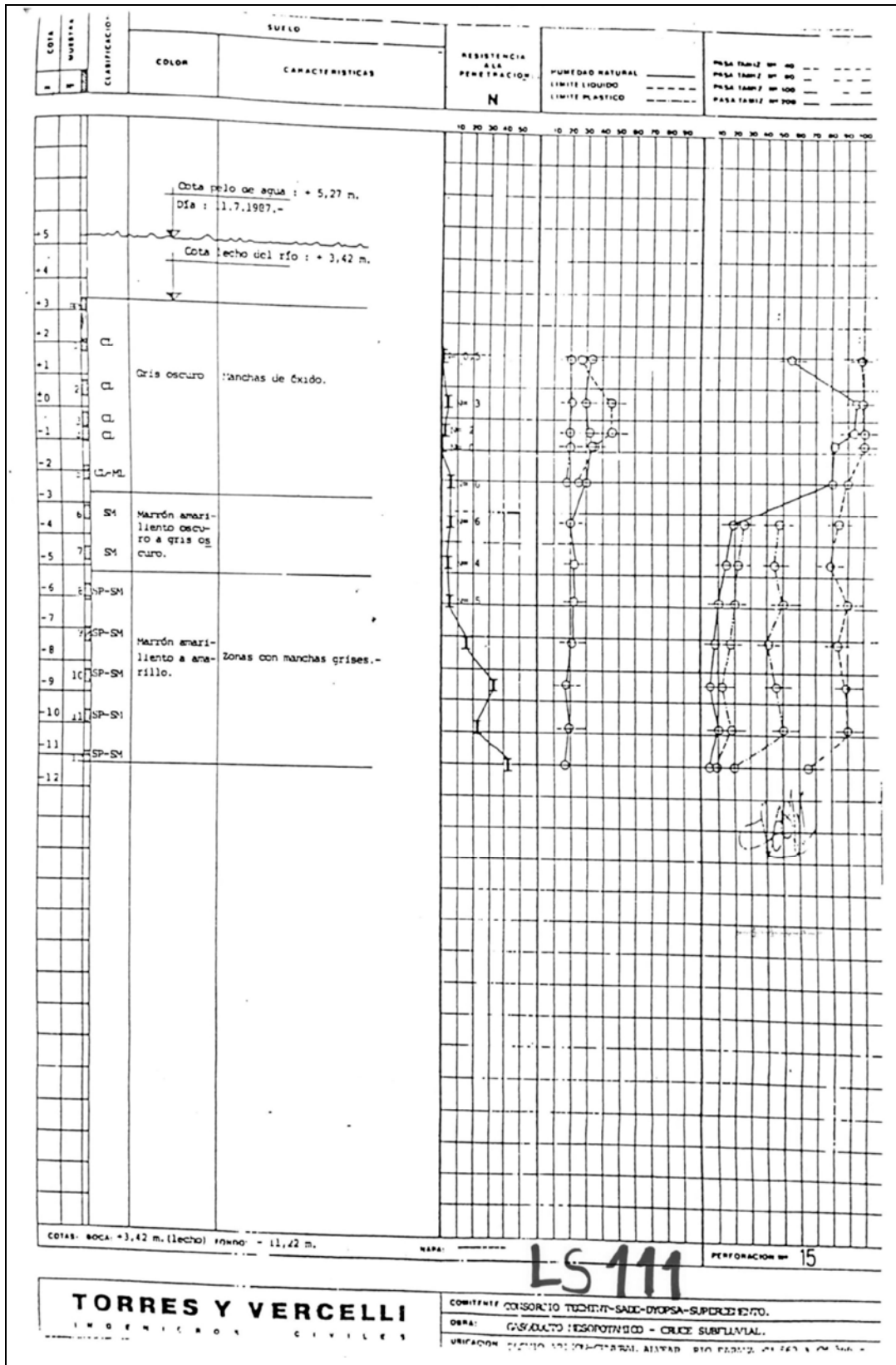
Registros de perforaciones antecedentes hacia la latitud de Coronda

Como en el caso precedente, se exponen en lo que sigue algunos registros de los sondeos geotécnicos realizados en oportunidad de los estudios para el cruce subfluvial del Gasoducto Mesopotámico, que se ejecutara atravesando la planicie aluvial al N de la localidad de Coronda, entre los 31° 52' 48" S y 31° 53' 45" S.









Registros de perforaciones antecedentes en torno a Goya - Reconquista

Para esta parte del tramo medio se contó con una buena cantidad de datos de este tipo, realizados en los estudios de anteproyecto y proyecto ejecutivo de obras ingenieriles de envergadura (no concretadas), como la de la conexión vial Goya – Reconquista, o las hidroeléctricas de la disuelta Gerencia Proy. Paraná Medio de Agua y Energía Eléctrica.

La distribución de los registros disponibles se muestra en Figura C.1, a la que le siguen, a modo de ejemplos, parte de los sondeos y perfiles geotécnicos de Figura C.2.

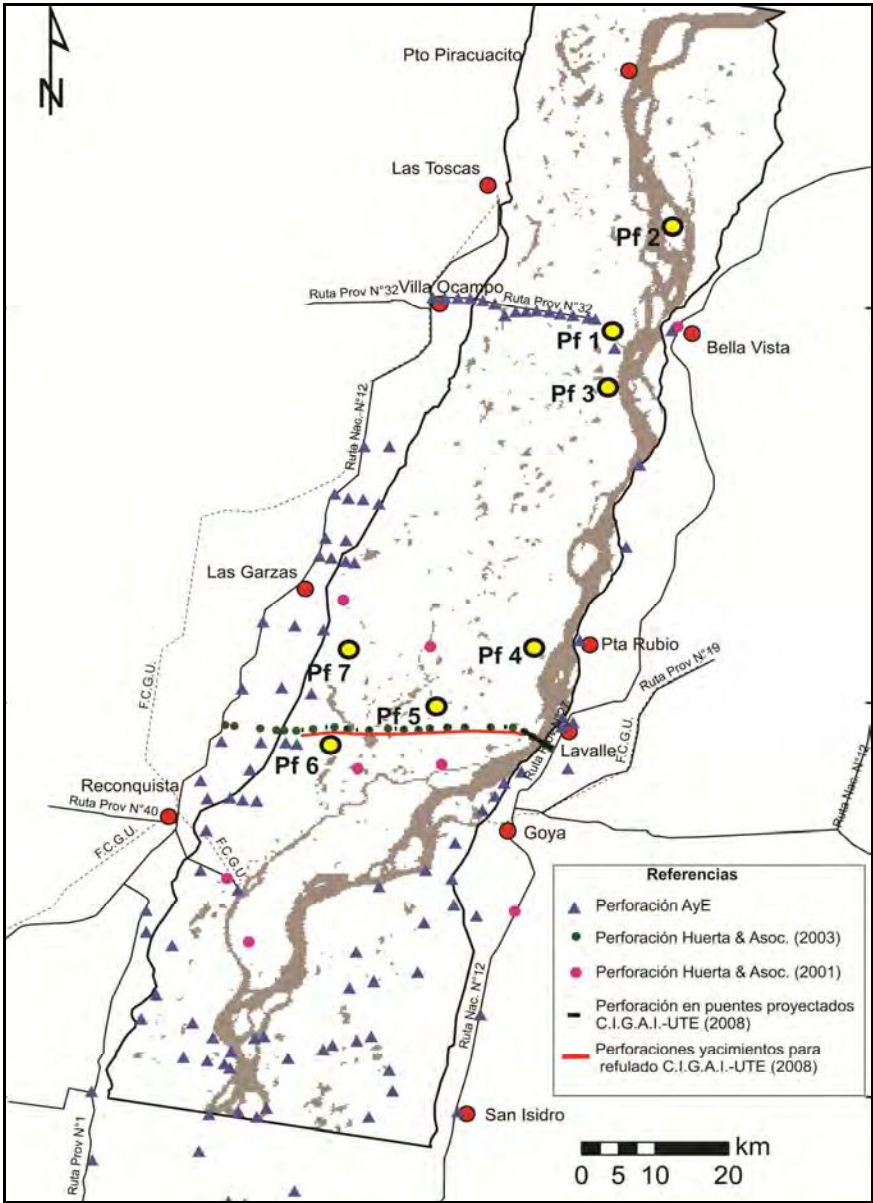


Figura C.1. Registros de perforaciones disponibles en el área en torno a Goya – Reconquista.

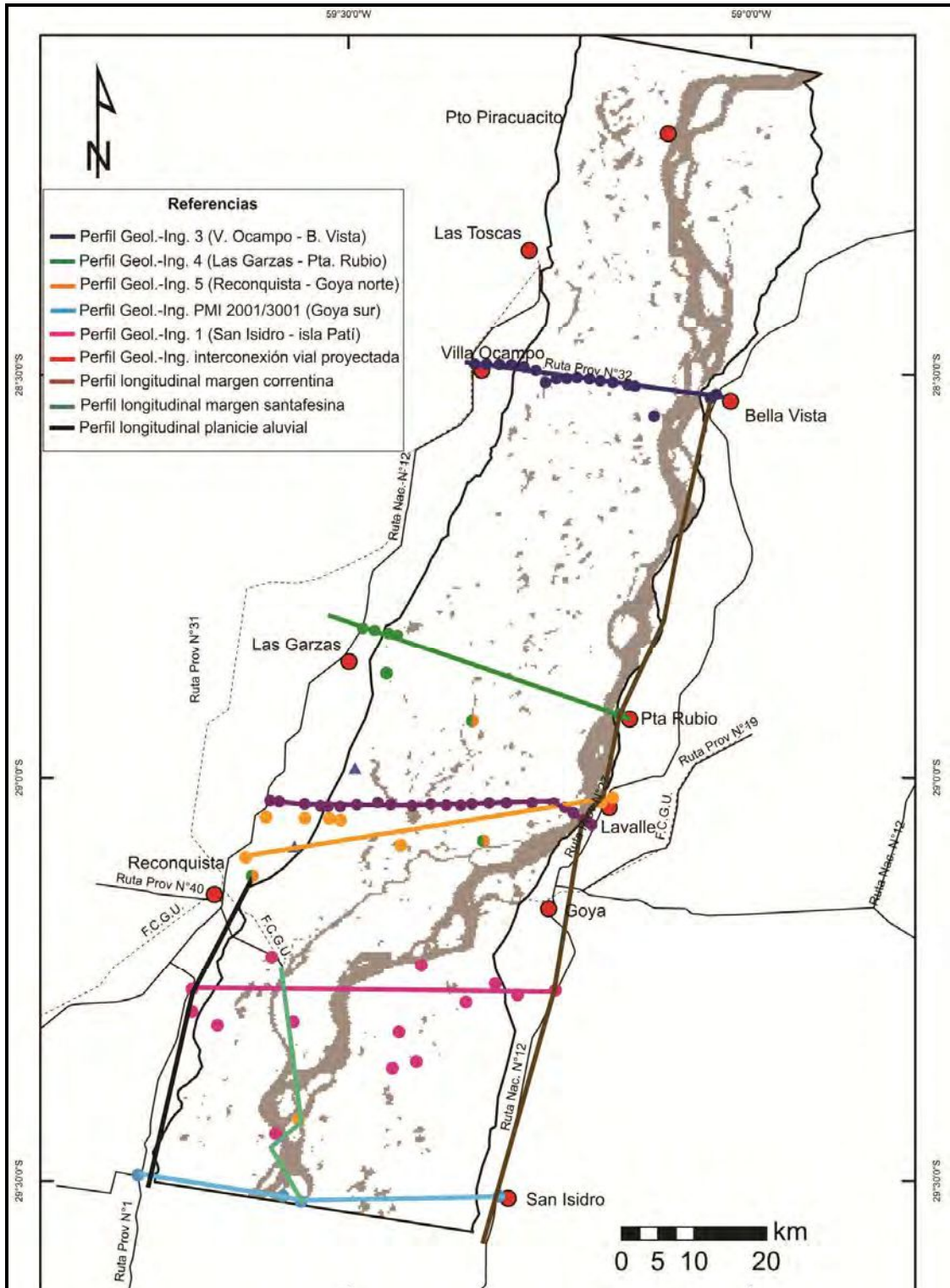


Figura C.2. Trazas de los perfiles geológico-ingenieriles presentados al Consejo Federal de Inversiones por Huerta & Asoc. (2003) con las perforaciones utilizadas en su elaboración.

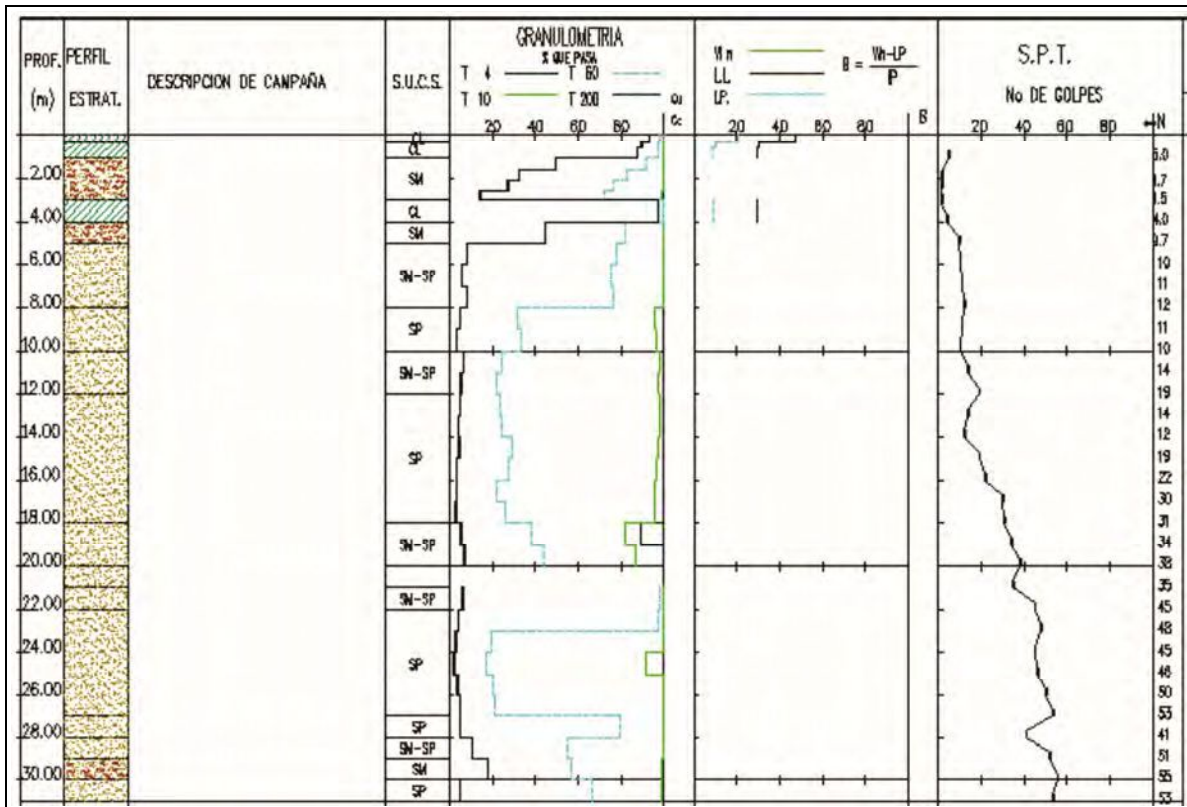


Figura C.3. Registro de sondeo de geotecnia antecedente (Progresiva 113, Huerta & Asoc., 2003).

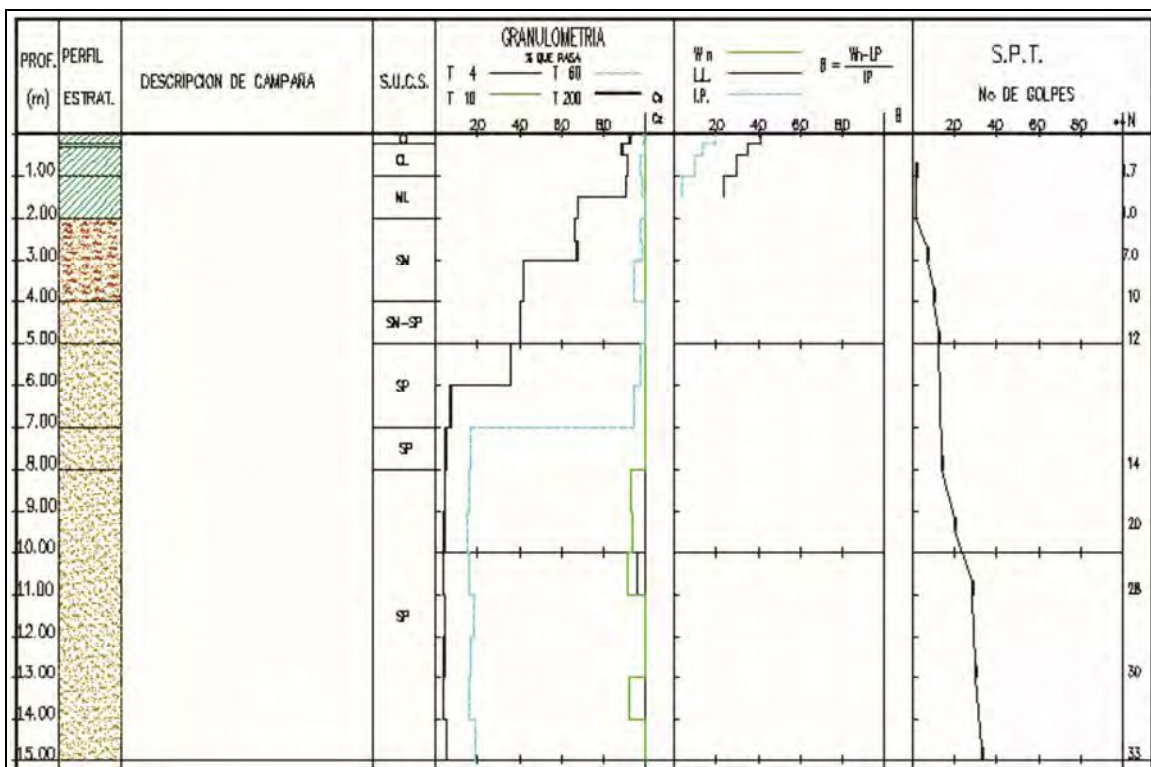


Figura C.4. Registro de sondeo de geotecnia antecedente (Progresiva 115, Huerta & Asoc., 2003).

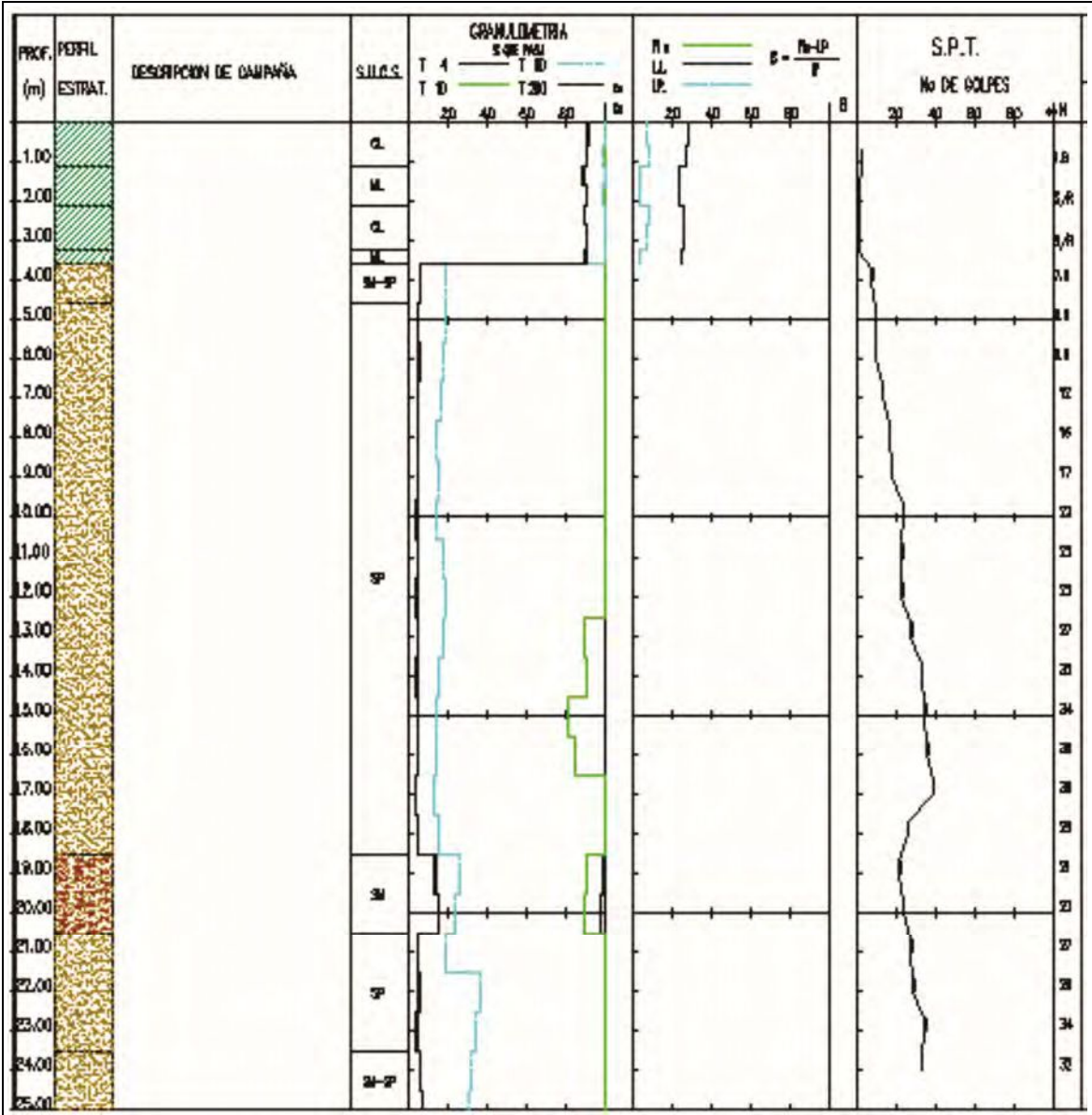


Figura C.5. Registro de sondeo de geotecnia antecedente (Progresiva 117, Huerta & Asoc., 2003).

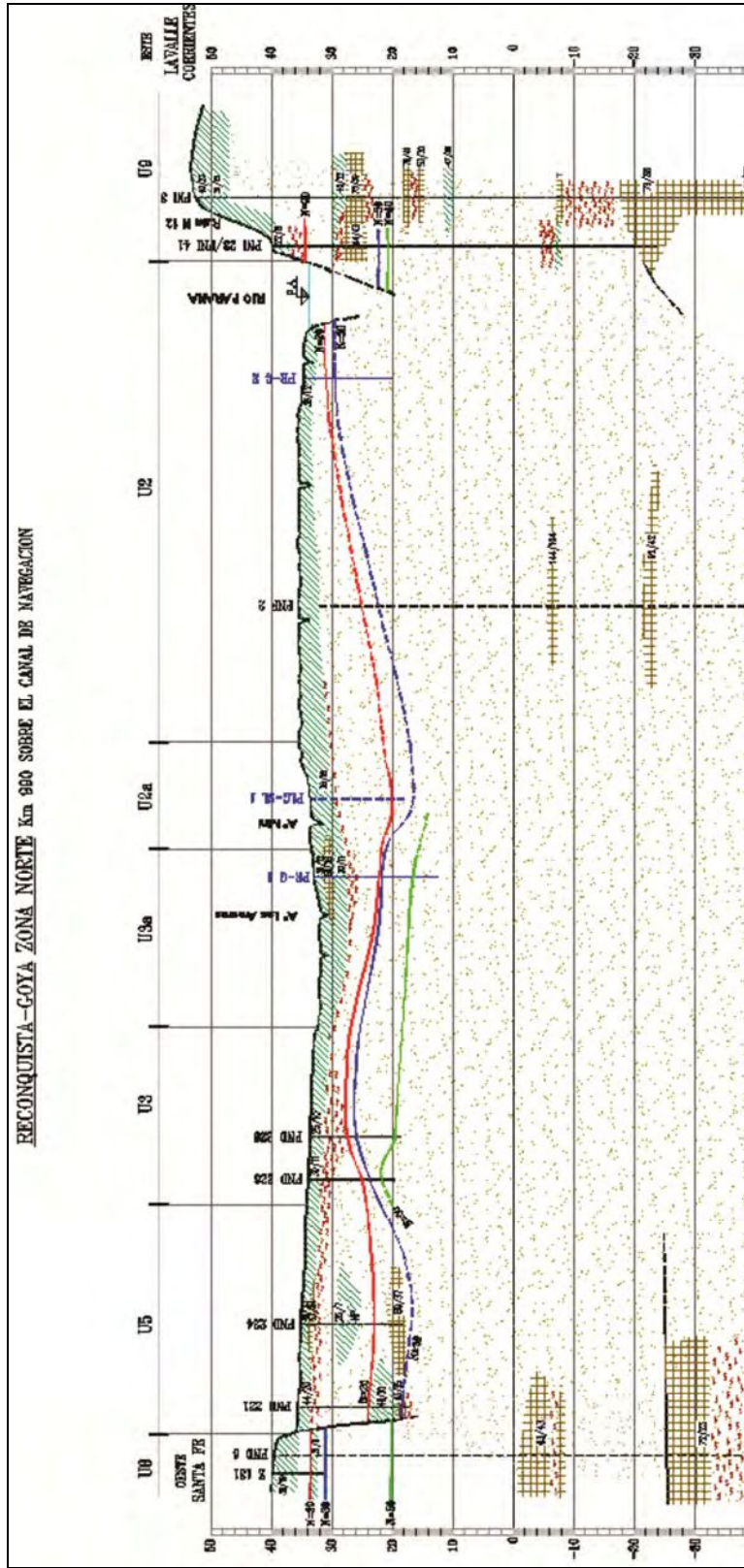


Figura C.6. Registro de perfil geológico-geotécnico antecedente (Figura C.2, Perfil Geol. – Ing. 5).

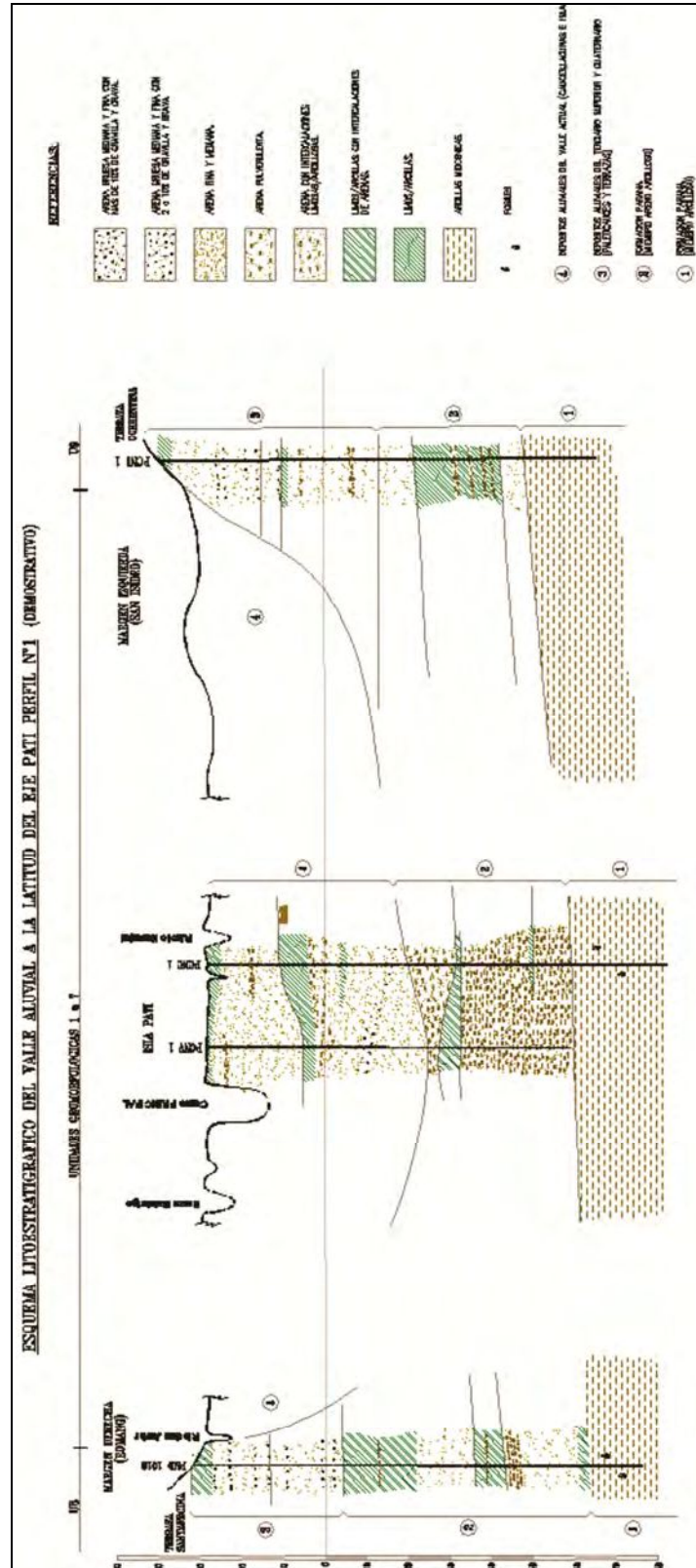


Figura C.7. Registro de perfil geológico-geotécnico antecedente (Figura C.2, Perfil Geol. 1).

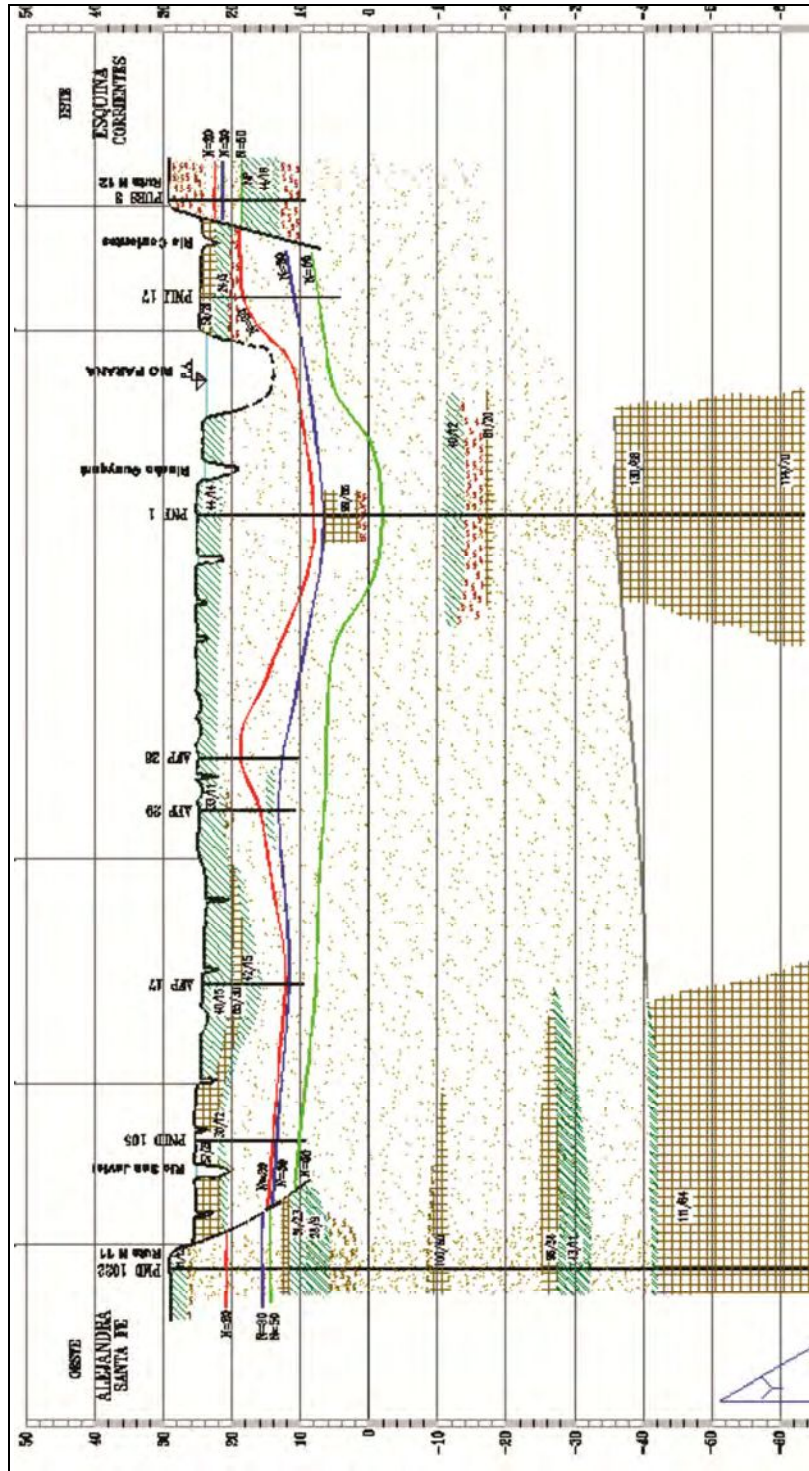


Figura C.9. Registro de perfil geológico-geotécnico antecedente Alejandra – Esquina, al S del área de Figura C.2.

Registros de perforaciones realizadas por el autor

El autor llevó adelante perforaciones en cuatro áreas de la planicie en el tramo. De norte a sur, ellas fueron:

- entre la sección transversal de Bella Vista – Va. Ocampo hasta Reconquista – Goya, por un lado;
- en torno al eje Cayastá – Hernandarias, por otro;
- desde la latitud de Curtiembre hacia el sur, hasta el eje Santa Fe – Paraná;
- y en el área de planicie entre el cauce principal y el río Coronda, a la latitud de Pto. Gaboto.

En esas cuatro zonas también se hicieron observaciones en las márgenes erosivas de los cursos de agua por los que se transitó, actividad que también fue realizada aguas abajo de la confluencia con el río Paraguay y en el área de Rosario.

Las perforaciones propias fueron escasas, atendiendo a la extensión superficial de la planicie en el tramo. Con esta consideración presente, se destaca que para geoformas definidas en unidades geomorfológicas equivalentes no se encontraron diferencias sustantivas en las columnas sedimentarias atravesadas, y aquí se las ejemplifica con los perfiles logrados en diferentes sectores de la planicie en la primer zona.

La ubicación de esas columnas consta en Figura C.1 como Pf 1 a Pf 7 (se reproducen las Pf 3 a Pf 7, ya que las Pf 1 y Pf 2 se muestran en la primer parte del Capítulo 3). En Tabla C.2 se presentan detalles relativos a la compactación del sedimento, finalización de la perforación, etc.

Para las islas del cauce principal se contó, además, con las excelentes descripciones sedimentarias hechas por Pereira (2016) en las tres primeras áreas mencionadas arriba.

Tabla C.2. Información relativa a las perforaciones realizadas entre Bella Vista y Reconquista.

Perforación – Sitio	Compactación (cm)	Longitud testigo extraído (m)	Sondeo finalizado por ⁽¹⁾	Espesor total identificado (m)
PF 1 – A° Ybirá Pitá	70	1,85	long. tubo	2,55
PF 2 – A° Carrizal	55	1,10 ⁽²⁾	long. tubo	2,10
PF 3 – Tacuaral	5	1,20 ⁽³⁾	resistencia	3,95
PF 4 – Isla Guaycurú	205	2,30	long. tubo	4,35
PF 5 – A° Los Monos	30	1,35	long. tubo	2,15
PF 6 – Lag. Los Chajaes	45	1,70	resistencia	2,30
PF 7 – Los Aromos	5	1,25	resistencia	1,80

⁽¹⁾ 'long. tubo': longitud del tubo disponible para hacer el sondeo; 'resistencia': a la penetración (aún aplicando cargas de 150 a 250 kg en el tubo de perforación).

⁽²⁾ Se perdió 1 m de arenas saturadas de la base del sondeo al extraer el tubo.

⁽³⁾ Se continuó la perforación con barrena manual hasta una profundidad de 2,7 m.

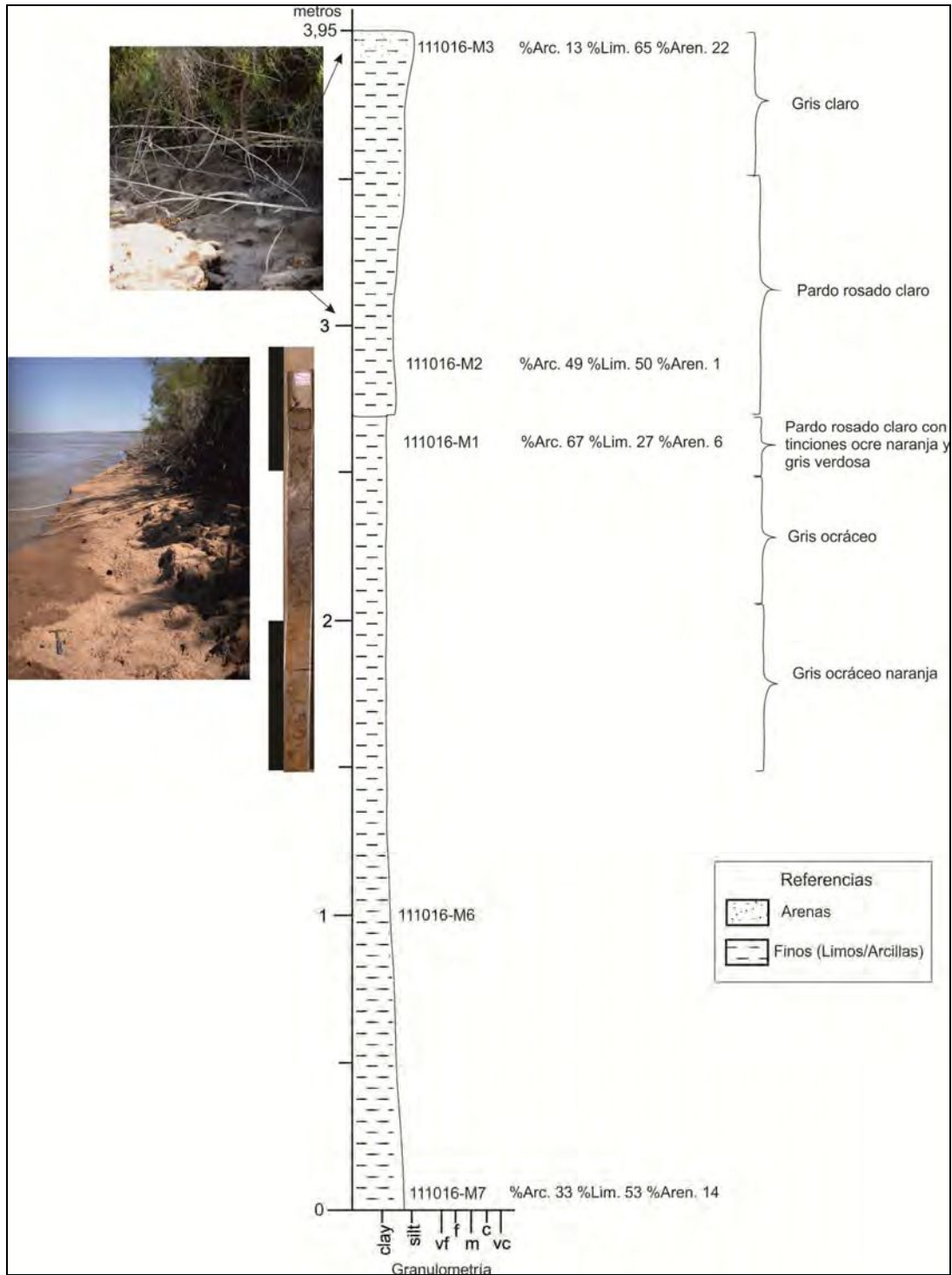


Figura C.10. Pf 3 en Figura C.1: perforación en la margen derecha del cauce principal aguas abajo de Bella Vista. Depósitos de albardón recientes en el tope del perfil sobre sedimentos cohesivos lagunares resistentes.

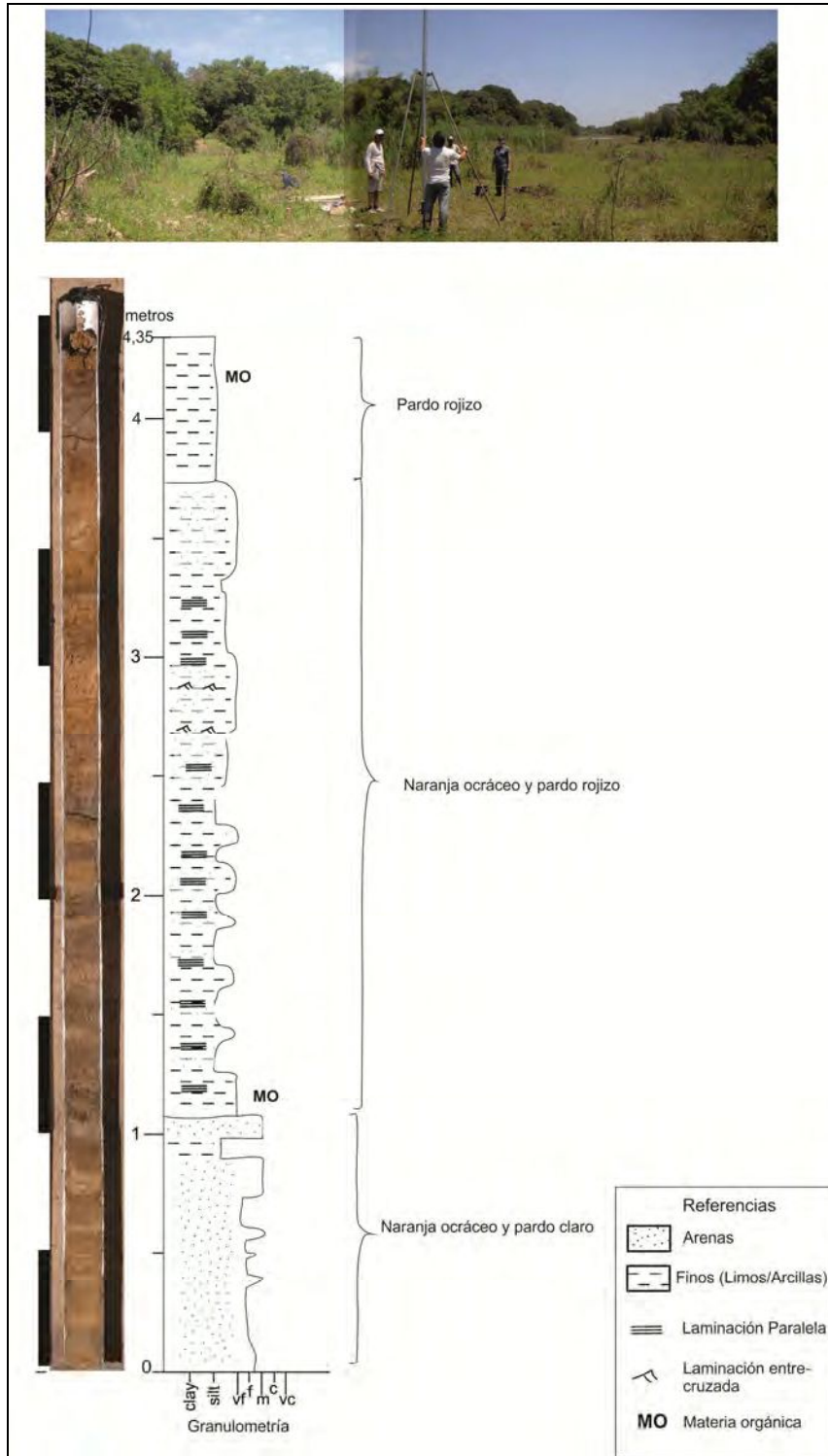


Figura C.11. Pf 4 en Figura C.1: perforación en Isla Guaycurú. Depósitos de relleno de cauce abandonado.

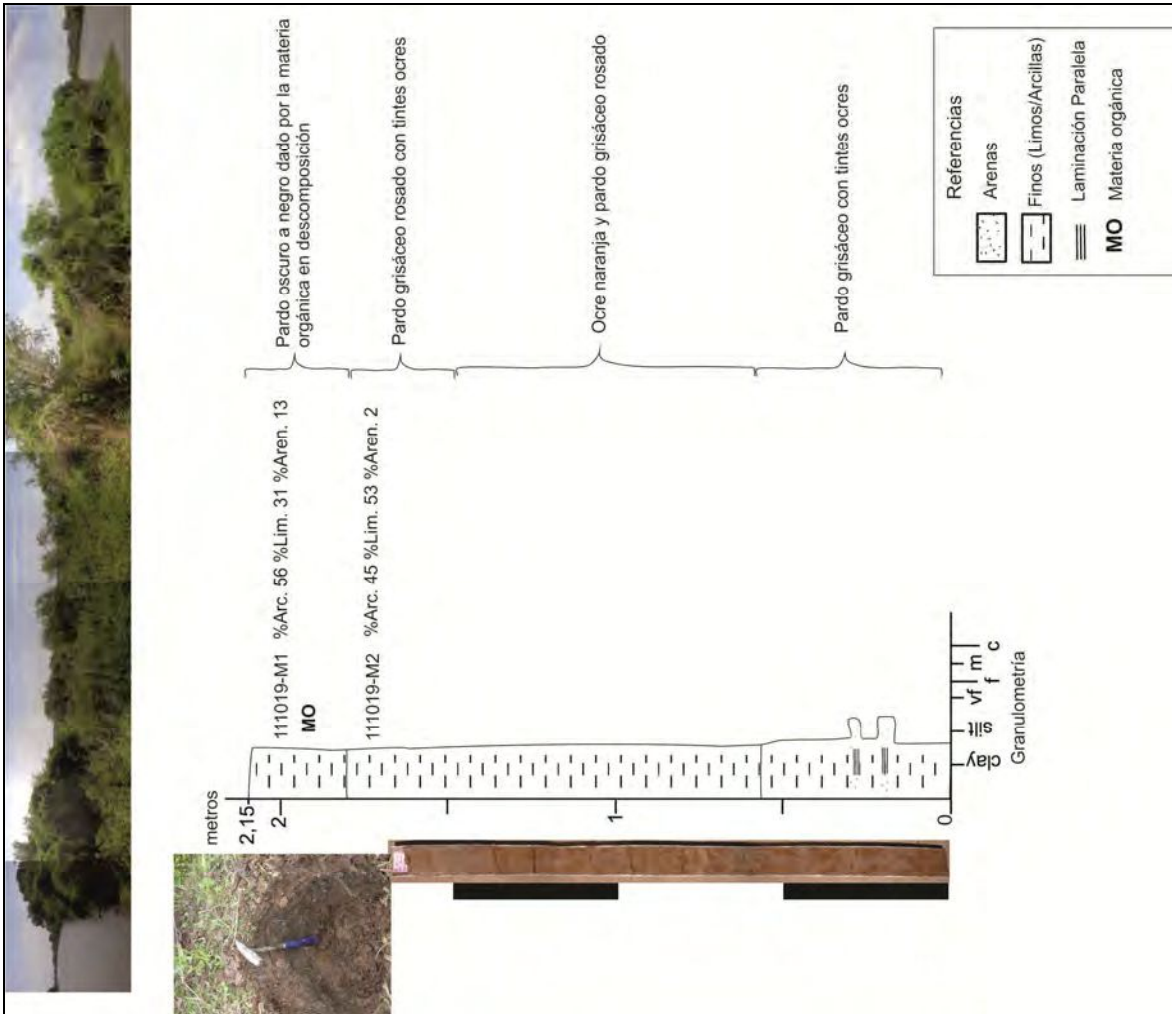


Figura C.12. Pf 5 en Figura C.1: perforación en zona A° Los Monos. Depósitos limo-arcillosos de inundación sobre sedimentos similares más compactos.

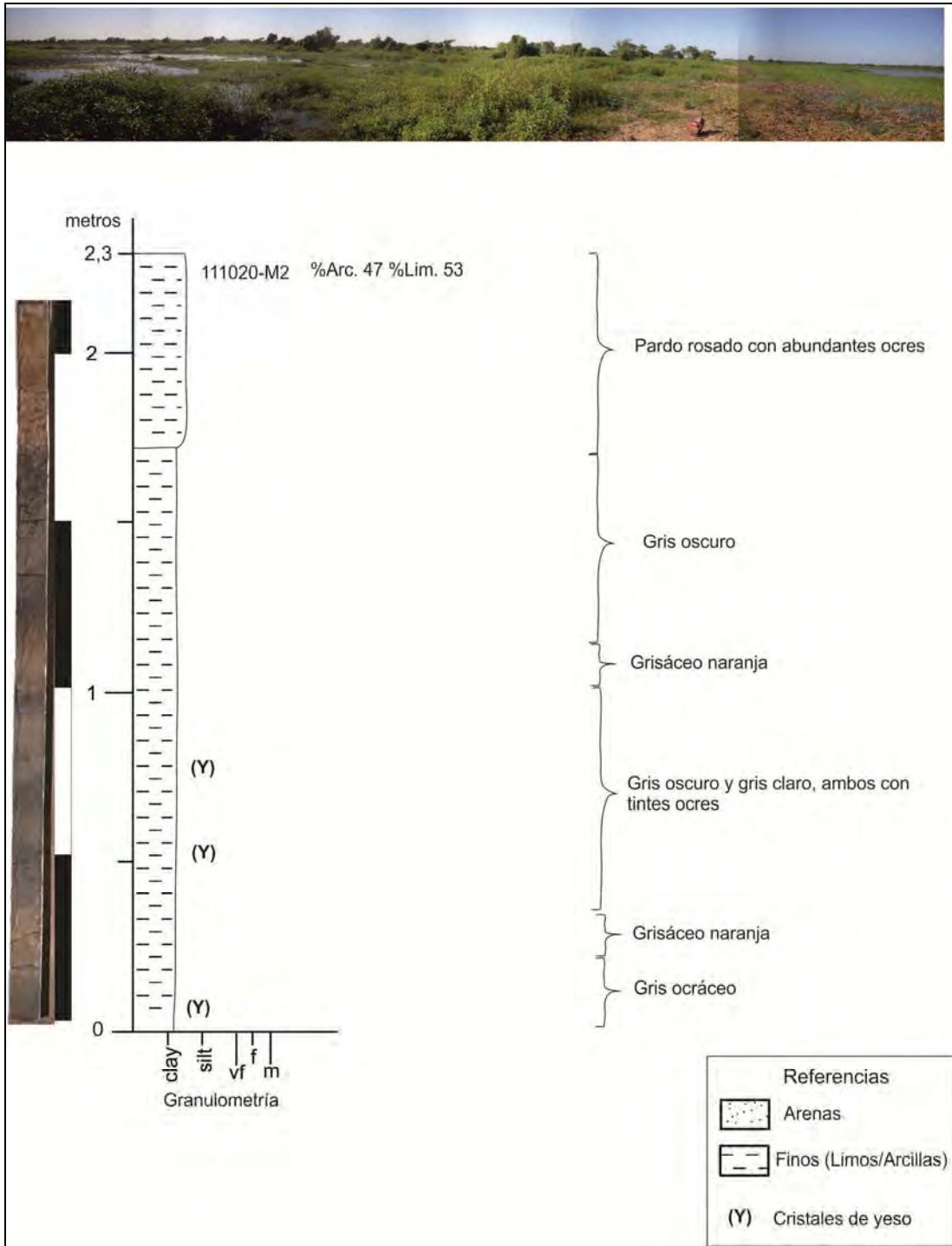


Figura C.13. Pf 6 en Figura C.1: perforación Laguna Los Chajaces. Depósitos antiguos lagunar-palustres muy resistentes a la penetración del vibracore. Nótese la presencia de cristales de yeso.

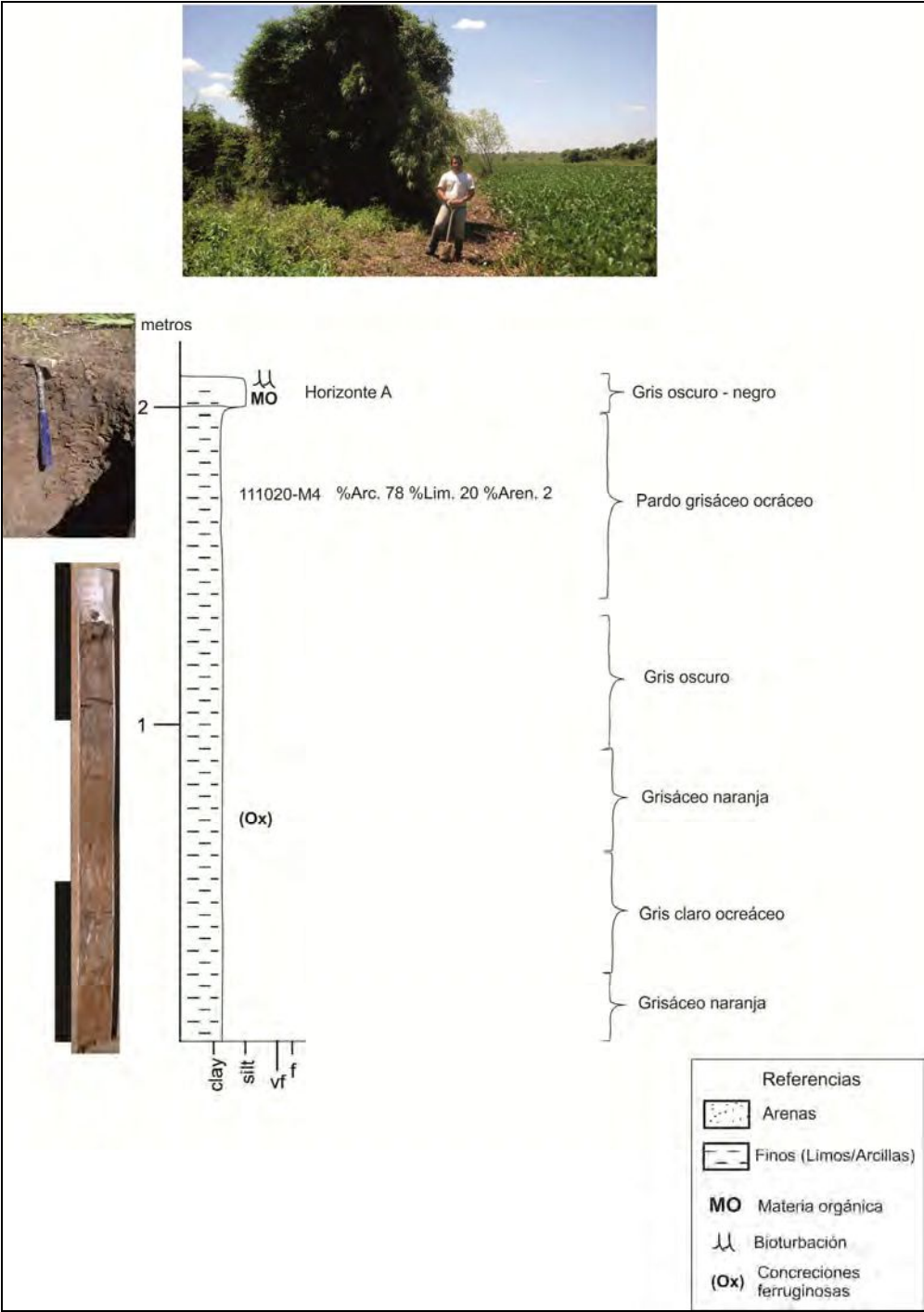


Figura C.14. Pf 7 en Figura C.1: perforación zona oeste de la planicie aluvial. Remanente de planicie sobre-elavada respecto del entorno del A° Paraná Miní (hacia la derecha, en la foto del sitio). Sedimentos finos actuales y antiguos en ambiente de islas y espiras de meandro disipadas.

Con relación a la Perforación 209 (Figura 2.39), la columna fue lograda a partir de un testigo continuo de 3,45 m de largo que atravesó la siguiente sucesión de sedimentos, desde la superficie del terreno hacia abajo:

- 0,95 m de limos y arenas interestratificadas en capas de 0,25 a 0,40 m de espesor (la relación de espesores totales de limos vs. arenas es de 2,2:1). Los limos son friables, y la arena, suelta. Los sedimentos finos tienen color en dos fases: pardo claro predominantemente (10 YR 7/2 = gris claro, a 7.5 YR 5.5/2 = pardo a gris rosáceo) y ocre naranja. En cuanto a las arenas, son cuarzosas, de color blanco y pardo amarillento, de tamaños de arena media a gruesa, y una capa de arena muy fina.
- 1,70 m de limo arenoso, color (2.5 Y 5/1 = pardo grisáceo) en el techo y luego verde grisáceo claro (5 Y 6.5/2 = gris oliva claro) en casi todo el espesor. La arena (35 % según análisis granulométrico por hidrómetro) es cuarzosa, media a muy fina. En la mitad inferior existen concreciones de compuestos de manganeso, negras. En los 20 cm basales el color vira a tonos más pardos, en mezcla con el verde grisáceo; así pasa en transición a:
- 0,30 m de limo, cuyo color se presenta en dos fases: verde y pardo (5 Y 7/3 = amarillo pálido, y 7.5 YR 7/4 = rosado, respectivamente). Esta capa posee concreciones calcáreas, equidimensionales y de superficie rugosa, de hasta 2 cm de tamaño.
- 0,50 m de arenas, medianas a gruesas y de selección moderada en los 15 cm superiores, y finas y muy bien seleccionadas, en la base; aquí el sedimento presenta zonas con tinción negra y también ocrácea, a modo de manchas. El color general, más frecuente, es el pardo muy claro (10 YR 7.5/3 = pardo muy pálido) y en la base, ocre anaranjado (10 YR 7/6 = amarillo); allí se notaron agregados friables a resistentes, aparentemente por la presencia de óxidos de hierro. Se interrumpe la perforación porque es imposible avanzar debajo de este nivel.

Referencias Bibliográficas

- Berry, P. L., y D. Reid (1993). "Mecánica de suelos". McGraw-Hill. Santafé de Bogotá.
- EPA (Environmental Protection Agency) (1991). "Description and sampling of contaminated soils: a field pocket guide". EPA/625/12-91/002. Cincinnati.
- Hodgson, J. M. (1976). "Soil survey field handbook: describing and sampling soil profiles". Soil Surv. Tech. Monographs, 5, Harpenden.
- Huerta & Asoc. (2003). "Estudios de prefactibilidad y anteproyecto definitivo de la Interconexión Vial entre las Provincias de Corrientes y Santa Fe". Informe Final, Consejo Federal de Inversiones. Buenos Aires.
- Pereira, M. S. (2016). "El Río Paraná: geomorfología y morfodinámica de barras e islas en un gran río anabranching". Tesis Doctoral, Fac. de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. La Plata.
- Ramonell, C.G. (2005). Geología y geomorfología de la laguna Setúbal y su entorno (Santa Fe, Argentina). Trabajo Final de Licenciatura en Cs. Geológicas, Tomos 1 y 2. Universidad Nacional de San Luis.

ANEXO D

Registros de variedades de cambios morfológicos históricos en CS del tramo medio

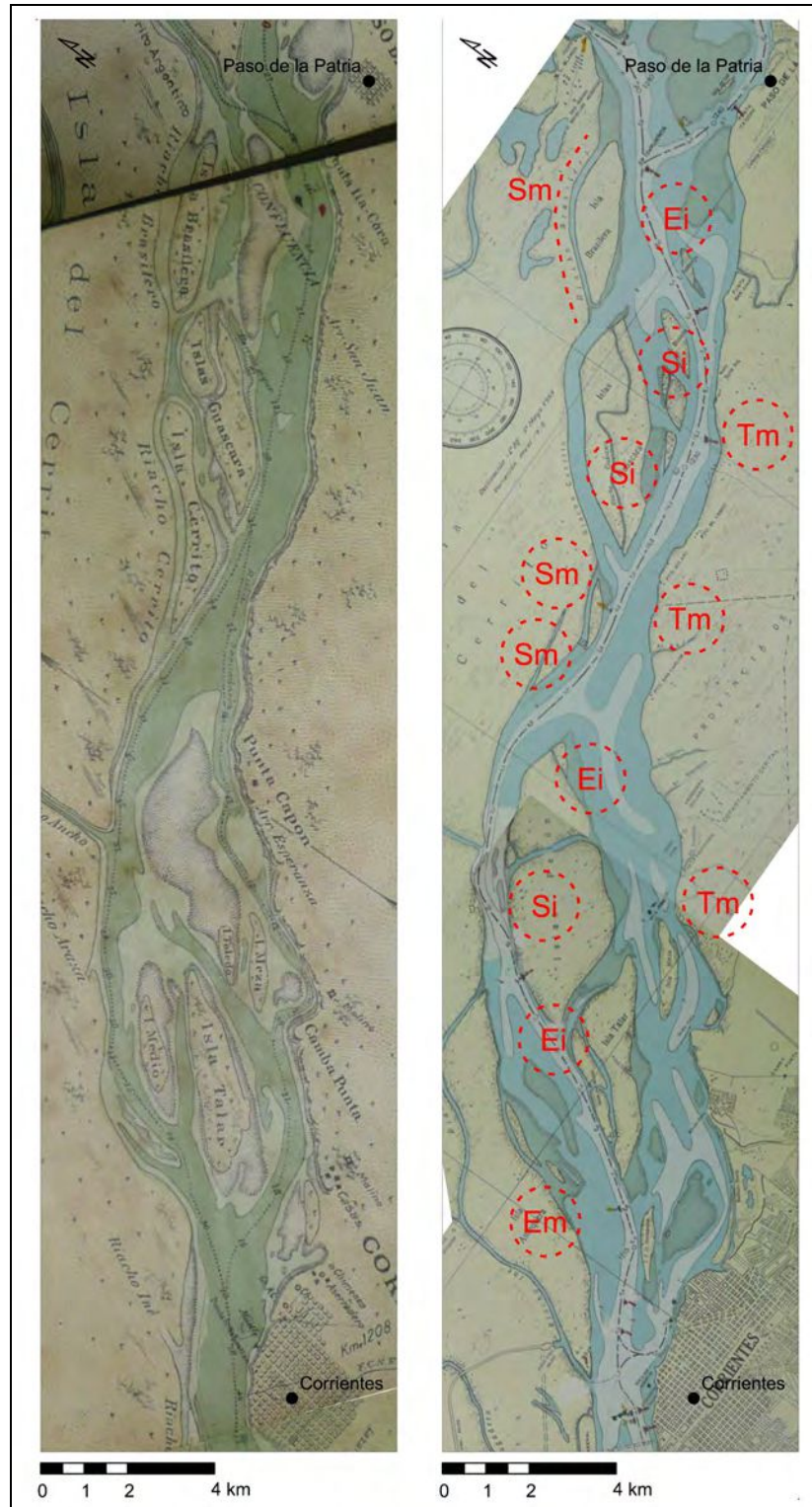


Figura D.1. Formación y evolución de CS asociados al CP entre Paso de la Patria y Corrientes, 1913 (izquierda) y 1971 (derecha). Sm, Em y Tm: sedimentación, erosión y estabilidad de la margen, respectivamente, al final del período. Si y Ei: sedimentación y erosión en islas.

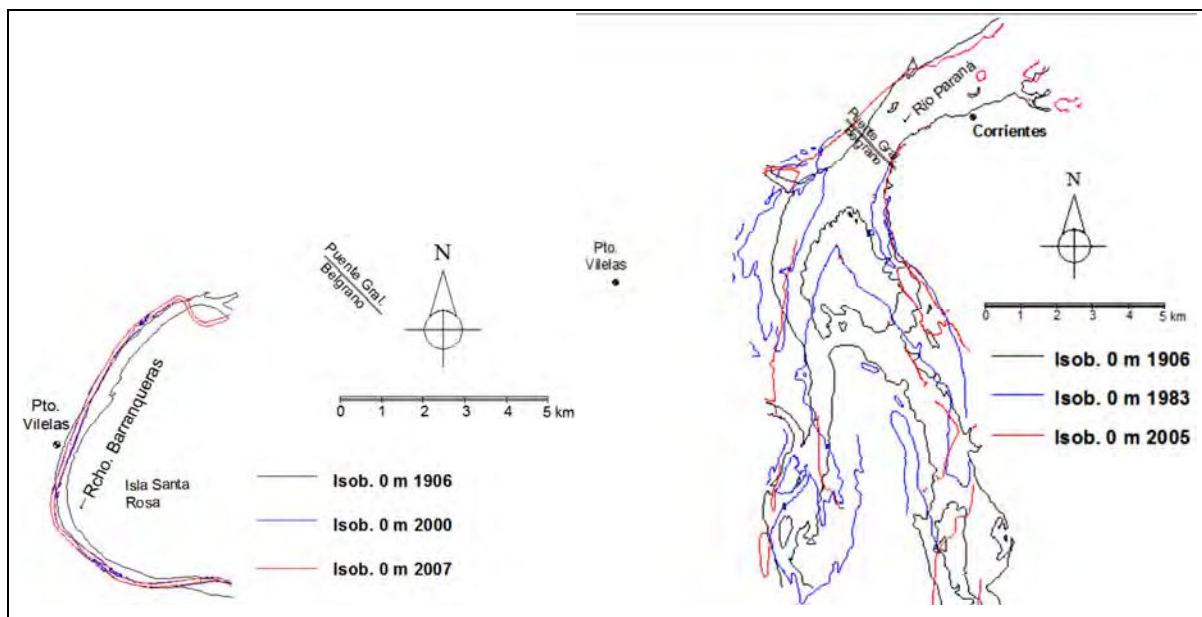


Figura D.3. Evolución (al nivel de isobatas del 0 m de hidrómetros locales) de CS asociados al CP aguas abajo del puente Gral. Belgrano (v. Figura D.2 para el contexto; izquierda: Rcho. Barranqueras, lindante a Pto. Vilelas, Chaco; derecha: CP y CS delimitados entre sus islas).

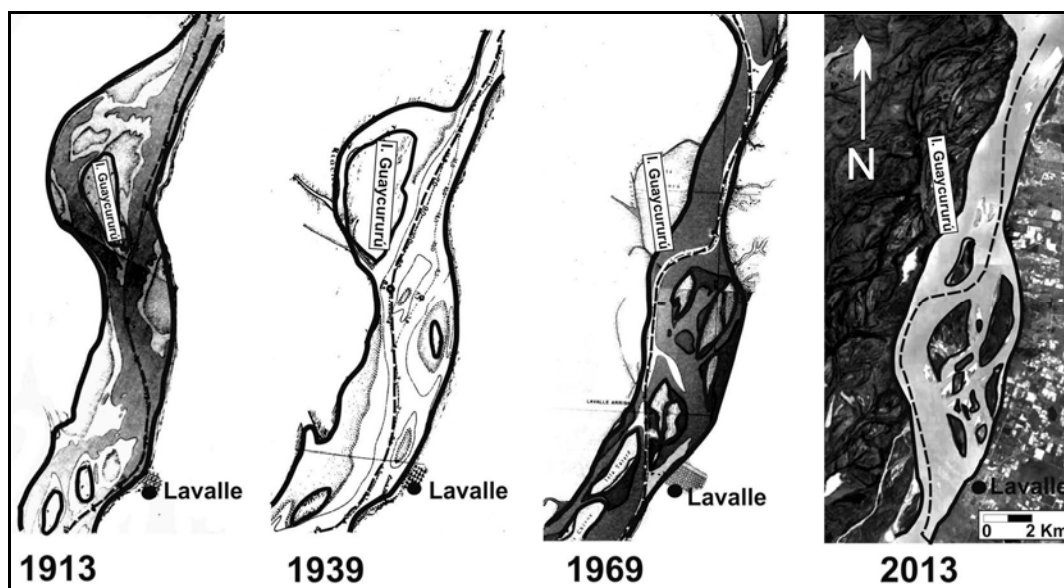


Figura D.4. Formación, evolución y desaparición de CS asociados al CP aguas arriba de Goya.

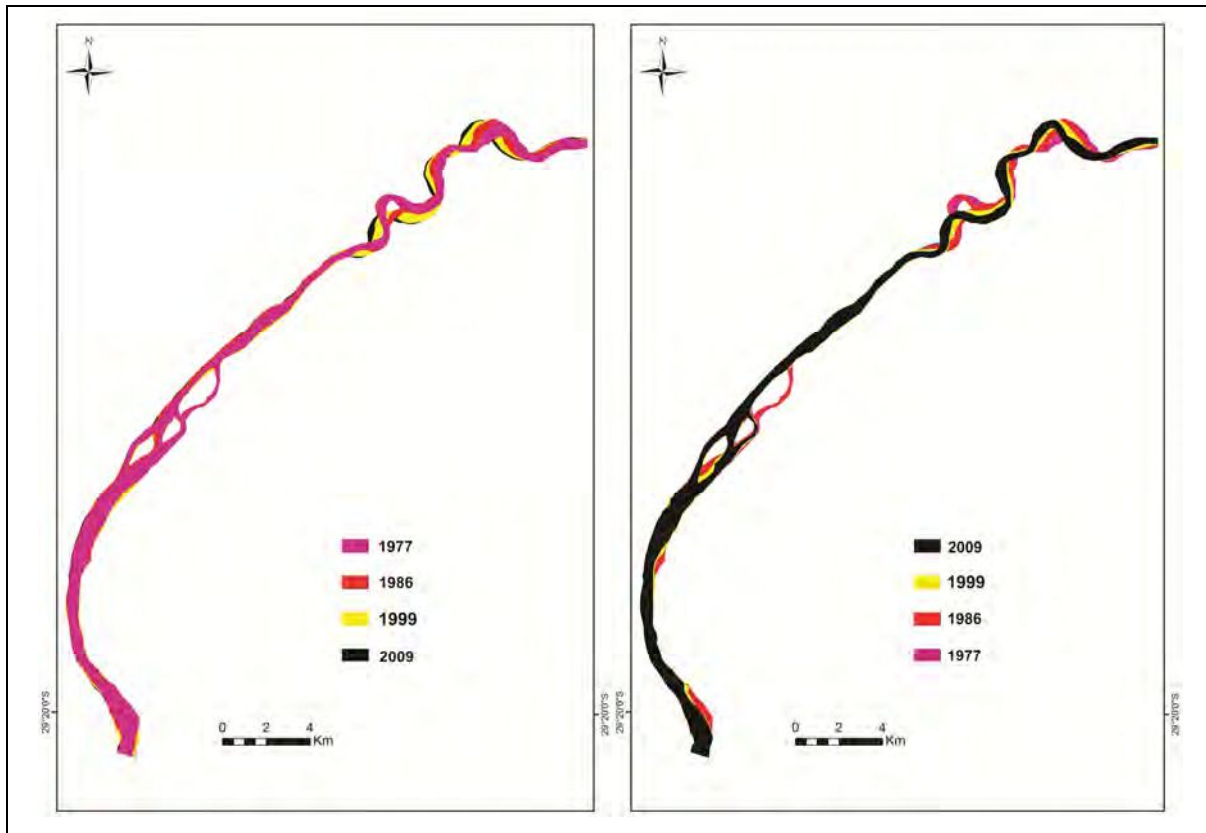


Figura D.5. Cambios en el río San Jerónimo – Corrientoso, 1977 – 2009. Izquierda: evolución de las erosiones; derecha: evolución de las zonas de sedimentación.

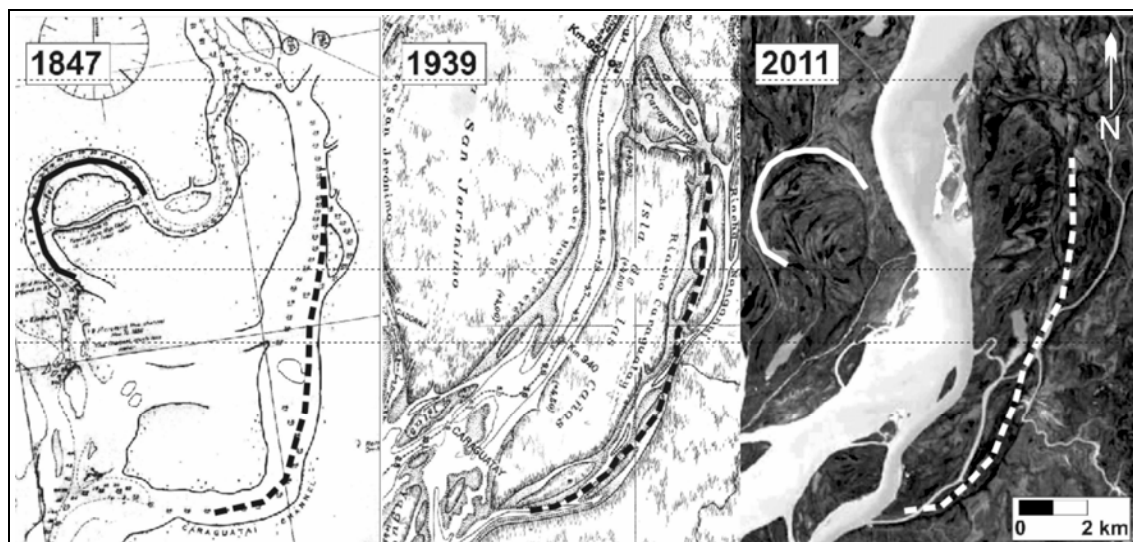


Figura D.6. Origen del Rcho. Caraguatay (línea de guiones) al S de Goya, por avulsión del CP.

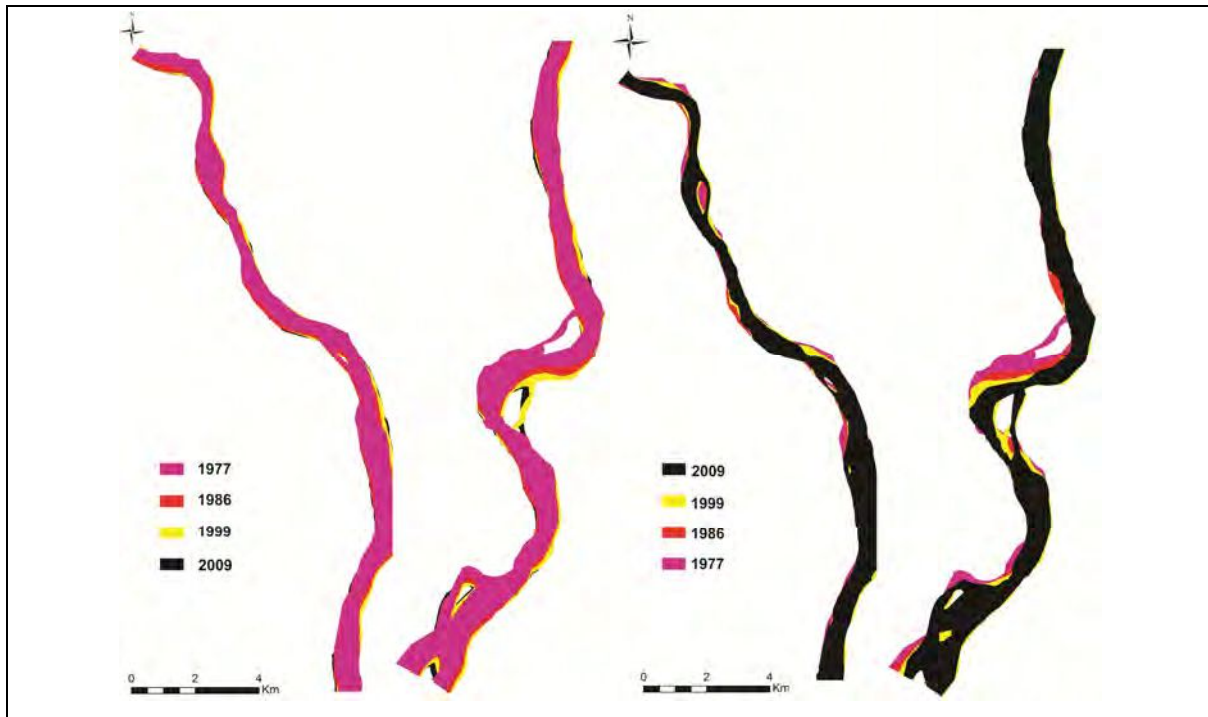


Figura D.7. Cambios en el Rcho. Espinillo, al N de La Paz, 1977 – 2009. Izquierda: evolución de las erosiones; derecha: evolución de las zonas de sedimentación.

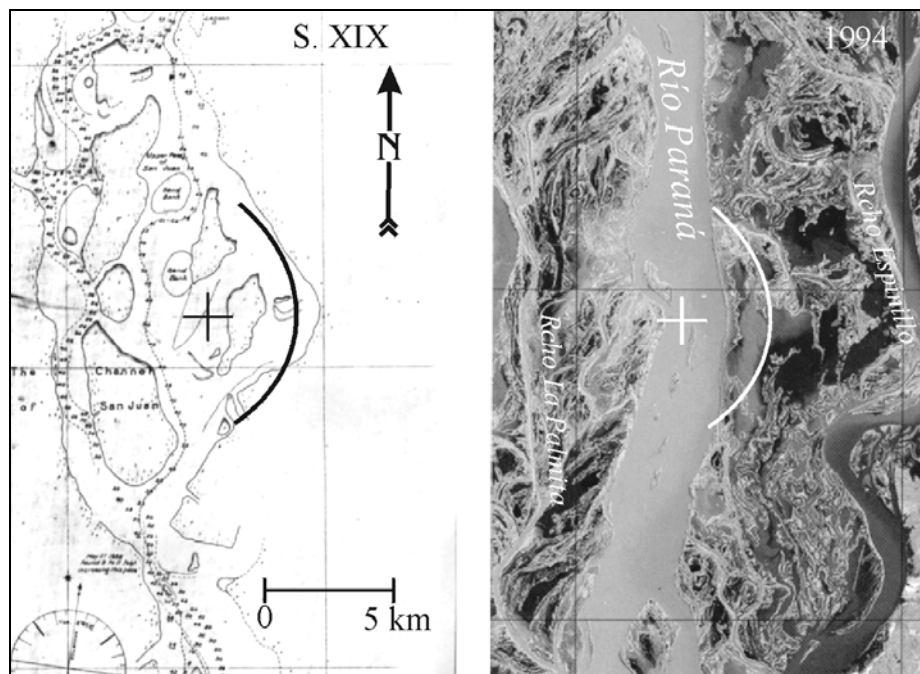


Figura D.8. Formación del Rcho. La Palmita por migración del thalweg del CP al N de La Paz. La cruz y el arco señalan idénticos sitios en ambos registros.

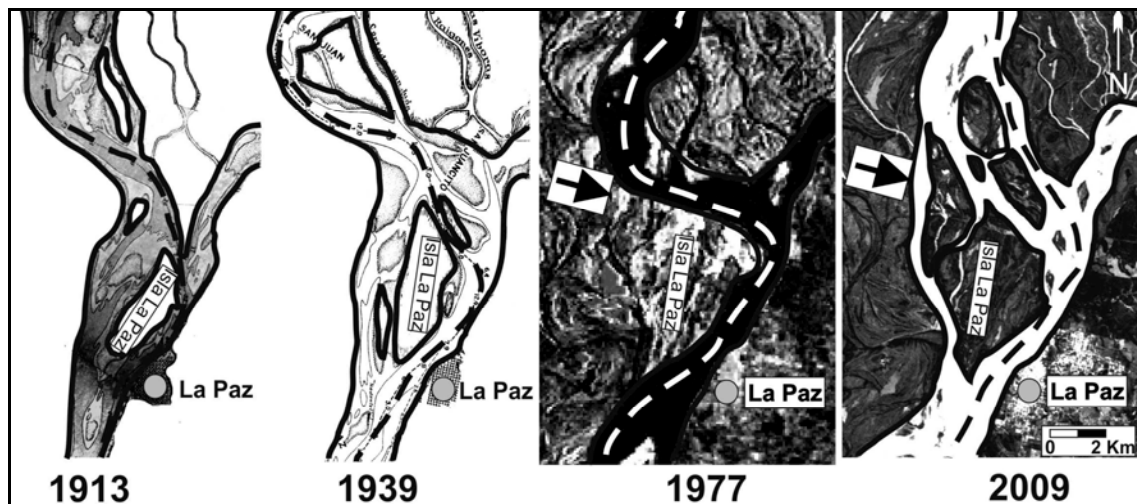


Figura D.9. Aparición y desaparición de CS por procesos de sedimentación y erosión en La Paz.

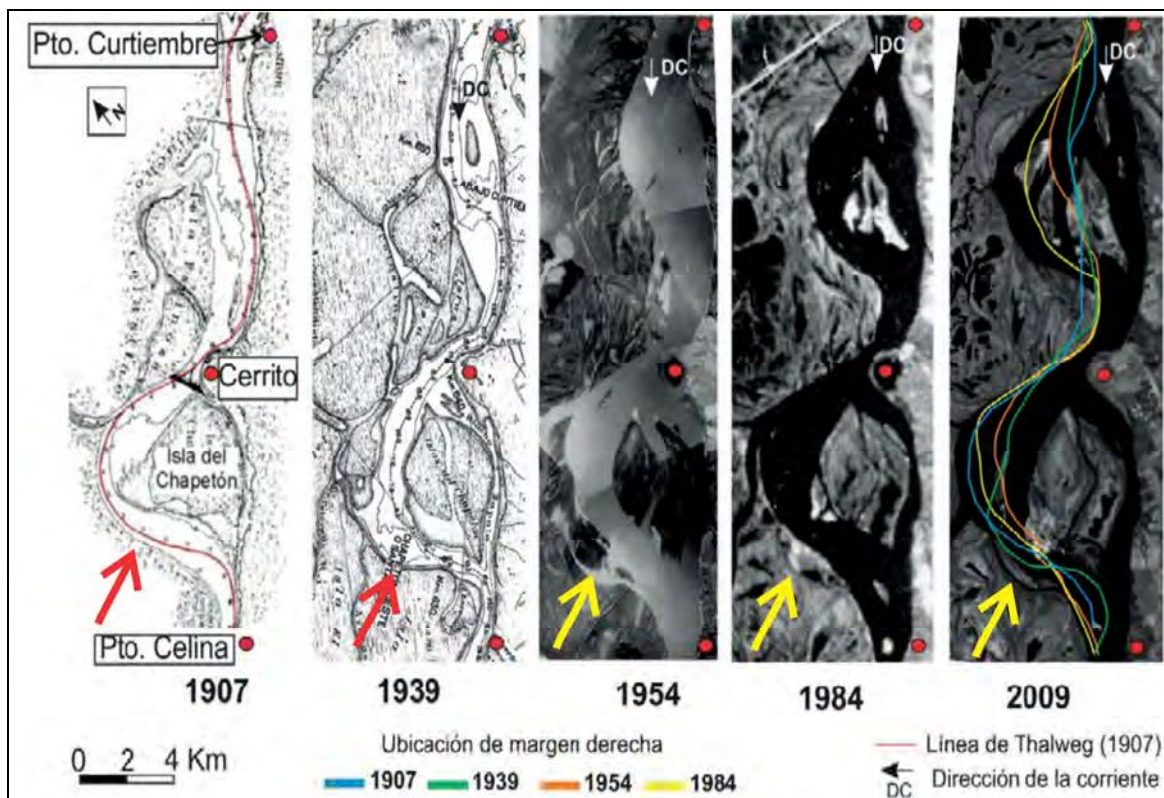


Figura D.10. Formación del A° Yacarecito (flechas amarillas en los registros de 1954 a 2009) por rectificación de una onda del thalweg del CP ocurrida entre 1907 y 1939 (flechas rojas).

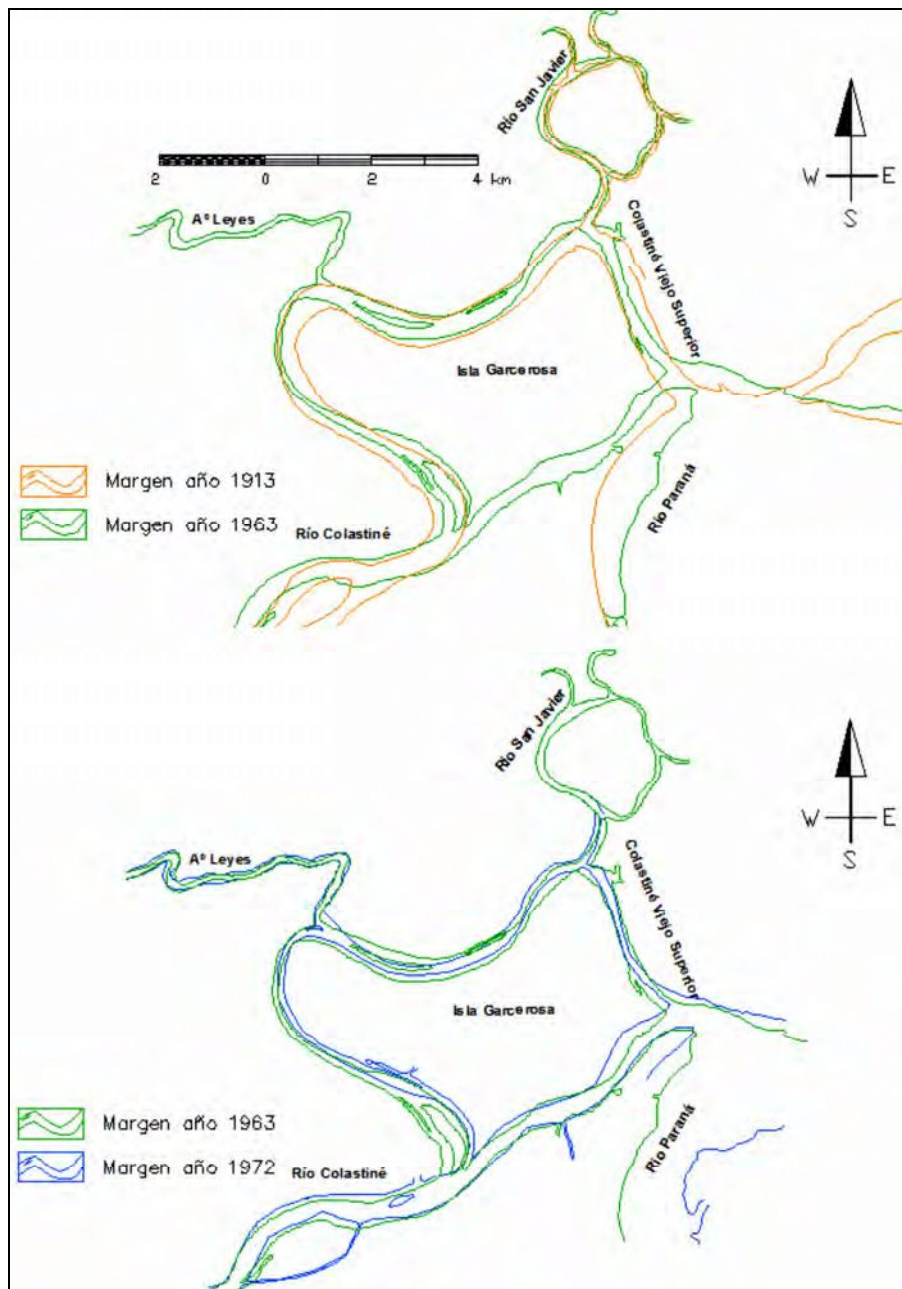


Figura D.11. Formación y evolución (con cegamientos progresivos incluida) de segmentos de CS en el entorno de la boca del río Colastiné, sobre margen derecha del CP (v. también Figura 3.4).

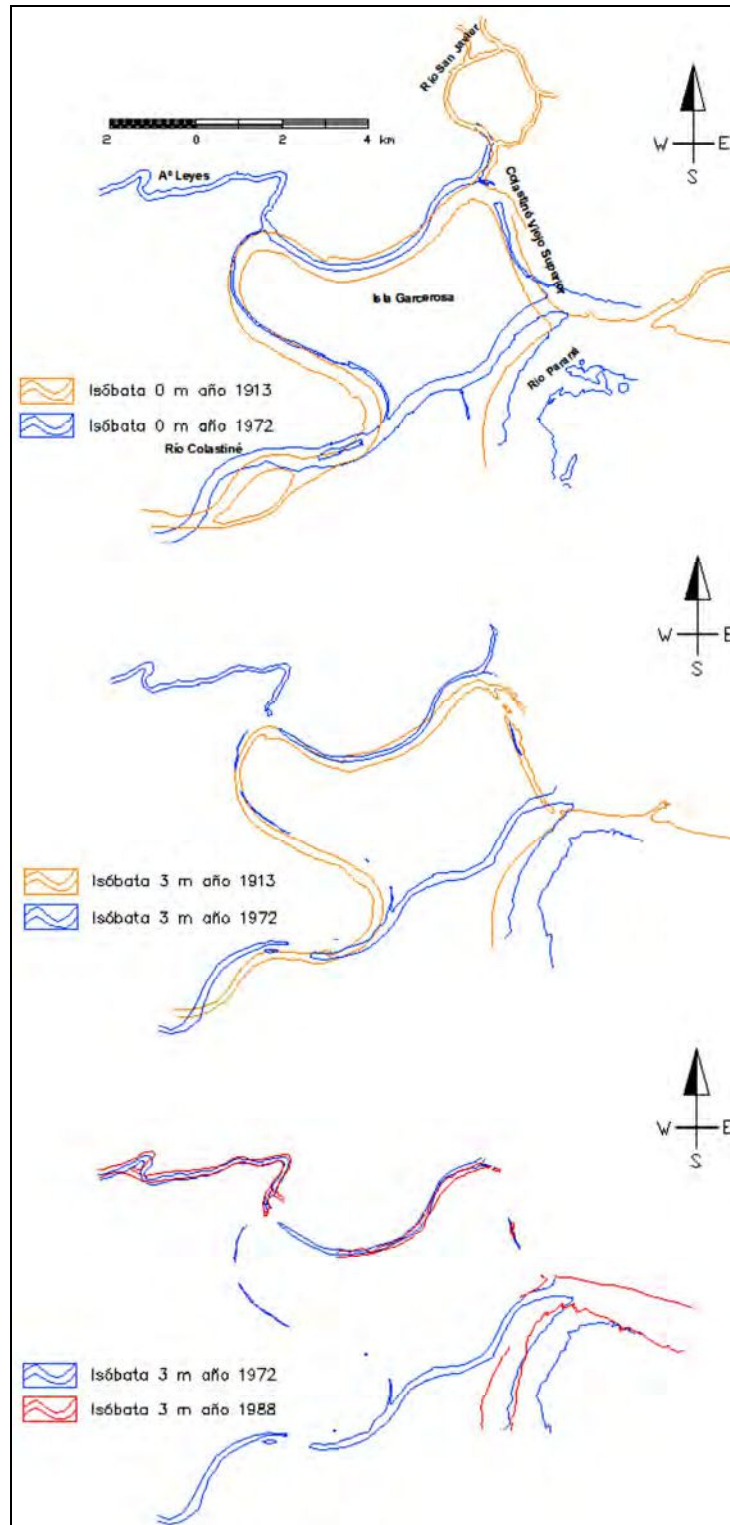


Figura D.12. Evolución 1913 – 1972 – 1988 de segmentos de CS en el área de Figura D.11, al nivel de isobatas de 0 m y 3 m (i.e., unos 3 y 6 m de profundidad, respectivamente, respecto de niveles de aguas medias en el sistema fluvial).

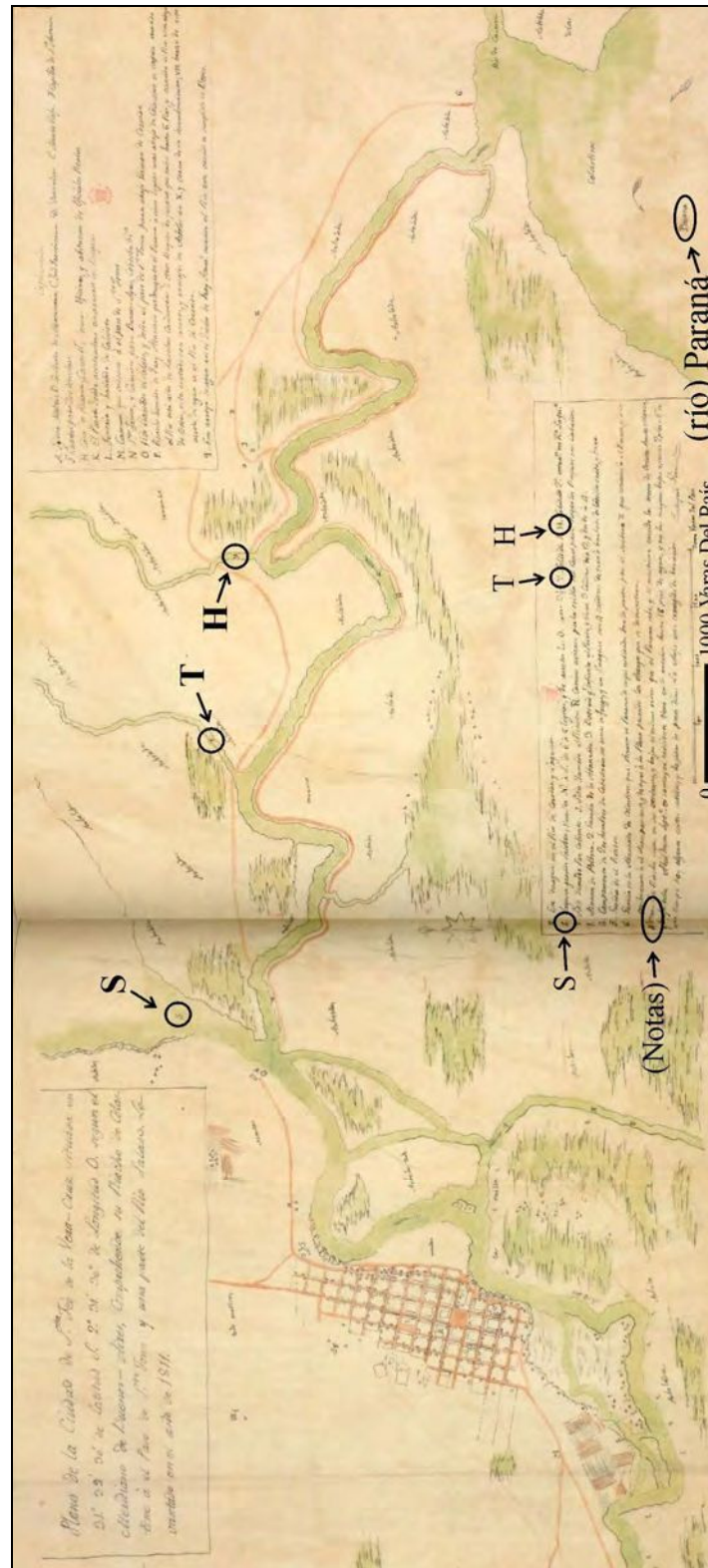


Figura D.13. Riacho Santa Fe en 1811 (v. también Figura D.14). Se transcriben textos de interés, manuscritos en el original: **“S.** Laguna grande Salobre, tiene de N. a S. de 6 a 8 leguas y de ancho E.O. como 2 ½. **T.** Saladillo 1º. **H.** Saladillo 2º. entraⁿ en di^a lagu^a”.

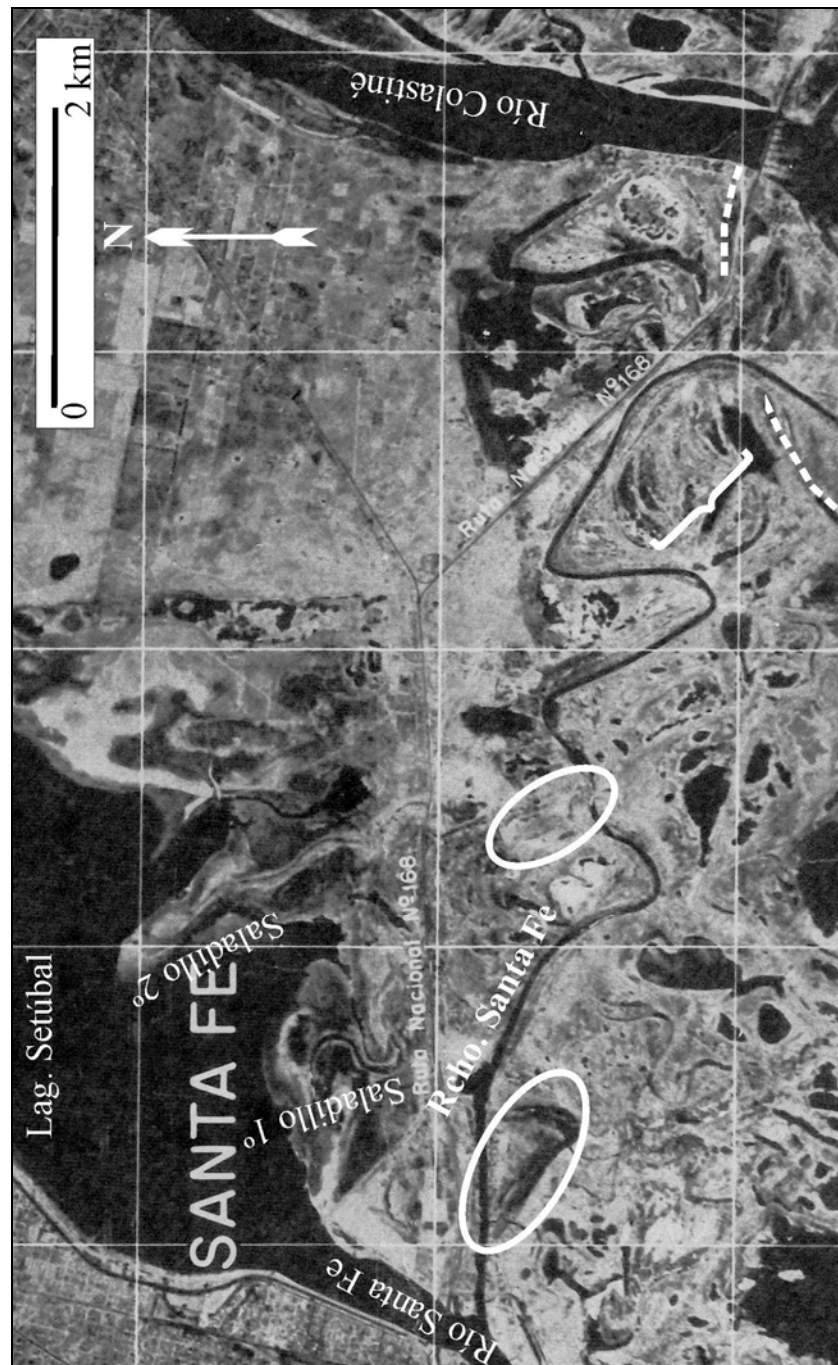


Figura D.14. Riacho Santa Fe, mosaico aerofotográfico de noviembre de 1974 (H_{hPP} : 2,02 - 2,22 m). Los óvalos indican la ubicación de meandros rectificadas, activos en 1811 (Figura D.13); la línea de guiones reproduce la posición aproximada de la margen del río Paraná hacia ese año. Nótese la morfología típica de la unidad (de canales sinuosos flanqueados por albardones) en los “saladillos” 1º y 2º (que entraban en la laguna hacia 1811).

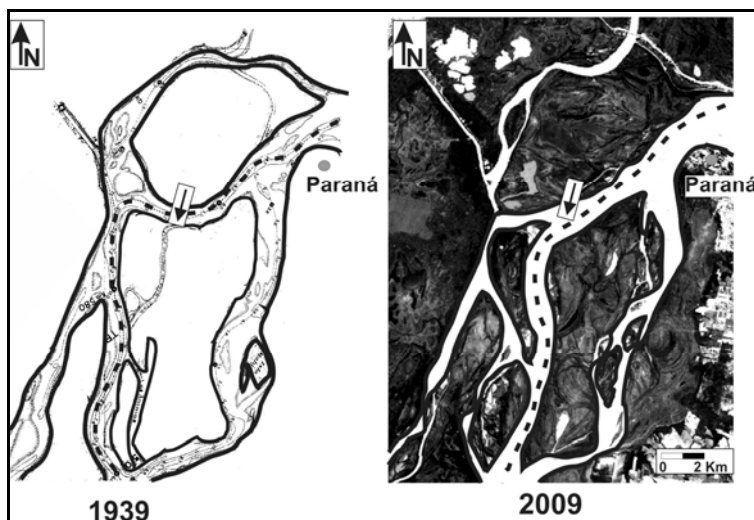


Figura D.15. Captura del Rcho. Barroso por el CP (indicado con flechas negras); conversión del brazo O de la isla Ánimas en el Rcho. Ánimas por abandono del thalweg; en el borde E de la planicie, disminución del río Paracao (v. penúltima figura del Anexo A, por ubicaciones y contexto).

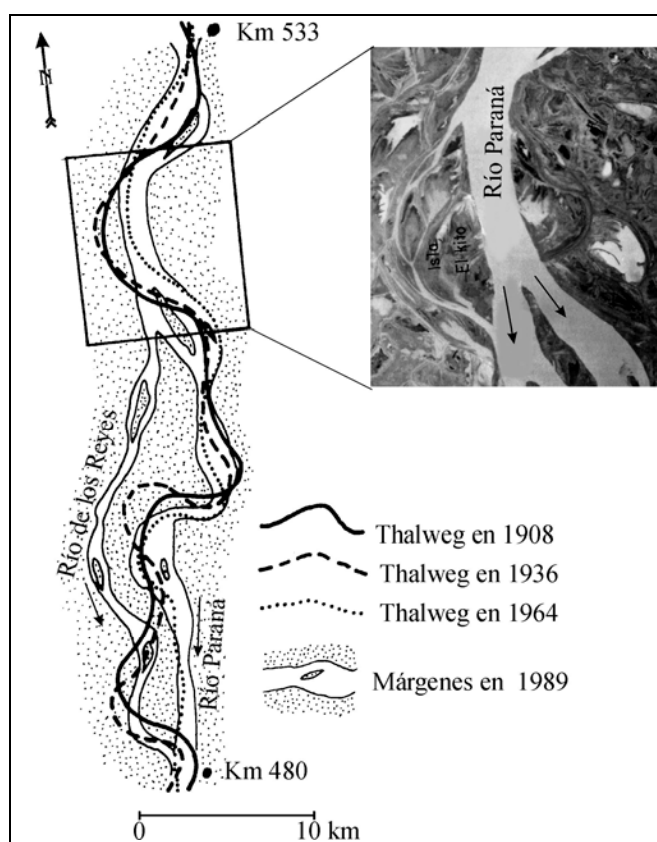


Figura D.16. Arriba, formación del Rcho. El Kito al oeste de la isla homónima, por abandono de un meandro del thalweg del CP; extremo inferior: extensión del río de los Reyes, por similar proceso.

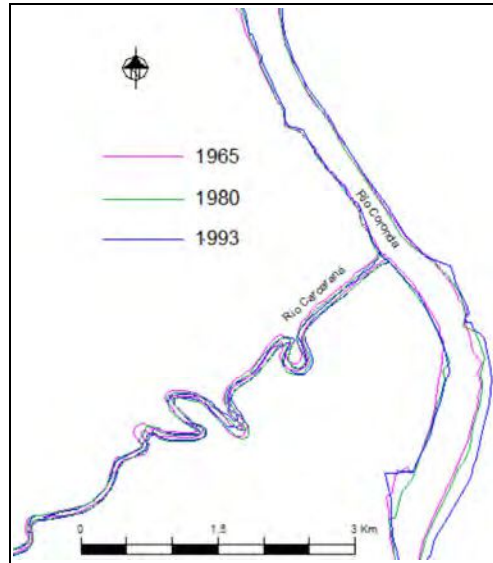


Figura D.17. Cambios (principalmente por erosión) del río Coronda en el área de Puerto Gaboto.

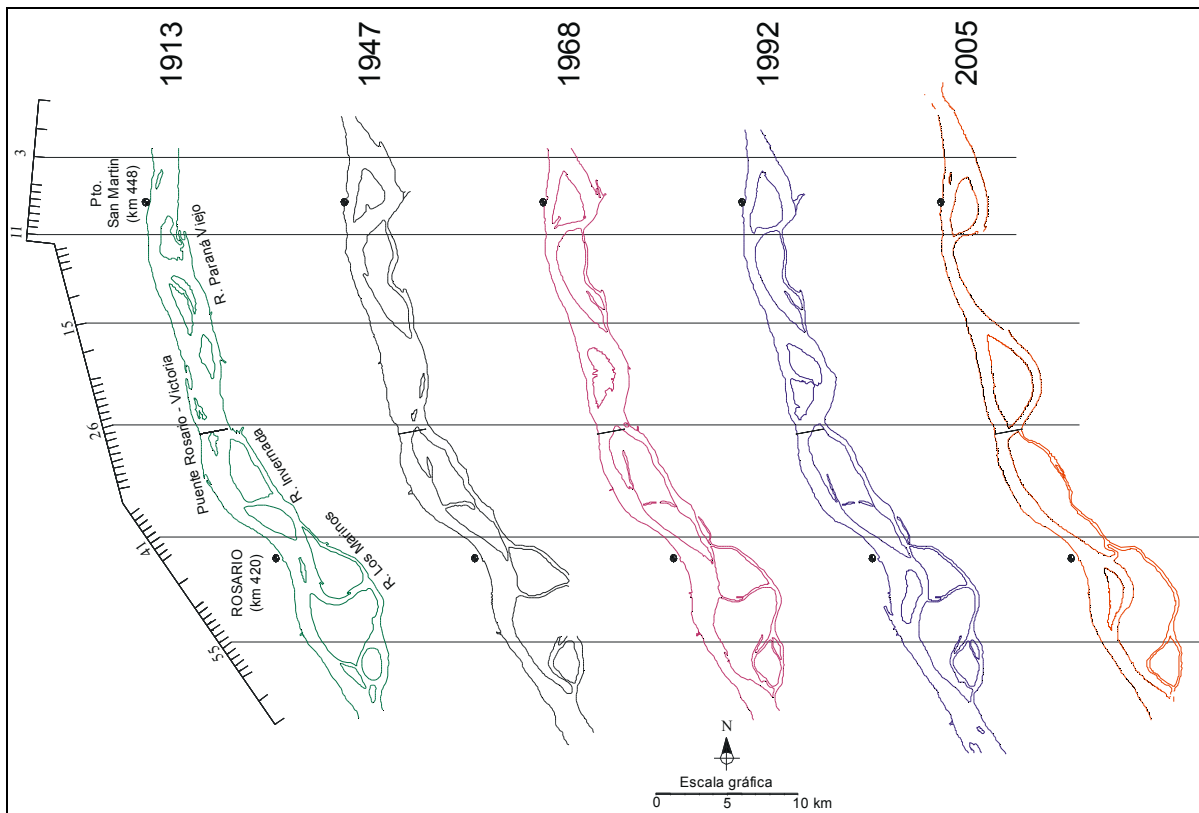


Figura D.18. Extremo superior: aparición y desaparición de un CS cerca de Pto. San Martín. Extremo inferior: evolución de los CS La Invernada – Los Marinos, frente a Rosario.



Figura D.19. Conformación del Rcho. Las Cañitas por capturas y extensiones sucesivas de cauce ocurridas entre 1939 y 2018.

ANEXO E

Distribución espacial de sedimentos del lecho y en transporte del río entre los ejes Cerrito
(km 640) – A° Leyes y Paraná (km 601) – Santa Fe

Contenido:

Presentación	Pág. 333
Distribución espacial de sedimentos registrada el 2 de Marzo de 2011	Pág. 334
Distribución espacial de sedimentos registrada el 28 de Diciembre de 2011	Pág. 335
Distribución espacial de sedimentos registrada el 9 de Marzo de 2012	Pág. 336
Distribución espacial de sedimentos registrada el 23 de Abril de 2013	Pág. 337
Distribución espacial de sedimentos registrada el 24 de Julio de 2013	Pág. 338

Presentación

El Anexo E contiene infografías con los resultados procesados de 5 campañas de medición fluviométrica realizadas en los años 2011, 2012 y 2013, en distintas condiciones hidrométricas e hidro-sedimentológicas del sistema fluvial en el área.

La Figura 3.41, hacia el final del Capítulo 3, da un marco de referencia de la evolución de niveles en el tiempo en que se hicieron las evaluaciones.

Las infografías en general presentan 3 juegos de informaciones, en los puntos muestreados:

- la imagen superior corresponde a concentraciones de limos y arcillas (en mg/l);
- la imagen siguiente, a concentraciones de sólidos disueltos, también en mg/l; y
- la imagen inferior, a granulometrías del material del lecho, expresadas como % de Arcillas (A) y % de Limos (L), considerando que el % restante hasta completar 100 % son arenas, en todos los casos (no se muestreo el fondo de los cauces en la primer campaña).

Los colores en las infografías media y superior sólo pretenden resaltar la homogeneidad o heterogeneidad espacial de las concentraciones, individualizando con rojo los valores altos, verde los bajos, y amarillo los “intermedios”.

Las cifras nominales así coloreadas son diferentes en cada situación.

Las muestras fueron obtenidas y procesadas de acuerdo a los detalles metodológicos explicitados en el ítem 3.2.

La base de las infografías corresponde a las imágenes satélite de la serie Landsat (5, 7 u 8) de fecha más cercana a cada campaña de medición, en bandas del espectro visible en cada caso (3, para las dos primeras plataformas, y 4 en el caso de Landsat 8). Se puede llegar a percibir, fuera de los defectos propios de las imágenes o las coberturas nubosas, las diferencias en la tonalidad de las aguas devenidas de los diferentes valores en las concentraciones de la carga de lavado.

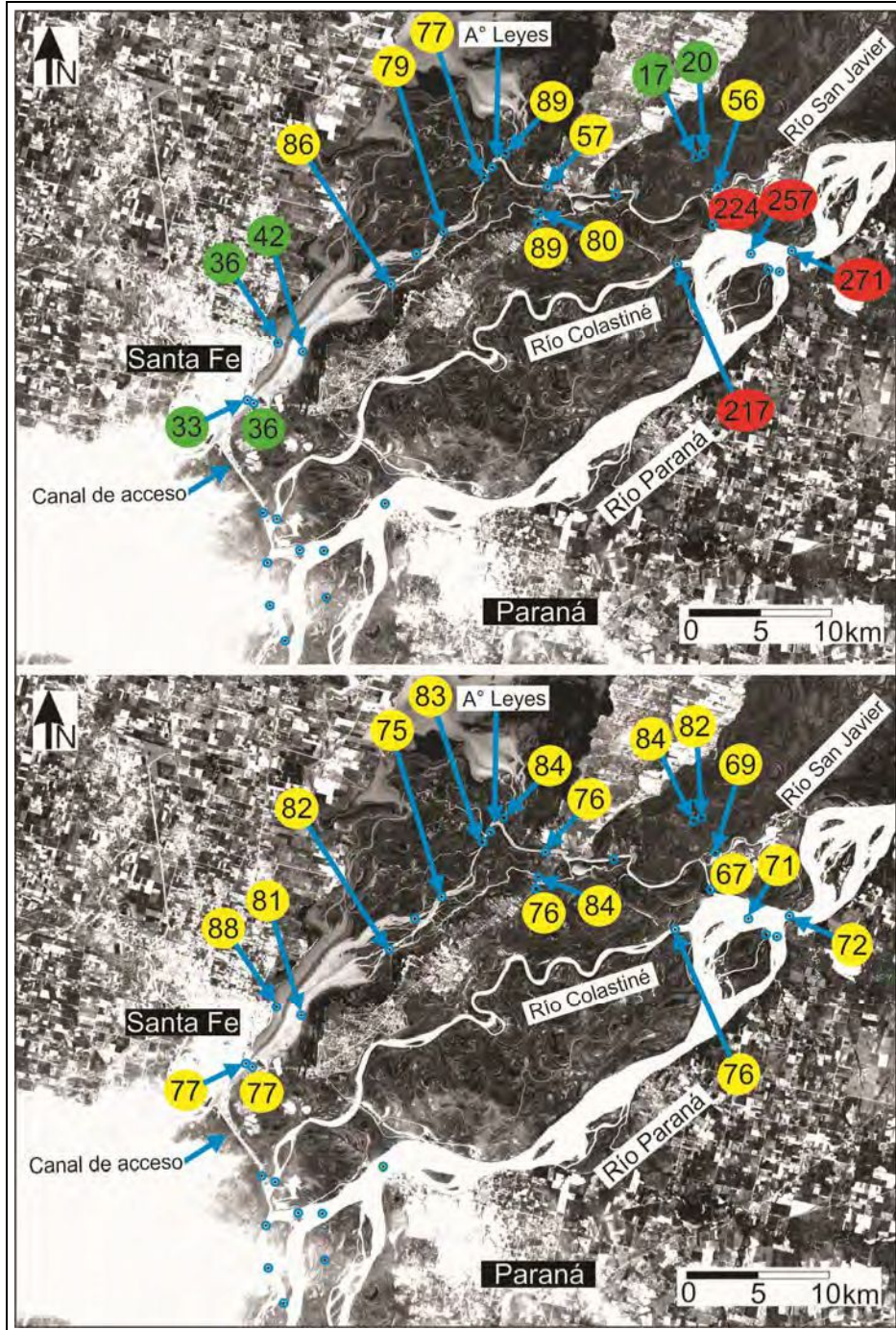


Figura E.1. Distribución espacial de sedimentos registrada el 2 de Marzo de 2011 (v. Presentación del Anexo por significado de valores –y colores– de la infografía).



Figura E.2. Distribución espacial de sedimentos registrada el 28 de Diciembre de 2011 (v. Presentación del Anexo por significado de valores –y colores– de la infografía).



Figura E.3. Distribución espacial de sedimentos registrada el 9 de Marzo de 2012 (v. Presentación del Anexo por significado de valores –y colores– de la infografía).

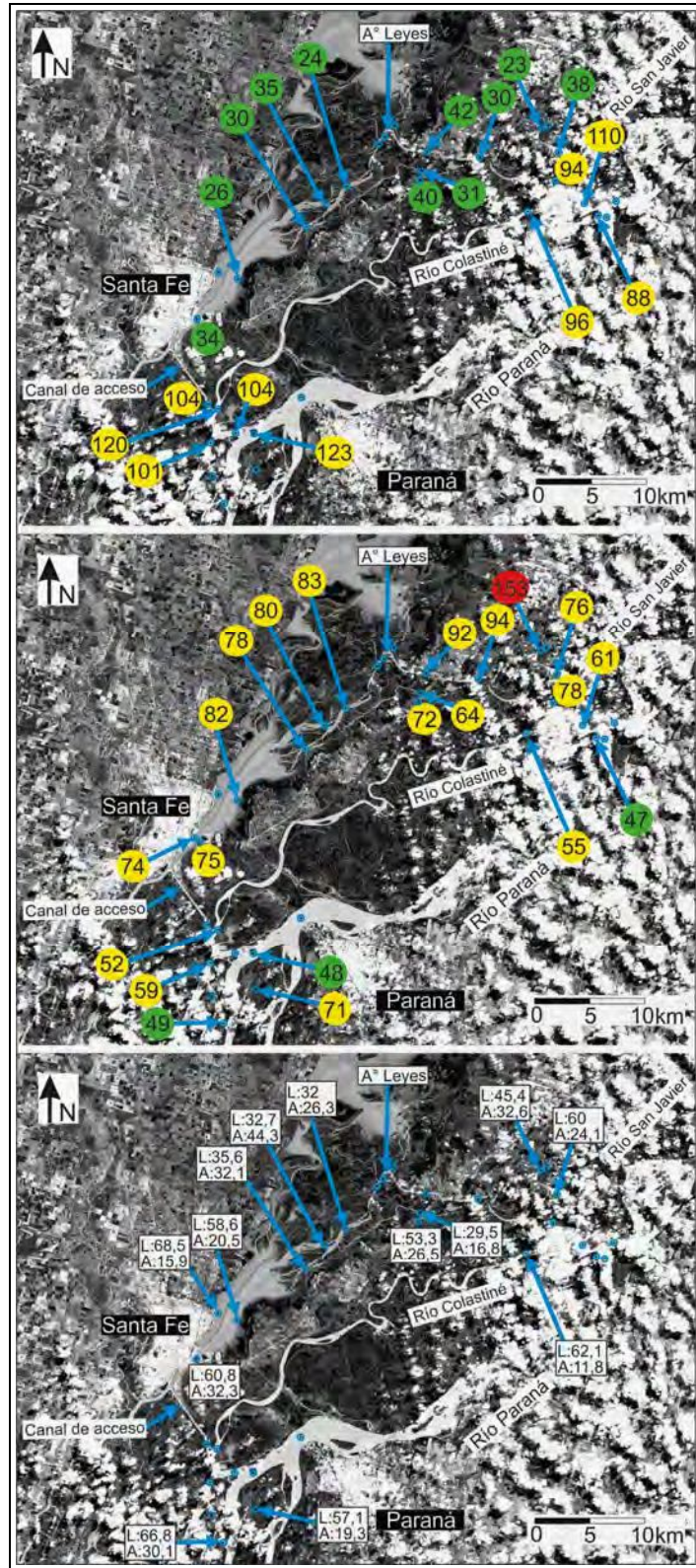


Figura E.4. Distribución espacial de sedimentos registrada el 23 de Abril de 2013 (v. Presentación del Anexo por significado de valores –y colores– de la infografía).

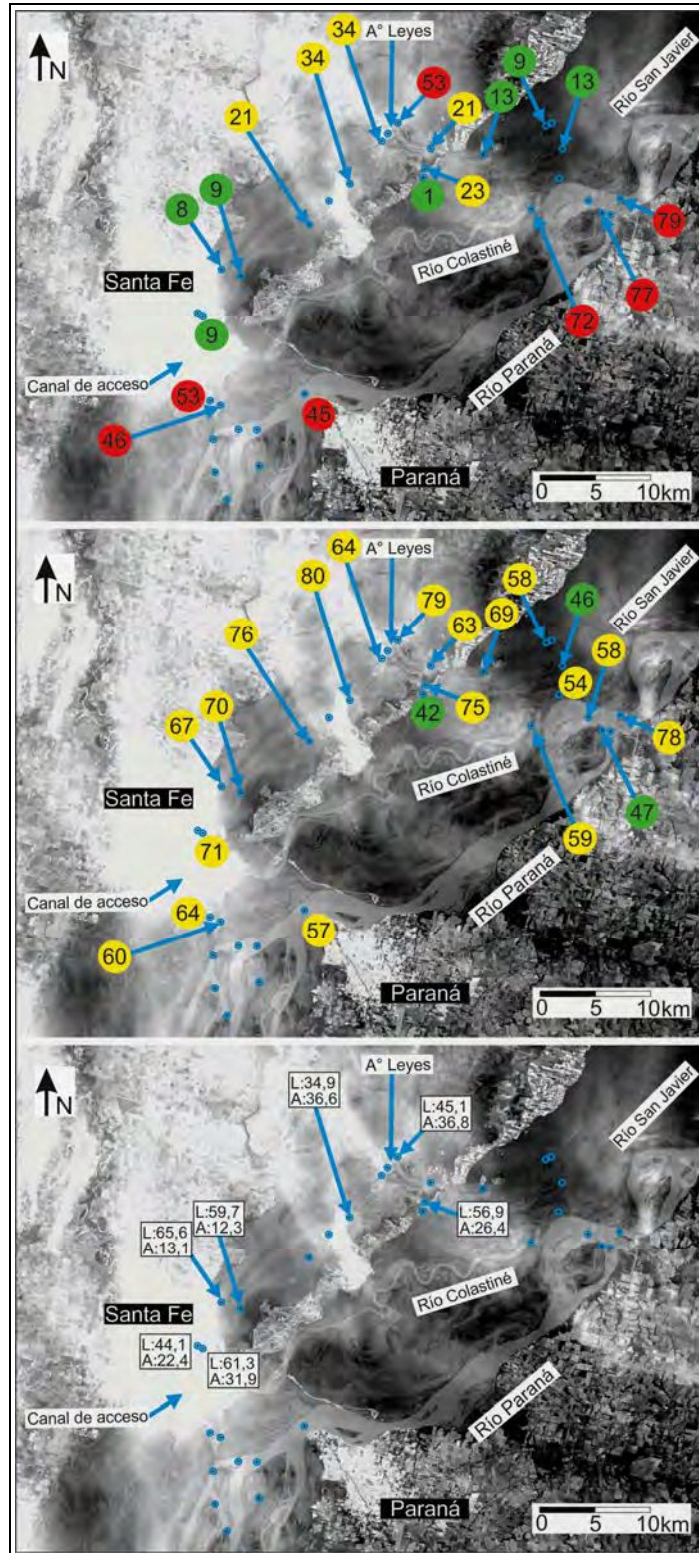


Figura E.5. Distribución espacial de sedimentos registrada el 24 de Julio de 2013 (v. Presentación del Anexo por significado de valores –y colores– de la infografía).